

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

СВОДНЫЙ ТОМ
выпуск 4



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР



ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ

СВОДНЫЙ ТОМ В ПЯТИ ВЫПУСКАХ
С АТЛАСОМ КАРТ



ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

А. В. СИДОРЕНКО

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА:

Н. В. РОГОВСКАЯ, Н. И. ТОЛСТИХИН, В. М. ФОМИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА, 1973

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
■
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Выпуск 4

ВЛИЯНИЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА
НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

РЕДАКТОР
И. В. ГАРМОНОВ
ЗАМЕСТИТЕЛЬ РЕДАКТОРА
А. И. ЕФИМОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА, 1973

Гидрогеология СССР Сводный том в пяти выпусках Вып 4 Влияние производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно геологические условия М, «Недра», 1973, 280 с (ВСЕГИНГЕО)

В книге рассматривается влияние производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно геологические условия Освещаются положения охраны природы, показаны направления влияния водозаборов подземных вод на природные условия и изменения гидрогеологических условий (образование депрессионных воронок, изменение качества подземных вод и т д).

Рассмотрены некоторые вопросы прогноза оседания земной поверхности и методы расчетов оседания, влияние водоотлива из горных выработок, влияние осушения шахтных полей месторождений на гидрогеологические и инженерно геологические условия, описаны процессы, происходящие на берегах водохранилищ а также влияние мелиорации земель

Дается оценка и основные положения методики проведения комплекса мероприятий, призванных увлажнять почву, улучшать ее качество не допускать засоления земель и пр

Рассмотрено влияние хозяйственного освоения территории с многолетнемерзлыми породами Обращено серьезное внимание на охрану поверхностных и подземных вод от загрязнения Книга рассчитана на гидрогеологов, геологов, специалистов по инженерной геологии месторождений и т д

Таблиц — 42, иллюстраций — 82 список литературы — 179 названий

Hydrogeology of the U. S. S. R. Summary volume in five parts Part 4 The influence of the industrial human activities on the hydrogeological and engineering-geological conditions Moscow, Publishing house „Nedra” 1973 VSEGIN GEO

The influence of the industrial human activities on the hydrogeological and engineering geological conditions is considered in the book The main aspects of the conservation of the environment are presented

The effect of the water intakes on the environment and the change of the hydrogeological conditions are given Some aspects of the forecasting of the surface subsidence and the methods of the calculation of the subsidence the effect of the water removing (drainage) from mine openings on the hydrogeological and engineering-geological conditions are considered the processes that take place on the banks of the water reservoirs and also in the reclamation of lands are described

The particular attention is paid to the conservation of the surface water and groundwater from the pollution and to the exploitation of the territories with the permafrost rocks

The book is intended for hydrogeologists geologists and specialists in engineering geology and in land reclamation etc

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СВОДНОГО ТОМА

ЕФИМОВ А. И
РОГОВСКАЯ Н. В.
СИДОРЕНКО А. В.
СМИРНОВ С. И.

ТОЛСТИХИН Н. И.
ФОМИН В. М.
ЧУРИНОВ М. В.
ЯРОЦКИЙ Л. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ 4-ГО ВЫПУСКА

БАБУШКИН В. Д.
ГАРМОНОВ И. В.
(отв. редактор)

ЕФИМОВ А. И.
(зам. редактора)
НИКИТИН М. Р.
РОГОВСКАЯ Н. В.



ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие. Гармонов И. В.	7
Глава I. Некоторые положения проблемы «охрана природы», Гармонов И. В. Ефимов А. И., Толстой М. П.	11
Глава II. Влияние водоотбора подземных вод	22
Краткая характеристика процессов, развивающихся в связи с отбором под- земных вод для водоснабжения. Язвин Л. С. при участии Фаренгольц З. Д.	22
Примеры влияния водоотбора подземных вод на природную обстановку	26
Развитие депрессионных воронок. Коляда М. Н.	26
Влияние водоотбора подземных вод на осушение смежных водонос- ных горизонтов. Фаренгольц З. Д.	31
Влияние водопонижения на оседание земной поверхности г. Москвы. Снобкова А. И.	34
Выводы. Язвин Л. С.	41
Глава III. Влияние водоотлива из горных выработок и дренарующих устройств	42
Характеристика процессов, развивающихся в связи с водоотливом из гор- ных выработок и водопонижением при эксплуатации месторождений по- лезных ископаемых Бабушкин В. Д.	42
Типизация гидрогеологических условий месторождений полезных ископае- мых в связи с влиянием крупного водоотлива на режим подземных вод. Бабушкин В. Д.	45
Североуральский бокситовый бассейн (СУБР). Жебрак В. А., Лебедин- ская З. П.	46
Миргалимсайское полиметаллическое месторождение (тип I). Кашков- ский Г. Н.	57
Железородные месторождения Курской магнитной аномалии (КМА). Ба- бушкин В. Д., Лосев Ф. И., Плотников В. С.	65
Белозерское месторождение. Криворог С. А., Твердохлебов И. П.	75
Выводы. Бабушкин В. Д.	81
Глава IV. Влияние водохранилищ	83
Краткая характеристика процессов, развивающихся в природе в связи со строительством водохранилищ. Гармонов И. В., Никитин М. Р.	83
Искусственные и природные факторы, определяющие влияние водохрани- лищ на гидрогеологические и инженерно-геологические условия. Гар- монов И. В., Никитин М. Р.	86
Куйбышевское водохранилище. Гармонов И. В., Каюков П. И., Носочев- ская Р. С., Никитин М. Р., Овсянникова Е. М.	91
Кажовское водохранилище. Скабаллович И. А., Ткаченко В. П.	120
Новосибирское водохранилище. Бейром С. Г., Невечера И. К., Широ- ков В. М.	144
Выводы. Гармонов И. В.	162
Глава V. Влияние мелиорации земель на изменение природной обстановки в районах ирригационно-мелиоративного строительства	164
Краткая характеристика гидрогеологических и инженерно-геологических процессов, развивающихся в связи с мелиорацией земель. Рогов- ская Н. В., Ружанский В. В.	164
Типизация гидрогеологических условий орошаемых и осушаемых земель в связи с оценкой влияния мелиорации на режим подземных вод. Ро- говская Н. В., Ружанский В. В.	175
Примеры региональной оценки изменения гидрогеологических и инженер- но-геологических условий вод влиянием мелиорации	178

	Стр.
Голодная степь Крылов М. М., Шамуков А. С., Ходжибаев Н. Н. . .	178
Кура-Араксинская низменность Алиев Ф. Ш., Фиалко Е. Р. . .	190
Белорусское Полесье Васильев В. Ф., Киселев П. А., Лавров А. И., Фадеева М. В.	203
Выводы. Роговская Н. В., Ружанский В. В.	211
Глава VI. Загрязнение подземных вод Минкин Е. Л.	213
Бактериальное загрязнение подземных вод	213
Химическое загрязнение подземных вод	215
Типизация условий химического загрязнения подземных вод	218
Примеры загрязнения подземных вод в различных гидрогеологических условиях	223
Пример регионального загрязнения грунтовых вод Кондратас А. Р., Микалаускас В. В.	234
Выводы Минкин Е. Л.	238
Глава VII. Влияние хозяйственного освоения территорий с многолетнемерз- лыми породами. Бобов Н. Г., Ефимов А. И.	239
Краткая характеристика процессов, развивающихся в связи с освоением территории с многолетнемерзлыми породами	239
Типизация геокриологических условий территории СССР в связи с ее освоением	241
Изменение тепло- и влагообмена на поверхности земли	247
Изменение тепло- и влагообмена в толще горных пород	251
Выводы	267
Заключение. Гармонов И. В.	268
Список литературы	270

INTRODUCTION

Chapter I Some aspects of the problem of «the conservation of the environment»	11
Chapter II The effect of the pumping tests of groundwater	22
Chapter III The effect of the water removing from the mines	42
Chapter IV. The effect of water reservoirs	83
Chapter V. The effect of the land reclamation on the change of the environment	164
Chapter VI Ground water pollution	213
Chapter VII The effect of the economic exploitation of the territories with the permafrost rocks	239
Conclusion	268
Bibliography	270

ПРЕДИСЛОВИЕ

Весной 1918 г. в обстановке гражданской войны и хозяйственной разрухи В. И. Лениным был подписан декрет, бравший под защиту воды и леса, животный мир и минеральные богатства территории России. Декрет обязывал бережно и разумно относиться к природе и соблюдать научно-технические правила при эксплуатации природных ресурсов.

Эти мысли В. И. Ленина очень современны, так как в связи с огромным ростом промышленного производства в стране, развитием городов и их благоустройством, интенсификацией сельского хозяйства и т. п. влияние человека на природу становится мощным фактором, вызывающим существенные изменения естественных природных условий на обширных территориях.

Идеи Ленина об охране окружающей среды и рациональном использовании природных богатств нашли полное отражение в политике нашей Партии и Правительства.

В отчетном докладе ЦК КПСС, сделанном на XXIV съезде КПСС Генеральным секретарем ЦК КПСС Л. И. Брежневым, сказано:

«Принимая меры для ускорения научно-технического прогресса, необходимо сделать все, чтобы он сочетался с хозяйским отношением к природным ресурсам, не служил источником опасного загрязнения воздуха и воды, истощения земли. Партия повышает требовательность к плановым, хозяйственным органам и проектным организациям, ко всем нашим кадрам за дело проектирования и строительства новых и улучшения работы действующих предприятий под углом зрения охраны природы. Не только мы, но и последующие поколения должны иметь возможность пользоваться всеми благами, которые дает прекрасная природа нашей Родины...»

За последние годы Верховным Советом СССР были приняты законы по охране природы: «Основы земельного законодательства Союза ССР и союзных республик», «Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о здравоохранении», «Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик».

ЦК КПСС и Советским правительством были приняты постановления, направленные на оздоровление окружающей среды и на улучшение использования природных ресурсов.

В 1972 г. состоялась четвертая сессия Верховного Совета СССР восьмого созыва, на которой всесторонне был рассмотрен вопрос «О мерах по дальнейшему улучшению охраны природы и рациональному использованию природных ресурсов». В постановлении Верховного Совета СССР наряду с другими вопросами предусматривается вопрос о расширении научно-исследовательских работ по наиболее важным проблемам охраны природы и рациональному использованию ресурсов.

Вопрос о влиянии человека на природу волнует многих исследователей. Он рассматривался в трудах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, А. П. Павлова, Ф. П. Саваренского, Г. Н. Каменского, В. А. Приклонского. В настоящее время это учение развивается под влиянием трудов А. П. Виноградова, И. П. Герасимова, А. В. Сидоренко, В. А. Ковды, Е. М. Сергеева, Ф. В. Котлова, И. В. Попова и др.

Академик А. В. Сидоренко в работе, опубликованной в 1967 г., проанализировав влияние человека на приповерхностную часть земли, рекомендовал развивать гидрогеологические и инженерно-геологические исследования для изучения изменений, происходящих в природе под влиянием деятельности человека.

В многомной монографии «Гидрогеология СССР» подведен итог региональному изучению гидрогеологических и отчасти инженерно-геологических условий по всей территории СССР. Выяснены основные закономерности распространения и формирования подземных вод, а также охарактеризованы их ресурсы и условия использования. Однако вопрос о влиянии деятельности человеческого общества на изменение гидрогеологических условий в региональных томах «Гидрогеология СССР» освещен далеко не достаточно. Между тем, как уже отмечалось выше он является исключительно важным. Поэтому в данной работе, являющейся 4 выпуском сводного тома монографии «Гидрогеология СССР», предусматривается детальное рассмотрение этого положения. В ней сущность влияния производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия рассмотрена на примерах крупных объектов различного вида строительства. Причем, как и в монографии «Гидрогеология СССР», основное внимание уделено вопросам гидрогеологии.

Работа состоит из семи глав. В первой, вводной главе освещаются основные положения охраны природы.

Во второй главе показаны основные направления влияния водозаборов подземных вод на природные условия прилегающих к ним территорий. В этой главе рассмотрены также некоторые вопросы прогноза оседания земной поверхности и методы расчета его.

В третьей главе отражено влияние водоотлива из горных выработок и дренажных устройств на гидрогеологические условия. На основе обобщения опыта эксплуатации ряда месторождений, характеризующихся сложными гидрогеологическими условиями, показано их огромное влияние на гидрогеологические условия окружающей территории. Отмечается, что применение моделирования на сеточных машинах является весьма перспективным для гидрогеологических прогнозов как на стадии разведки месторождений, так и в условиях их разработки, при наличии соответствующей изученности месторождений и прилегающих к ним районов. Изменение гидрогеологических и инженерно-геологических условий в районе разрабатываемых крупных и глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых носит региональный характер и затрагивает интересы водоснабжения, сельского хозяйства и строительства. Прогнозы гидрогеологических условий для таких месторождений должны быть комплексными. В них должно учитываться и качество отбираемых вод, так как при освоении глубокозалегающих месторождений обычно откачиваются воды с повышенной минерализацией. Сброс таких вод в поверхностные водоемы и водотоки приводит к их загрязнению.

Характер и масштабы влияния водохранилища на гидрогеологические и инженерно-геологические условия прилегающих территорий зависят от размера водохранилища (высота напора, площадь, объем), геологического строения его берегов, режима эксплуатации и климатиче-

ских условий. Водохранилища изменяют режим подземных вод прилегающих территорий, вызывая подпор и подтопление, заболачивание и вторичное засоление. Они оказывают влияние на переработку берегов водохранилища, вызывая обвалы и оползни. Эти вопросы рассмотрены в четвертой главе работы на примере трех крупных водохранилищ: Куйбышевского на Волге, Каховского на Днестре и Новосибирского на Оби.

Создание крупных водохранилищ в нашей стране происходит в колоссальных масштабах. В настоящее время в каскады водохранилищ превращены такие реки, как Волга, Кама и Днепр. Крупные водохранилища созданы на Дону, Иртыше, Оби, Ангаре и других реках. В ближайшие годы площадь водохранилищ превысит площадь водного зеркала естественных пресноводных водоемов.

Процессы, происходящие на огромных пространствах берегов водохранилищ, затрагивают интересы различных отраслей народного хозяйства и многих миллионов жителей прибрежных районов. Поэтому изучение процессов, происходящих на берегах водохранилищ, и их прогноз имеют большое народнохозяйственное значение.

В пятой главе рассматривается влияние мелиорации земель на режим подземных вод. В связи с выполнением задачи получения высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур площадь орошаемых и осушаемых земель в последние годы значительно увеличилась. Большие работы ведутся также по улучшению мелиоративного состояния ранее освоенных территорий. Эти работы сопровождаются проведением комплекса мероприятий, призванных не только увлажнять почву, но и улучшать ее качество, не допуская засоления земель.

В работе дается оценка и основные положения методики проведения отмеченных мероприятий. В качестве примера характеристики региональных изменений гидрогеологических и инженерно-геологических условий под влиянием мелиораций рассмотрены крупные мелиоративные системы Голодной степи, Кура-Араксинской низменности и Белорусского Полесья.

Одной из серьезнейших проблем современности является охрана поверхностных и подземных вод от загрязнения, масштабы которого в связи с ростом хозяйственно-бытовых и промышленных отходов, накапливающихся в результате производственной деятельности человека, непрерывно возрастают.

Воздействие человека на гидросферу стало настолько ощутимым, что состояние гидросферы, особенно поверхностных вод, начало изменяться в широких масштабах. Поэтому возникла задача детального изучения процессов загрязнения подземных вод. Эти вопросы рассмотрены в шестой главе. Из многочисленных случаев загрязнения подземных вод рассмотрено лишь несколько наиболее изученных объектов загрязнения.

Последняя, седьмая глава работы посвящена описанию влияния освоения территории с многолетнемерзлыми породами на гидрогеологические и инженерно-геологические условия. В настоящее время эта территория, особенно северная и северо-восточная ее части, еще слабо освоена, и влияние человека проявляется в ограниченных масштабах. Однако в связи с тем, что влияние человека на природные условия территории с многолетнемерзлыми породами чрезвычайно своеобразно и существенно, а также потому, что в ближайшие годы ее освоение будет развиваться в нарастающих темпах, необходимо уже сейчас принимать меры, чтобы это освоение было наиболее рациональным.

Составление и подготовка к изданию настоящего выпуска выполнены Всесоюзным научно-исследовательским институтом гидрогеологии

и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО). Для составления некоторых разделов работы были привлечены специалисты ряда научно-исследовательских и производственных организаций: ИВП АН СССР, ПНИИИС Госстроя СССР, Института минеральных ресурсов МГ УССР, СибНИИ-энергетики, Режимной экспедиции Нижне-Волжского геологического управления.

Редколлегия тома надеется, что данная работа даст возможность читателю не только получить представление о характере и масштабах влияния различных типов сооружений на гидрогеологические и инженерно-геологические условия, но и поможет найти наиболее рациональные пути предупреждения вредных последствий этого влияния.

НЕКОТОРЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ «ОХРАНА ПРИРОДЫ»

Охрана природы и рациональное использование природных ресурсов в условиях гигантского роста техники и населения всего земного шара становится одной из важнейших проблем современности.

Задачи, связанные с этой проблемой, чрезвычайно разнообразны. Данная работа посвящена рассмотрению лишь части этих задач — влиянию производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия. Этот вопрос тесно связан с проблемой обеспечения человечества хорошей водой, проблемой, которая стоит перед населением Земли как одна из важнейших.

Техносфера — среда деятельности и жизни человека. В 1927 г. французский ученый Ле-Руа, а несколько позднее В. И. Вернадский выделили новый геологический этап развития — ноосферу. «Ноосфера есть новое геологическое явление на нашей планете. В ней впервые человек становится крупнейшей геологической силой. Он может и должен перестраивать своим трудом и мыслью область своей жизни, перестраивать коренным образом по сравнению с тем, что было раньше» (1944). А. Е. Ферсман сферу влияния человека на природу называл техносферой. Он говорил, что человеческая деятельность может быть приравнена к самым могучим процессам природы.

Зону жизни нашей планеты, включающую в себя верхнюю часть земной коры (литосферу), гидросферу и часть атмосферы, называют биосферой. В последнее время в биосфере выделяют еще самую верхнюю часть лито- и гидросферы, нижние слои атмосферы, т. е. непосредственно среду жизни и деятельности человека, называя ее техносферой, или антропосферой. В данной работе употребляется преимущественно первое понятие.

Наблюдения последних лет показывают, что одно из положений классической геологии — о чрезвычайной замедленности геологических процессов — оказывается справедливым только для некоторых из них (например, морское осадконакопление). Целый же ряд процессов, таких, как водная и ветровая эрозия, а также абразия и выветривание пород, протекают относительно быстро. Еще быстрее проявляется скорость процессов, обусловленная деятельностью человека.

А. В. Сидоренко в упомянутой выше работе, рассматривая проблему влияния человеческой деятельности на геологические условия, отмечал, что «над этими изменениями должны задуматься ученые; к ним должно быть привлечено внимание планирующих и руководящих органов отраслей народного хозяйства».

Характерной чертой второй половины XX в. является:

1. Повышение скорости природных процессов под влиянием техногенного фактора.

2. Соизмеримость скорости многих геологических процессов (водная эрозия) с последствиями деятельности человека: строительство во-

дохранилищ, судоходных и ирригационных каналов, внесение удобрений, сброс промстоков и т. д.

3. Резкая урбанизация природного ландшафта и возникновение искусственных ландшафтов: руднично-шахтного, фабрично-заводского, теплоэлектростанций и каскада плотин, железнодорожных узлов, аэродромов, больших городов.

Причиной этого является бурный рост науки и техники и, как следствие, крайняя перенаселенность и перегрузка одних участков планеты и сравнительная «недогрузка» других (слаборазвитые страны, пустыни, полупустыни, районы северной тайги).

Формирование техногенного ландшафта характеризуется рядом особенностей — это специфический химический состав воздушного и водного бассейна, своеобразный микроклимат, преобразованный состав и строение поверхностного слоя горных пород, нарушенный режим подземных вод, морфологические изменения поверхности земли (крупные деформации поверхности на отработанных месторождениях полезных ископаемых, терриконы и т. п.).

Преобразование почв и грунтовых вод на мелиорируемых землях происходит очень быстро: на засоление и заболачивание земель некоторых хлопководческих районов, и особенно районов рисосеяния, достаточно всего нескольких лет.

В Узбекистане (Бухара, Хорезм) и Азербайджане в результате многолетних орошений создались новые почвы так называемые культурно-поливные или ирригационные мощностью до 5—7 м. В низовьях р. Сырдарьи (Казахская ССР) в результате рисосеяния произошло преобразование старых почв и возникновение новых. Известны случаи многочисленного вторичного засоления почв и грунтовых вод.

Эксплуатация крупных водозаборов и водоотлив из горных выработок в промышленных узлах страны показывает, что понижение уровня во многих артезианских бассейнах происходит со скоростью от 1,0 до 1,6 м/год, площади депрессионных воронок достигают многих тысяч квадратных километров (районы Североуральских бокситовых рудников, Курской магнитной аномалии, Западного Донбасса, Белоозерского месторождения и др.).

Интенсивное использование подземных вод является причиной оседания земной поверхности. Например, в Токио в связи с откачкой подземных вод произошло значительное оседание поверхности земли на площади около 300 км². В отдельных местах этой площади наблюдается ежегодное оседание до 18 см. За период около 50 лет оседание поверхности достигло 3,3 м. В г. Осака на некоторых участках за период с 1935 по 1960 г. оседание поверхности достигло 2,2 м.

Влияние водохранилищ на природные условия прилегающих территорий происходит чрезвычайно быстро. В результате этого влияния, буквально, в течение нескольких лет образуется подпор грунтовых вод и подтопление территорий, прилегающих к водохранилищу. Разрушаются берега водохранилищ, изменяется почвенный покров и растительность, происходит заболачивание и засоление, из-за чего теряются большие площади ценных земель.

Еще быстрее развивается загрязнение поверхностных и подземных вод недостаточно очищенными бытовыми и промышленными стоками или неправильно используемыми химическими средствами в сельском хозяйстве.

Хозяйственная деятельность оказывает существенное влияние на инженерно-геологические и гидрогеологические условия в области распро-

странения многолетнемерзлых пород. Это влияние проявляется как в изменении глубины и интенсивности протаивания многолетнемерзлых пород, так и в более глубоком промерзании.

Многочисленные примеры этих многообразных явлений подробно анализируются в последующих главах.

В связи с острой необходимостью разумного использования материальных благ природы получает развитие новая научная дисциплина «природопользование», которая не является синонимом «охраны природы». «Природопользование — это синтетическая наука об общих принципах проведения всякой практической деятельности, связанной либо с непосредственным использованием природы, либо с воздействием на нее. Цель науки — природопользование обеспечить единый подход к природе как ко всеобщей основе труда» (Курашковский, 1966).

В настоящей главе делается попытка обосновать это новое направление главным образом в свете вопросов, связанных с подземными водами.

Необходимо рассмотреть некоторые аспекты деятельности человека как общественной формации, влияющей на природу. Население Земли к началу нашей эры составляло около 200 млн. человек; далее оно возросло следующим образом (в млн. человек): 1800 г. — 906; 1900 г. — 1608; 1930 г. — 2517; 1968 г. — 3500

Полагают, что к 2000 г. население нашей планеты достигнет 6—7 млрд. человек. Средний ежегодный прирост в интервале с 1850 по 1950 г. составлял 0,8%; за 10-тилетие с 1950 по 1960 г. — 1,6%, а в 1960 г. уже превысил 2%.

На фоне этого общего процесса и в СССР, и за рубежом повсеместно прослеживается новый необратимый процесс — бурный рост городского населения, что вызывает целый ряд неблагоприятных гидрогеологических последствий: возникновение больших депрессионных воронок в связи с сосредоточенным использованием подземных вод, загрязнение подземных вод, увеличение мощности различных «антропогенных» отложений, деформация и оседание дневной поверхности и т. д.

Одновременно с ростом населения повышается промышленное производство и добыча полезных ископаемых. В промышленную разработку вовлекаются все более глубокие недра и даже морское дно. Увеличиваются глубины скважин, шахт, карьеров; полезные ископаемые уже добываются с глубины около 2000 м, а нефть и газ из скважин глубиной около 4500 м. Наблюдается рост добычи полезных ископаемых открытым способом, что коренным образом изменяет ландшафт, сокращает земельный фонд страны и существенно влияет на гидрогеологические условия.

Наша страна богата водными ресурсами. Речной сток рек определяется цифрой около 4000 км³ в год; так, годовой сток рек составляет (в км³): Енисея—623, Лены—515, Волги—259, Днепра—52. Для сопоставления укажем, что объем только озера Байкал (23 000 км³) равен 1/4 объема всех пресных вод Земли. Ресурсы пресных подземных вод определяются цифрами около 700—1000 км³ в год. Однако водные ресурсы распределены весьма неравномерно. Более 80% годового стока приходится на бассейны Северного Ледовитого и Тихого океанов — районов малообжитых. Кроме того, во многих районах СССР более половины объема годового речного стока приходится на 2—3 весенних месяца. В маловодные годы сток значительно меньше среднегогодового.

Народное хозяйство страны в связи с быстрым развитием промышленности и ростом населения городов с каждым годом предъявляет все

большие требования к количеству и качеству воды, удовлетворить которые в целом ряде районов уже сейчас становится трудно.

Так, в промышленно развитых районах с небольшим и неравномерным речным стоком (Донбасс, юг Украины, Крым, Южный Урал, Казахстан, республики Средней Азии и др.) недостаток воды ощущается уже сейчас довольно остро.

Суммарное потребление пресной воды всем народным хозяйством СССР в 1967—1968 гг. оценивалось примерно в 150—155 км³ в год. Из этого объема часть возвращается обратно в водоемы, а около 90—100 км³ входит в состав продукции или безвозвратно теряется. Так, например, из Каховского водохранилища ежегодные потери на фильтрацию и испарение составляют около 1,0—1,2 млрд. м³, коллекторно-дренажная сеть инженерно-мелиоративных систем только Северного Кавказа, Таджикской ССР и Азербайджанской ССР сбрасывает ежегодно более 1,5 млрд. м³. Если прибавить к этой цифре сброс коллекторно-дренажных вод и в других республиках, то получится ориентировочный объем вод, равный 4—5 млрд. м³ в год.

Рассматривая проблему водопотребления более дифференцированно, следует отметить, что бытовое водопотребление в СССР в 1970—1971 гг. составляло около 35 км³/сут. Среднее водопотребление в большинстве городов и рабочих поселков оценивается цифрой около 150 л/сутки на человека, но в ряде поселков Донбасса, Урала, Казахстана только 20 л/сут. Еще хуже обстоит дело в ряде пунктов Туркмении и Мангышлака.

Значительно большую величину составляют расходы воды на производственные цели, так в 1970—1971 гг. они определялись ориентировочной цифрой 440 км³/сутки, из них около 240 км³/сутки приходится на долю самого крупного потребителя — тепловые электростанции. Из количества воды, используемой в производстве, около 40% (т. е. около 180 км³/сутки) составляет свежая вода, т. е. вода, забираемая из природных источников (реки, подземные воды).

Быстро возрастают и площади орошаемых земель. К концу XVIII в. эти площади на всей планете составляли всего лишь 8 млн га, к середине 60-х годов XX в. они возросли до 160—170 млн. га. В нашей стране за годы Советской власти площади орошаемых и осушаемых земель увеличились почти втрое.

Общий земельный фонд СССР определяется цифрой 2227,5 млн. га: сельскохозяйственные угодья занимают 608,1 млн. га, из них пашни 224,3 млн. га (там же, стр. 304). В той или иной степени засоленные земли составляют около 100 млн. га, земли подверженные эрозии, — около 600 млн. га.

Охарактеризованная деятельность человека оказывается соизмеримой с некоторыми геологическими процессами, что показано в табл. 1.

Об основах научного прогнозирования. Для сознательного воздействия на происходящие в природе процессы в связи с производственной деятельностью человека необходимо познать их направленность, уметь их научно предвидеть, т. е. прогнозировать.

Область научного прогноза ныне является существенной частью любого исследования, любой отрасли знания. В разработке основ различных видов прогнозирования все большее развитие получают математические методы — построение различных моделей на математических принципах, а также составление карт прогноза.

Различают прогнозы — климатические, географические, геологические (прогноз землетрясений) гидрогеологические, инженерно-геологические, гидромелиоративные и т. д.

В научных прогнозах можно выделить три направления:

- 1) научного предвидения, открытия в различных науках;
- 2) естественного развития природных процессов;
- 3) в области разнообразных последствий, вызываемых вмешательством человека в природу.

Первое направление, в котором человечество добилось огромных успехов, здесь не рассматривается.

Во втором и третьем направлениях различают прогнозы кратко- и долговременные (на год, на три года, на пять, на десять лет и более).

Таблица 1

Соизмеримость некоторых природных процессов с деятельностью человека

Окружающая среда	Объем	Деятельность человека	Объем
Химическая денудация		Химизация сельского хозяйства	
Ионный сток рек	334 млн. т/год	Производство минеральных удобрений	45,9 млн. т/год
Перенос солей атмосферными осадками	258 млн. т/год	Производство ядохимикатов	0,25 млн. т/год
Сток рек		Водопотребление	
Сток рек СССР	4700 км ³ год	Забор воды из рек	300 км ³ /год
Водная эрозия			
Взвешенный сток рек земного шара (наносы)	15 км ³ год	Вывос почв при распашке	5 км ³ /год
		Промышленные стоки в СССР (неочищенные)*	6 км ³ /год

* За последние годы в СССР введено большое количество новых очистных установок.

Наука прогнозирования в отдельных отраслях знаний испытывает некоторые затруднения. Так, оказалось, что такие обычные явления, как водность рек, глубина залегания уровня грунтовых вод, озер, являются не только следствием ряда экзогенных факторов и последствий деятельности человека, но и обуславливаются планетарными процессами (вращение Земли, солнечная активность, глобальная циркуляция атмосферы и др.). Солнечная активность имеет особую повторяемость (цикличность), примерно каждые 11 лет, что вызывает такие явления, как периодичность ветров и высокие летние температуры, обуславливающие суховеи (годы 1891, 1902, 1935, 1946, 1957 и 1969 вошли в историю нашей страны как засухливые).

Известна цикличность водности рек с ритмами 3, 11 и 33 года; у всех в памяти 1954 г. и 1966 г., характеризовавшиеся рядом стихийных бедствий — наводнениями, пыльными бурями, землетрясениями.

В области метеорологических прогнозов, где влияние деятельности человека еще не столь велико, органы Гидрометслужбы добились немалых успехов. Так, весной 1969 г. был правильно предсказан исключительно высокий летний паводок на реках Средней Азии — принятые министерствами и ведомствами мероприятия помогли избежать значительных потерь, которые в денежном выражении определялись суммой около миллиарда рублей.

Сложнее обстоит дело с долговременными гидрогеологическими прогнозами, так как обоснованность прогноза зависит от целого комплекса сложных природных факторов: направленности историко-геологического процесса (опускание или воздымание территории) и направленности развития климата территории (происходит ли увлажнение или, наоборот, усыхание рассматриваемого региона и в связи с этим происходит ли рассоление или, наоборот, засоление почв и ряд других процессов).

Гидрогеологу очень важно знать, что было в недалеком прошлом в мелиорируемом районе, что было в начале XX в. и что может быть (что произойдет), если современная наука и техника произведут «коренные улучшения» среды, изменят исторически направленный процесс.

Самым трудным является, то, что на эти естественные природные факторы накладываются в различных сочетаниях комплексы разнообразных искусственных факторов, предвидеть сложные последствия которых не всегда удается.

В практике гидротехнического строительства СССР известно немало успешных гидрогеологических прогнозов. Примерами таких прогнозов являются: прогноз подпора и подтопления при строительстве канала им. Москвы в 1934—1937 гг., прогноз подпора и подтопления, осуществленный для каскада — водохранилищ, сооруженных на Волге, Днепре, Каме и других реках СССР.

Весьма удачны прогнозы сельскохозяйственных мелиораций в Средней Азии, где в отдельных районах хорошие последствия достигнуты путем применения вертикального дренажа. Так, в Вахшской долине в Курган-Тюбинском районе на участке площадью в 400 га территория, занимаемая солончаками, превышает 72%. Уровни грунтовых вод находились на глубине всего 0,25—1,0 м. Был сооружен вертикальный дренаж — скважины глубиной 39,47 и 50 м. Откачивалось до 100 л/сек. За период с 1942 по 1968 г. минерализация грунтовых вод снизилась с 3,0 до 1,36 г/л. Происходит интенсивное рассоление почв и грунтовых вод этого участка долины (Кошкин, 1968).

Последствия производственной деятельности человека. Различные последствия, возникающие в режиме подземных вод и инженерно-геологических условиях, могут иметь место при следующих проявлениях производственной деятельности человека:

- 1) эксплуатация недр — добыча полезных ископаемых, в том числе подземных вод;
- 2) разнообразное строительство — водное, гидротехническое, городское и т. д.;
- 3) сельское хозяйство — распашка целины, применение различных удобрений, ядохимикатов.

С развитием и прогрессом техники все виды производственной деятельности человека не только ускоряются, но коренным образом совершенствуются и обычно усложняются. Эти длительные преобразования природной среды (воздуха, почв, вод), имеющие целью улучшения ее, осуществляются системой организационно-хозяйственных и технических мероприятий, т. е. различными мелиоративными средствами.

В нашей стране эти мероприятия получают широкое применение. Так, успешно развиваются мелиорации: сельскохозяйственные — оросительно-обводнительные, осушительные, лесные, гидротехнические — инженерные, строительные, химические, гидро-геологические и пр. На подземные воды основное воздействие оказывают сельскохозяйственные и гидротехнические мелиорации, некоторые последствия которых оказываются непредвиденными. По характеру своей направленности эти последствия можно подразделить на полезные, вредные и смешанные.

К полезным последствиям следует отнести: образование искусственных подземных вод (разновидность своеобразного магазинирования), промывку почв от засоления, самоочистку вод при их циркуляции по породам, смягчение процессов эрозии — водной, ветровой; ослабление абразии, улучшение строительных свойств пород, например, некоторых лёссов и т. д.

Вредные последствия, к сожалению, более многочисленны: это в первую очередь загрязнение и отравление подземных вод, подтопление, заболачивание и засоление почв, эрозия земель, истощение водоносных горизонтов (депрессионные воронки), всевозможные деформации пород — осадки, просадки земель, усадки и т. д.

Примером смешанных последствий могут служить некоторые осушительные мероприятия. Практика сельскохозяйственных мелиораций показывает, что при осушении заболоченных земель следует обратить особое внимание на водопонижения. На ряде болотных массивов некоторые осушенные почвы в летний период испытывают недостаток влаги и дать влагу растениям бывает трудно (зона аэрации оказывается «иссушенной»). Поднять уровень грунтовых вод оказывается значительно сложнее, чем его понизить. Известны случаи, когда вскоре после осушения надо осуществлять полив.

Своеобразие природной среды как раз и заключается в том, что зачастую полезные последствия переходят (перерождаются) в свою противоположность.

Широко известны обратимые процессы — восстановления уровней подземных вод после откачек, рассоление почв и грунтов при специальных промывках, самоочистка подземных вод при движении от областей питания к водозаборам, самоочистка вод при загрязнении и т. п. Морские акватории из областей дренажа могут стать участками, откуда вследствие понижения на побережье уровня подземных вод начинается подток (подсасывание) соленых вод в пресные водоносные горизонты. В районах ирригационных каналов, если не принять соответствующих мер, могут наблюдаться явления заболачивания, подтопление земель и их вторичное засоление.

Известны случаи, когда какое-то явление, которое может казаться полезным и нужным для сегодняшнего дня, становится опасным и вредным через несколько лет, отрицательно влияющим на всю окружающую среду.

Сходные явления имели место и в Херсонской области на Краснознаменском орошаемом массиве и на Северном Кавказе в Кума-Манычской впадине. В тектоническом отношении эта депрессия весьма моло-

дая, ее формирование в основном происходило в самом конце неогена и продолжается сейчас. Здесь рельеф, почвы и растительность являются молодыми. В недавнем прошлом безводная местность — полупустыня с сильно засоленными грунтами, волею человека преобразована. Созданные водохранилища и ирригационные каналы дали району живительную влагу, произошло опреснение водоемов и рассоление грунтов. Прошло немногим более пяти лет и появилась тенденция перерождения полезных явлений в свою противоположность: подъем грунтовых вод, угрожающий вторичным засолением почв, усиление эрозии на берегах водохранилищ и т. д.

Урбанизация ландшафта имеет направленность к тому, что в ряде промышленных узлов (Баку, Москве) одновременно протекают противоположно направленные процессы в разных слоях техносферы. Так, в районе Баку одновременно происходит и эксплуатация недр (в том числе — откачка воды), и разнобразное строительство оросительных систем для сельского хозяйства.

Более чем 100-летняя эксплуатация нефти привела к откачке из пластов огромных объемов нефти и вод, что обусловило резкое снижение уровней вод глубоких горизонтов всех трех отделов продуктивной свиты и вызвало оседание земной поверхности. Строительство метрополитена создало крупные депрессионные воронки в послетретичных отложениях, а многочисленные ирригационные каналы способствовали подъему уровней грунтовых вод и засолению почв.

Таким образом на небольшой площади, прилегающей к Баку, происходят разнобразные по своей направленности процессы. Изменился режим подземных вод, в глубоких недрах произошло резкое снижение уровней и образование депрессионных воронок; в приповерхностных породах вследствие потери воды на фильтрацию наблюдается подъем грунтовых вод.

Нередко большой вред наносят фонтаны соленых артезианских вод, бьющих из заброшенных скважин. Они истощают запасы подземных вод и засоляют окружающую местность.

При нарушении правил ликвидации буровых скважин довольно часто наблюдается загрязнение или засоление водоносных горизонтов с пресными водами и уменьшение их ресурсов.

Известны также скважины, фонтанирующие много лет хорошей пресной водой, но не используемые.

Обязанность гидрогеологов по возможности предвидеть все последствия каждого крупного строительства. Однако некоторые последствия преобразования природы предвидеть сложно. Так, например, трудно предусмотреть все последствия такой грандиозной проблемы, как осушение в ближайшие годы больших массивов заболоченных земель. Это означает, что с определенных участков с низкими абсолютными отметками поверхности предстоит удалить (сбросить) воду. Реки и недра не могут принять столь огромное количество воды, следовательно, предстоит перебросить эти воды на другие участки, что может вызвать коренное изменение природной обстановки ряда густо населенных областей.

Одна из задач современной науки состоит в том, чтобы при управлении природными явлениями уметь научно предвидеть многочисленные последствия и предотвратить возможность перехода желательных последствий в нежелательные.

Последствия деятельности человека в сельском хозяйстве. Богатства недр и земель Советского Союза не беспредельны. Уже сейчас в на-

шей стране приходится на одного человека только 0,94 га пашни, распаханно около 11% всей площади земли. Это сравнительно много, больше, чем во многих капиталистических странах. Поэтому считается, что одна из задач современного сельского хозяйства — не расширять новые посевные площади, а сохранять существующие и получать с них больший урожай.

Потери от вредителей (насекомых, грызунов) у нас и за рубежом еще очень велики. Так, по данным американских исследователей, на нашей планете ежегодно вредителями уничтожается в среднем 20% урожая.

Химические мероприятия (различные ядохимикаты), производство которых за последние годы возросло в десятки раз, сохранили от вредителей и сорняков за пять лет с 1959 по 1965 г. сельскохозяйственных продуктов на сумму 14 млрд. руб. Однако химикаты требуют квалифицированного применения, так как они имеют и отрицательные последствия: загрязняют ландшафт и подземные воды, губительны для животных (птиц, рыб, насекомых и т. д.).

Влияние ядохимикатов и минеральных удобрений на состав грунтовых вод изучено еще недостаточно полно как в нашей стране, так и за рубежом.

В балансе вносимых химических препаратов и удобрений хорошо учтено количество веществ, поступающих в зеленую массу растений, остающихся в почве, но совсем не исследован вопрос потерь минеральных удобрений — количество вымывающихся из почв химических элементов и веществ, поступающих в природные воды и далее в большой круговорот воды на планете. Между тем объем различных препаратов, вносимых в почву, все возрастает, оказывая весьма существенное влияние на природную среду (воздушный и водный баланс) и, в частности, на неглубокозалегающие грунтовые воды.

В связи с ростом промышленных стоков в комплекс мероприятий по защите водоемов от загрязнения входит использование сточных вод для орошения сельскохозяйственных земель. При использовании сточных вод в сельском хозяйстве поля получают влагу, повышается урожайность и одновременно уменьшается количество сбрасываемых сточных вод в реки.

При круглогодичном орошении сточными водами нередко происходит загрязнение грунтовых вод под орошаемыми площадями и увеличение их минерализации. В ряде районов нашей страны из-за недостаточной гидрогеологической изученности полей фильтрации и больших норм поливов отмечалось загрязнение глубоких подземных вод. Так, в Московской области на люберецких полях орошения имело место загрязнение артезианских вод верхнего и среднего карбона.

В 1937 г. орошение сточными водами в СССР составляло 45 тыс. га, а к 1970 г. оно достигло 126 тыс. га.

Производство минеральных удобрений в СССР с 1960 по 1970 г. возросло более чем в три раза. Наравне с азотными, фосфорными, калийными и сложными удобрениями большую роль играют и микроудобрения, как-то борные, медные, марганцевые, цинковые, молибденовые. Большинство удобрений вносится в почвы в твердом виде (порошок), иногда в жидком. Все азотные и большинство фосфатных и калийных удобрений хорошо растворимы в воде. Многие удобрения перевозятся навалом, без специальной упаковки и тары. Хранятся удобрения нередко плохо. Вследствие этого известны примеры загрязнения природных вод, в том числе и грунтовых, элементами, вымытыми из

удобрений еще до внесения последних в почву, — при их перевозке и хранении.

Азот, фосфор, калий — главные компоненты минеральных удобрений. Они вносятся повсеместно и во все возрастающем объеме. Однако все эти химические элементы в значительных количествах являются нежелательными компонентами для питьевых вод.

Основные требования, предъявляемые к ядохимикатам, следующие: быть токсичными по отношению к вредным насекомым и болезням растений; безвредными для человека, животных, птиц, пчел и полезных растений; устойчивыми при хранении.

Наиболее трудным является создание препаратов безвредных для человека и животных.

Ядохимикаты — пестициды, подразделяются следующим образом:

1) гербициды — яды для уничтожения сорной растительности; 2) инсектициды — яды для уничтожения насекомых; 3) фунгициды и бактерициды — яды для борьбы с бактериальными заболеваниями растений; 4) дефолианты — яды для удаления листьев, главным образом на хлопчатнике.

Ядохимикаты обычно вносятся на поля хлопчатника, риса и в сады при помощи авиационной техники. Этот способ весьма эффективен — дешев, быстр, но иногда опасен для природных комплексов — часто из-за ветра ядохимикаты поступают не по назначению, не на поля хлопчатника, а на огороды и т. д.

Все исследователи-гигиенисты, санитарные врачи, экономисты, гидрогеологи и гидрохимики подчеркивают необходимость квалифицированного, разумного и умелого применения ядохимикатов. В ряде мест США, СССР и других стран имелись случаи загрязнения ядохимикатами водоемов, источников водоснабжения, гибели птиц и животных.

Исследованиями последних лет была установлена новая особенность пестицидов — их способность так же, как и радиоактивных веществ, широко мигрировать в природных условиях из одной среды в другую, например: почвы — природные воды — рыба — человек; почвы — воздух — человек; почвы — грунтовые воды — человек.

Выявлена также способность хлорорганических пестицидов мигрировать в почву на глубину до 1 м и длительно в ней сохраняться (5 и даже 10—13 лет).

По своему составу ядохимикаты следует дифференцировать. Некоторые из них (так называемые «нестойкие») при определенном режиме их применения и небольших дозах не опасны для проникновения в грунтовые воды.

Во многих пунктах Средней Азии, где питьевое водоснабжение осуществляется из открытых водоемов, применение стойких пестицидов должно проводиться особенно продуманно. Следует также напомнить, что практически возможно загрязнение поверхностных и подземных вод радиоактивными элементами, среди которых особенно опасны радиоактивные изотопы стронций-90, рубидий-166 и т. д.

В заключение данной главы следует еще раз отметить исключительную важность вопросов рассматриваемой проблемы и ее огромное народнохозяйственное значение. Правильно организованная охрана природы, являющаяся задачей населения всей страны, при больших технических возможностях нашего времени позволит получать от природы значительно больше, не истощая ее. Необходимо помнить завет Карла Маркса: «Культура, если она развивается стихийно, а не направляется

сознательно... оставляет после себя пустыню...» *. В капиталистических странах с их неплановым, нерациональным использованием природных ресурсов экономическое развитие страны может привести к неблагоприятным изменениям в природе.

В условиях же планового социалистического общества, где проводится научно обоснованное планирование использования природных ресурсов, имеются все возможности и принимаются все необходимые меры, направленные на охрану природы и ее улучшение.

* К Маркс и Ф. Энгельс Соч., т. 32, стр. 45.

ВЛИЯНИЕ ВОДООТБОРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД**Краткая характеристика процессов, развивающихся в связи с отбором подземных вод для водоснабжения**

Концентрация водозаборов и усиление водоотбора подземных вод для водоснабжения приводят к изменению природных условий прилегающих территорий, которые в ряде районов носят региональный характер (Московский артезианский бассейн, район КМА и др.). Следует различать изменения собственно гидрогеологических условий, связанных с нарушением режима подземных вод в результате водоотбора, и изменение общих природных, ландшафтных условий. При этом и те, и другие определяются в первую очередь интенсивностью водоотбора и особенностями геологического строения эксплуатируемого месторождения подземных вод.

Рассмотрим в каких основных направлениях происходит изменение гидрогеологических условий в процессе водоотбора.

Образование депрессионных воронок. Скорость формирования и размеры таких воронок определяются типом месторождения подземных вод, интенсивностью водоотбора и продолжительностью эксплуатации. Наиболее крупные депрессии, достигающие в глубину 100 м и более и десятков километров по площади, образуются при эксплуатации глубокозалегающих напорных водоносных горизонтов артезианских бассейнов, в которых основным источником формирования эксплуатационных запасов являются упругие запасы. Такие горизонты отделяются от выше- и нижележащих водоносных горизонтов мощными толщами регионально выдержанных водоупорных отложений, практически исключающих поступление дополнительного питания в процессе эксплуатации.

В качестве примера можно привести данные по нижнемеловому водоносному горизонту в Днепровско-Донецком артезианском бассейне, где многолетняя эксплуатация подземных вод привела к формированию депрессионной пьезометрической воронки с понижением подземных вод в центре водозабора до 70—80 м и радиусом, превышающим 100 км.

Значительно меньшими размерами характеризуются депрессионные воронки, формирующиеся при эксплуатации неглубоко залегающих напорных водоносных горизонтов, хорошо связанных с поверхностными водами или водами смежных водоносных горизонтов. В этих условиях основным источником формирования подземных вод является перетекание из смежных водоносных горизонтов через «гидрогеологические окна» или слабопроницаемые разделяющие отложения. В тех случаях, когда основным источником питания является поверхностный сток или подземные воды других горизонтов, отток из которых к водозабору компенсируется пополнением за счет поверхностных и атмосферных вод, развитие воронки во времени стабилизируется, и ее радиус, как правило, не превышает 20—30 км. Если водоносные горизонты, из которых происходит перетекание, такого дополнительного питания не получают, то фор-

мирование депрессии продолжается практически весь период эксплуатации, но скорость ее распространения и соответственно размеры значительно меньше, чем в артезианских бассейнах без дополнительного питания. Закономерности формирования депрессионной воронки в артезианских бассейнах с перетеканием рассмотрены ниже.

Очень незначительные депрессионные воронки, как по глубине, так и по размерам образуются при эксплуатации подземных вод речных долин, где основным источником питания водозаборов является привлечение поверхностного стока в течение всего периода эксплуатации (водозаборы инфильтрационного типа). Более сложный характер имеет развитие депрессии при эксплуатации водозаборов в речных долинах, когда в меженный период водоотбор превышает поверхностный сток, или в случае сильной заиленности русловых отложений, при которой поверхностный сток в водоносный горизонт поступает только при высоких паводках. В этих условиях происходит формирование сезонных воронок в меженный период, размеры которых значительно сокращаются во время паводков. Размеры таких воронок зависят от продолжительности меженного периода и литологического состава осушаемых пород.

Если в меженный период осушаются рыхлые отложения, характеризующиеся большой водоотдачей, то радиус депрессии, как правило, не превышает 1—2 км, а если эксплуатируемый горизонт представлен трещиноватыми породами с незначительной водоотдачей, то депрессия может достигать десяти километров и более.

Значительные по глубине, но небольшие по площади депрессионные воронки формируются в пределах замкнутых структур с карбонатными породами, содержащими трещинно-карстовые воды. Площадь развития депрессии в этих условиях лимитируется площадью самих структур, а большая глубина воронки — незначительной водоотдачей водовмещающих пород.

Осушение смежных водоносных горизонтов. В тех случаях, когда эксплуатируемый водоносный горизонт непосредственно контактирует с другим водоносным горизонтом или отделяется от него слабопроницаемыми отложениями, через которые может происходить фильтрация (по всей площади их распространения или через гидрогеологические окна), отбор воды может привести к осушению смежных водоносных горизонтов. Разумеется, это осушение будет происходить только при отсутствии дополнительного питания смежных водоносных горизонтов поверхностными водами. Такие условия характерны, как правило, для краевых частей артезианских бассейнов, где на эксплуатируемом водоносном горизонте непосредственно залегает другой горизонт, а также для напорных горизонтов, переслаиваемых разделяющими слоями сравнительно высокой проницаемости. Пример осушения смежного водоносного горизонта рассмотрен ниже.

Изменение качества подземных вод. При эксплуатации подземных вод в сложных гидрохимических условиях может происходить изменение качества подземных вод, вызванное передвижением к водозабору фронта вод с другим химическим составом или минерализацией, изменяющейся в плане и разрезе.

Источником изменения качества воды эксплуатируемого водоносного горизонта могут быть как подземные воды этого же горизонта, так и подземные воды смежных горизонтов или поверхностные воды (рек, морей и озер), а также искусственно созданные очаги загрязнения. Поскольку водозаборы располагаются на участках с кондиционными по качеству подземными водами, то в процессе длительной эксплуатации возможно ухудшение их качества: повышение минерализации при подтоке

морских вод или минерализованных подземных вод, увеличение содержания железа при привлечении подземных вод вышележащих четвертичных отложений, богатых железом, появление различных загрязнений при фильтрации загрязненных речных вод. Однако в некоторых случаях при эксплуатации может происходить улучшение качества воды (опреснение или уменьшение содержания железа) при работе инфильтрационных водозаборов, когда более качественные поверхностные воды вытесняют некондиционные подземные воды. Такое опреснение наблюдалось при работе инфильтрационного водозабора в долине р. Дунай, используемого для водоснабжения Измаила. Скорость изменения качества подземных вод и размеры зоны, в которой происходит это изменение, зависят от расстояния водозабора до границы с зоной вод другого состава, от интенсивности водоотбора, времени эксплуатации, литологического состава водовмещающих пород и граничных условий водоносных горизонтов. Наиболее быстрые изменения происходят при фильтрации в трещиноватых породах с небольшой водоотдачей, а также при движении подземных вод в вертикальном разрезе. Значительно меньшей скоростью характеризуется изменение качества при движении подземных вод в рыхлых отложениях и перемещении контакта вод разного состава в плане.

Изменение условий питания и разгрузки водоносных горизонтов происходит в случае расположения водозаборов вблизи областей питания или разгрузки водоносных горизонтов. Интенсивный водоотбор из водоносного горизонта может привести к усилению фильтрации поверхностных вод в области питания, а также к сокращению или полному прекращению разгрузки подземных вод родниковым стоком, в поверхностные водотоки и водоемы и путем испарения.

Изменение ландшафта Изменения гидрогеологических условий, происходящие в процессе водоотбора подземных вод для водоснабжения, могут привести к изменению общих природных (ландшафтных) условий прилегающей территории, которые могут происходить в следующих направлениях.

1. Оседание поверхности земли при интенсивной откачке подземных вод.

2. Изменение режима поверхностного стока (рек, озер). В некоторых случаях (особенно при работе инфильтрационных водозаборов в долинах небольших рек) может произойти полное исчезновение поверхностного стока на определенном участке реки в связи с привлечением его к водозабору.

3. Осушение болот, основным источником питания которых являются подземные воды. При эксплуатации водозаборов происходит снижение уровня подземных вод и прекращение их разгрузки путем испарения.

4. Осушение зоны почво-грунтов, происходящее при снижении уровня подземных вод и оказывающее влияние на условия произрастания сельскохозяйственных культур и лесов.

Оседание земной поверхности, происходящее вследствие искусственного понижения уровня подземных вод, эксплуатации нефти и газа, стало довольно частым явлением в таких странах, как США, Япония, Мексика и др. Длительные и мощные откачки подземных вод формируют депрессионные поверхности уровней, достигающие глубины 100—150 м и нескольких десятков километров в диаметре, что приводит к оседанию земной поверхности, площадь которой в связи с освоением новых районов непрерывно увеличивается. Площади мульд оседания имеют размеры (км²) г. Осака — 90, г. Токио — 300, дельта р. По — 730, Большой Лондон — 1800, долина Сан-Хоакин — 3500. Величина оседа-

ния колеблется от нескольких сантиметров до 7 м (г. Мехико) и 7,6 м (Гавань Лонг-Бич близ г. Лос-Анжелеса).

Значительные оседания поверхности земли сопровождаются нередко разрушением промышленных, гражданских и мелиоративных сооружений, а в прибрежных районах затоплением низких побережий.

Явления оседания вызвали необходимость организации специальных стационарных наблюдений.

У нас в СССР катастрофических понижении поверхности земли, связанных с использованием жидких полезных ископаемых и газа, не наблюдалось, и специальные исследования этого процесса ведутся в ограниченных размерах (Гармонов И. В. и др., 1965).

О прогнозе влияния водоотбора на природные условия. Перейдем к рассмотрению развития методики прогнозов влияния водоотбора на гидрогеологические и общие природные условия.

Прогноз влияния водоотбора подземных вод на гидрогеологические условия является неотъемлемой частью оценки эксплуатационных запасов подземных вод.

В связи с этим методика прогноза изменялась и совершенствовалась по мере роста потребности в воде и развития технических средств ее отбора. В развитии методики оценки эксплуатационных запасов подземных вод, а следовательно, и методики прогноза влияния водоотбора на гидрогеологические условия можно выделить два этапа. К первому этапу относятся предвоенные и первые послевоенные годы. В эти годы строительство многих водозаборов осуществлялось без специальных гидрогеологических исследований. Научной основой оценки эксплуатационных запасов подземных вод служила теория установившегося движения. Оценка эксплуатационных запасов сводилась, как правило, к определению расхода естественного потока, расчетам по кривым дебита, и в редких случаях к расчету взаимодействующих скважин по методу М. Е. Альтовского (в условиях установившегося движения). Ясно, что при таком подходе к оценке эксплуатационных запасов подземных вод прогнозы изменения качества подземных вод практически не проводились.

Второй этап развития методики оценки эксплуатационных запасов подземных вод начался в 50-х годах, когда исследования по поискам и разведке подземных вод стали проводиться в государственном масштабе, а эксплуатационные запасы начали утверждаться в ГКЗ (ранее ВКЗ). В этот период в гидрогеологическую науку и практику было внедрено понятие о граничных условиях водоносных горизонтов как об основных факторах, определяющих формирование эксплуатационных запасов подземных вод. Анализ граничных условий водоносных горизонтов в плане и разрезе позволил существенно расширить применение гидродинамических методов для оценки эксплуатационных запасов подземных вод. В частности, широкое применение в гидрогеологической практике нашли теория неустановившегося движения подземных вод и теория перетекания через слабопроницаемые разделяющие слои.

Развитие гидродинамических методов позволило разработать методику прогноза развития депрессионных воронок во времени, осушения смежных водоносных горизонтов, изменения качества подземных вод в зависимости от гидрогеологических условий и интенсивности водоотбора. Однако следует отметить, что для целого ряда месторождений подземных вод, характеризующихся сложными гидрогеологическими условиями, существующая методика прогноза не может обеспечить необходимую точность. Это в первую очередь относится к прогнозам развития депрессионных кривых и осушения смежных водоносных горизонтов.

в слоистых толщах, а также прогнозам изменения качества подземных вод в трещиноватых породах. Невысокая достоверность прогнозов вызвана главным образом недостаточно правильным отображением конкретных гидрогеологических условий в расчетных схемах, что связано как с исключительной сложностью гидрогеологических условий, так и с неразработанностью ряда теоретических положений динамики подземных вод (процессы фильтрации в глинистых разделяющих толщах и в трещиноватых породах).

За последнее время в практике гидрогеологических прогнозов большое развитие получило моделирование процессов движения подземных вод на аналоговых машинах. Методы моделирования позволяют более полно учитывать граничные условия и гидрогеологические параметры, что повышает достоверность гидрогеологических прогнозов.

Совершенствование методики гидрогеологических прогнозов влияния водоотбора подземных вод на гидрогеологические условия прилегающих территорий тесно связано с развитием наблюдений за режимом подземных вод в районах действующих водозаборов. Изучение режима подземных вод, необходимое для решения целого ряда практических задач, позволяет также исследовать закономерности движения подземных вод в различных гидрогеологических условиях. Если методика прогноза влияния водоотбора на гидрогеологические условия прилегающей территории разработана относительно полно и постоянно совершенствуется, то методика прогноза влияния отбора на общие природные условия практически не разработана. Исключение составляют вопросы методики прогноза оседания земной поверхности и вопросы методики оценки изменения поверхностного стока при работе инфильтрационных водозаборов.

ПРИМЕРЫ ВЛИЯНИЯ ВОДООТБОРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПРИРОДНУЮ ОБСТАНОВКУ

Развитие депрессионных воронок

Влияние водоотбора подземных вод на развитие депрессии рассмотрим на примере двух действующих водозаборов, один из которых эксплуатирует глубокозалегающий водоносный горизонт, надежно отделенный от вышележащих горизонтов, а второй — водоносный горизонт, получающий дополнительное питание за счет перетекания подземных и поверхностных вод.

Первый водозабор расположен на берегу моря, в артезианском бассейне, для которого характерно пологое погружение кристаллического основания на юг и юго-восток (рис. 1). Основной водоносный горизонт приурочен к нижнекембрийским гдовским отложениям, залегающим на кристаллическом фундаменте на глубине 120—200 м. К югу и юго-востоку от водозабора гдовские отложения имеют региональное распространение, на севере на расстоянии около 100 км эти отложения выклиниваются, на северо-западе, примерно в 70 км от водозабора, уходят под дно моря (рис. 2).

Водовмещающие породы представлены песчаниками, песками и алевролитами с прослоями и линзами глин и аргиллитов, мощность горизонта составляет 70—100 м.

Гдовские песчаники по всей площади распространения перекрываются регионально выдержанной толщей ламинаритовых глин мощностью 100—150 м. Гдовский горизонт высоконапорный, в районе водозабора напоры достигают 100—200 м. На большей части распростра-

нения водоносного горизонта падение напоров происходит с юга на север в сторону моря, которое, очевидно, является областью разгрузки водоносного горизонта. На севере, в районе выклинивания песчаников располагается местная область питания (см. рис. 2).

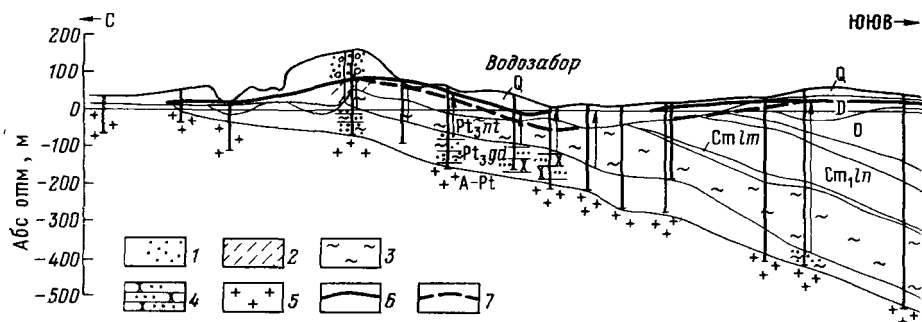


Рис. 1. Гидрогеологический разрез (по М. П. Гасс).

1 — песок, 2 — супесь, 3 — глина, 4 — песчаник, 5 — гранит, 6 — первоначальный уровень водоносного горизонта, 7 — уровень водоносного горизонта на XII 1962 г

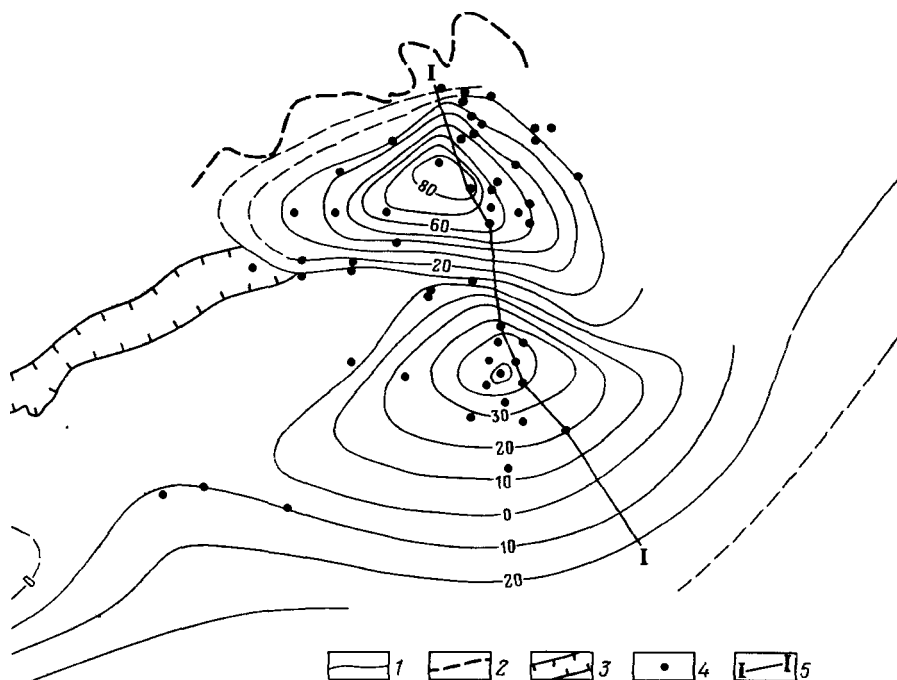


Рис. 2. Схема пьезоизогипс гдовского водоносного горизонта.

1 — гидроизогипсы, 2 — северная граница распространения гдовского водоносного горизонта; 3 — зона выхода гдовского водоносного горизонта под четвертичные отложения на дне моря, 4 — наблюдательные скважины, 5 — линия гидрогеологического разреза

В условиях водозабора № 1, где водоносный горизонт залегает на глубине более 100 м и перекрывается мощным слоем плотных кембрийских глин, а области питания и разгрузки удалены на расстояние до 70—100 км, основным источником формирования эксплуатационных запасов являются, очевидно, упругие запасы основного водоносного горизонта.

Бурение артезианских скважин на водозаборе началось во второй половине прошлого века, однако во время Великой Отечественной войны большинство скважин было остановлено и уровни почти полностью восстановились.

В послевоенные годы увеличение водоотбора связано с бурением новых скважин и с усовершенствованием водоподъемных установок. Всего на водозаборе имеется около 100 эксплуатационных скважин, расположенных отдельными группами на площади около 50 км².

Начиная с 1946 г. водоотбор увеличивался примерно пропорционально времени (рис. 3). Соответственно наблюдается рост воронки депрессии по площади и на глубину. За период наблюдений с 1944 по 1963 г. уровень в центре водозабора понизился на 55—60 м и глубина залегания его составила 60—70 м. Общая сработка напора на территории водозабора достигла 40—50%. Снижение уровня на водозаборе составляет 1—6 м в год, при этом форма воронки депрессии остается постоянной, что связано с квазистационарным режимом движения подземных вод.

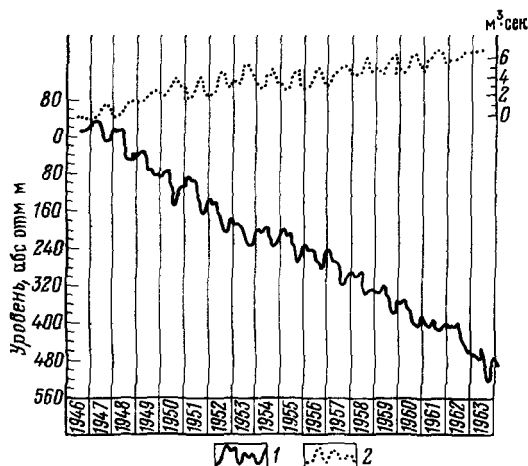


Рис. 3. Многолетний график относительного изменения дебита водозабора и уровня воды в центре воронки депрессии (по М. П. Гасс).

1 — уровень воды в центре воронки (в м); 2 — дебит водозабора (в м³/сек)

Влияние водозабора распространяется на огромную площадь, которая составляет около 16 тыс. км². На запад и на восток воронка депрессии фиксируется на расстоянии до 100 км и более, а на север и юг

влияние водозабора отмечается на 50—70 км. Снижение уровня на расстоянии 15—30 км от водозабора достигает 30—40 м, а в 40—50 км оно равно нескольким метрам (рис. 4). Для режима уровня характерны резкие колебания, вызванные неравномерностью водоотбора. Годовые колебания уровня в центре депрессии достигают 15—20 м, по мере удаления от водозабора амплитуды колебания уровня постепенно уменьшаются.

Из опыта работы водозабора № 1 можно сделать вывод, что при эксплуатации водоносных горизонтов, залегающих на значительной глубине и перекрытых регионально выдержанными глинистыми отложениями, развиваются глубокие воронки депрессии, радиусы влияния которых прослеживаются на десятки километров. В этих условиях водозаборы работают при неустановившемся режиме.

Второй водозабор находится на берегу моря на территории Польско-Литовского артезианского бассейна. Эксплуатируемый водоносный комплекс (швентойский D_3^{sv} и старооскольский D_2^{st}) в районе водозабора залегает на глубине 40—70 м.

Водовмещающие породы представлены песчано-глинистой толщей, мощность которой достигает 200 м (рис. 5). Фильтры большинства эксплуатационных скважин располагаются в верхней наиболее песчаной части водоносной толщи. Водоносные породы подстилаются регионально выдержанным наровским горизонтом (D_{2ng}) мощностью более 100 м.

Этот горизонт сложен мергелями, доломитами, глинами и является относительным водоупором.

В кровле водоносного комплекса залегают четвертичные и верхнедевонские отложения. Верхнедевонские образования (D_{3st}) распространены

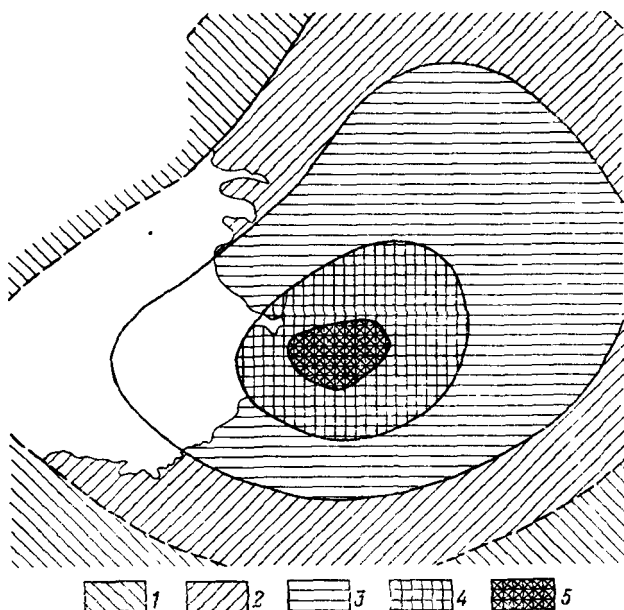


Рис. 4. Схема понижения уровня подземных вод гдовского горизонта за период с 1944 по 1963 г. (по М. П. Гасс).

1 — от 40 до 45; 2 — от 45 до 50; 3 — от 50 до 55; 4 — от 55 до 60; 5 — более 60 м

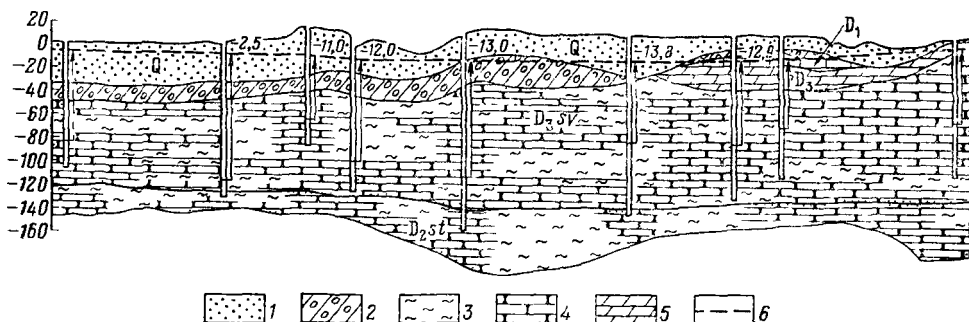


Рис. 5. Гидрогеологический разрез в районе водозабора.

1 — песок, 2 — галечник, 3 — глина; 4 — песчаник; 5 — мергель; 6 — уровень водоносного горизонта

ны в южной части водозабора (рис. 6) и представлены переслаиванием доломитов, мергелей и глин с включением гипса общей мощностью 30—35 м. К верхнедевонским отложениям приурочен слабоводообильный горизонт, содержащий сульфатные воды.

Четвертичные отложения мощностью 50—70 м распространены на всей площади водозабора и представлены, как правило, двухслойной толщей. В основании залегают суглинки, супеси и глины мощностью до

15—20 м и более. Моренные отложения перекрываются песками, к которым приурочен грунтовый водоносный горизонт.

В северо-восточной части водозабора глинистые четвертичные отложения отсутствуют, здесь прослеживается древняя погребенная долина, выполненная рыхлыми водно-ледниковыми отложениями. Водозабор расположен в дельте крупной реки, дно которой, по данным инженерно-геологического бурения, сложено песком с линзами и прослоями глин мощностью до 5—6 м.

Эксплуатируемый водоносный комплекс имеет региональное распространение, погружаясь в юго-западном направлении; к северу от водозабора девонские отложения выходят под дно моря. Четвертичные отложения на дне моря представлены мореной, ленточными глинами и песками общей мощностью в несколько десятков метров.

В естественных условиях уровень швентойско-старооскольско-

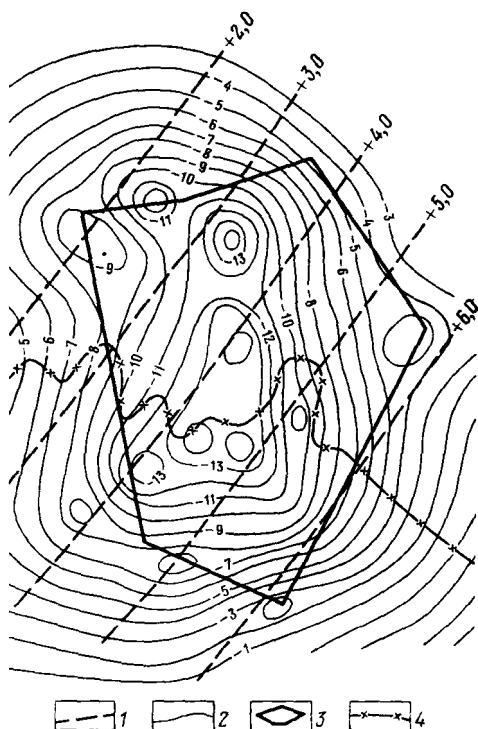


Рис. 6. Схема гидроизогипс швентойско-старооскольского комплекса в районе водозабора (по материалам Литовской гидрогеологической станции). 1 — предполагаемое понижение статического уровня швентойско-старооскольского комплекса, 2 — положение гидроизогипс на 1966 г.; 3 — граница расположения водозаборных скважин; 4 — северная граница распространения верхнедевонских отложений.

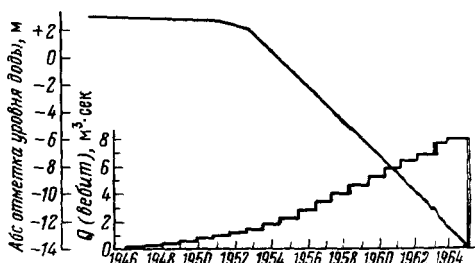


Рис. 7. График изменения дебита и уровня подземных вод

го комплекса располагается вблизи дневной поверхности и имеет уклон на северо-запад в сторону моря.

В описываемых гидрогеологических условиях основными источниками формирования эксплуатационных запасов являются грунтовые воды четвертичных отложений и поверхностные воды рек и озер, расположенных на территории водозабора. Эти воды могут попадать в эксплуатируемый комплекс через слабопроницаемые моренные суглинки.

Первые эксплуатационные скважины на территории распространения швентойско-старооскольского водоносного комплекса начали сооружаться в прошлом веке. В настоящее время здесь работает около 300 скважин, расположенных без всякой системы на площади около 150 км². Большинство скважин работают круглосуточно. После окончания войны с 1946 по 1954 г. расход водозабора оставался почти постоянным. Интенсивное бурение новых скважин происходило в период с 1955 по 1966 г., когда расход водозабора возрастал почти пропорцио-

нально времени (рис. 7). Соответственно с изменением темпа водоотбора на территории водозабора происходило снижение уровня швентойско-старооскольского комплекса. В 1954 г. общее снижение уровня не превышало нескольких метров, с 1955 г. началось его непрерывное падение со скоростью примерно 0,2—1,7 м в год. Наиболее интенсивное снижение уровня наблюдалось в центральной части водозабора, где оно достигло 15—20 м.

Расчетное понижение на водозаборе, сделанное без учета поступления поверхностных и грунтовых вод в тартуско-швентойский комплекс при существующем отборе и расположении скважин, в 2,0—2,5 раза превышает наблюдаемые.

За пределами водозабора режимные наблюдения не проводятся. Несмотря на интенсивную эксплуатацию швентойско-старооскольского комплекса, режим грунтовых вод на территории водозабора близок к естественному, что можно объяснить тесной гидравлической связью с поверхностными водами. В южной части города наблюдается снижение уровня в верхнедевонском горизонте и изменение химического состава подземных вод в эксплуатационных скважинах, что связано с перетеканием из верхнедевонского водоносного горизонта, содержащего сульфатные воды.

На примере водозабора № 2 видно, что в условиях, когда основной водоносный горизонт залегает сравнительно неглубоко и имеет тесную гидравлическую связь с грунтовыми и поверхностными водами, которые являются основными источниками формирования эксплуатационных запасов, работа водозаборов приводит к формированию неглубоких воронок депрессий. При постоянном водоотборе в этих условиях возможен установившийся режим фильтрации.

Влияние водоотбора подземных вод на осушение смежных водоносных горизонтов

В качестве примеров изменения природных условий под воздействием отбора подземных вод для водоснабжения были использованы материалы Белорусского геолого-гидрогеологического треста по участкам действующих водозаборов «Зеленовка» и «Новинка».

Водозабор «Зеленовка» расположен на северо-восточной окраине г. Минска. На участке водозабора с поверхности залегают водно-ледниковые отложения времени отступления московского ледника. Эти отложения представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой и местами гравийно-галечными породами. Мощность этих отложений на участке водозабора изменяется от 0 до 26 м. К этому горизонту приурочен безнапорный водоносный горизонт, производительность которого характеризуется удельными дебитами скважин от 0,4 до 2 л/сек.

В долине р. Слепянка распространены современные аллювиальные заиленные пески мощностью 1—3 м.

Водно-ледниковые и аллювиальные отложения подстилаются московской мореной, представленной моренными глинами, суглинками и супесями с прослоями песков от мелкозернистых до крупнозернистых с гравием, галькой и валунами. Мощность этих прослоев 2—12 м. Общая мощность морены изменяется от 8 до 48 м. На участке водозабора московская морена имеет повсеместное распространение. Ниже залегают днепровско-московские водно-ледниковые отложения, которые представлены песками от мелкозернистых до крупнозернистых с гравием и галькой и гравийно-галечными отложениями с прослоями глинистых пород мощностью 1—4 м. Общая мощность отложений изменяется от 17 до 38 м и более.

К днепровско-московским отложениям приурочен напорный водоносный горизонт, который эксплуатируется зеленовским водозабором. Подстилаются днепровско-московские отложения днепровской мореной, а в местах ее размыва — водно-ледниковыми березинско-днепровскими образованиями.

Водозабор «Зеленовка» был сооружен в 1935—1937 гг. До 1951 г. водозабор состоял из одной скважины, производительность которой оценивалась в 1000 м³/сутки. Начиная с 1951 г. Зеленовский водозабор постепенно расширяется за счет ввода в строй новых скважин; производительность его увеличивается.

На водозаборе Зеленовка с 1961 г. организованы режимные наблюдения по эксплуатационным скважинам за уровнями подземных вод. Как показали эти наблюдения, в районе водозабора происходит снижение уровня подземных вод, вызванное развитием депрессионной воронки. В центре водозабора величина снижения уровня в 1966 г. по сравнению с 1935—1937 гг. составила 11 м. Радиус влияния водозабора достигает 1800 м.

В результате эксплуатации подземных вод днепровско-московского водоносного горизонта наблюдается понижение уровня грунтовых вод в первом от поверхности водоносном горизонте на территории, прилегающей к Зеленовскому водозабору. В результате этого на участке Б. Слепня произошло осушение болот, а на территории Ботанического сада из-за уменьшения влажности почвы отмечается высыхание кроны деревьев.

На участке Б. Слепня, расположенном в 1 км на северо-восток от водозабора Зеленовка, до интенсивной

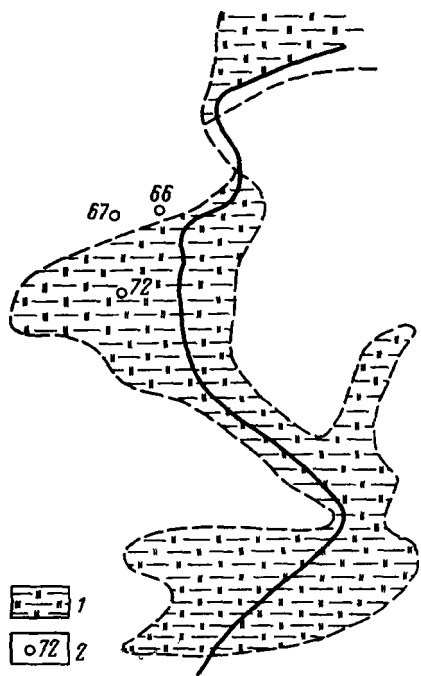


Рис. 8. Схема распространения заболоченного участка в долине р. Слепня.

1 — заболоченная площадь; 2 — режимная скважина и ее номер

эксплуатации водозабора вдоль р. Б. Слепня располагались болотные массивы. Приблизительная схема распространения этих болот показана на рис. 8. Болота имели грунтовое питание за счет первого от поверхности водоносного горизонта. Как видно из рис. 9, с увеличением отбора подземных вод на Зеленовском водозаборе из днепровско-московского горизонта, на участке Б. Слепня наблюдается постепенное понижение уровня подземных вод днепровско-московского горизонта (скв. 67) и уровня грунтовых вод первого от поверхности водоносного горизонта (скв. 66). В результате этого произошло изменение контура распространения заболоченной территории. В настоящее время участок Б. Слепня полностью осушен, и ранее заболоченные земли используются под строительство.

Как показали режимные наблюдения за уровнем подземных вод на участке Ботанического сада, в результате эксплуатации водозабора «Зеленовка» подземных вод из днепровско-московского горизонта происходит понижение уровня не только в днепровско-московском, но и в первом от поверхности водоносном горизонте.

Водозабор Новинка расположен на северо-северо-западной окраине г. Минска. На участке водозабора с поверхности залегают водно-ледниковые отложения времени отступления московского оледенения, представленные разнородными песками с гравием и галькой мощностью до 27 м. Подстилаются они моренными отложениями московского оледенения (супеси, суглинки, глины с прослоями песка), мощность которых изменяется от 1 до 53 м.

Ниже морены повсеместно залегают водно-ледниковые днепровско-московские отложения, которые представлены песками от мелко-



Рис. 9. График изменения уровня подземных вод на участке Б. Слепя и отбора подземных вод на водозаборе «Зеленовка» во времени

зернистых до крупнозернистых с гравием и галькой. Общая мощность днепровско-московских отложений изменяется от 13 до 58 м и более. К днепровско-московским отложениям приурочен напорный водоносный горизонт, который является основным источником водоснабжения г. Минска.

Через «окна» в морене водоносный горизонт днепровско-московских отложений гидравлически связан с вышележащим водоносным горизонтом и с водами р. Свислочь.

Водозабор Новинка работает с 1935 г., производительность его в то время не превышала 5 тыс. м³/сутки. В предвоенные и послевоенные годы на участке водозабора вводятся в действие новые скважины и производительность водозабора увеличивается с 5–10 до 20 тыс. м³/сутки. В настоящее время на водозаборе эксплуатируются 22 скважины общей производительностью 29–32 тыс. м³/сутки. В результате эксплуатации водозабора образовалась депрессионная воронка с радиусом около 3 км, на юге она ограничена р. Свислочь.

Водозабор Новинка является инфильтрационным. Белорусской гидростанцией с 1962 по 1966 г. проводились режимные наблюдения за изменением уровня подземных вод днепровско-московского водоносного горизонта на участке водозабора Новинка. Как показали эти наблюдения, уровни подземных вод в наблюдательных скважинах располагались на одних и тех же абсолютных отметках.

Режимные наблюдения за изменением уровня подземных вод в первом от поверхности водоносном горизонте на участке водозабора не проводятся.

В 1968 г. институтом БелГИИЗ примерно в 200 м от скв. 1 водозабора Новинка был пробурен поперечник, скважины которого вскрыли первый от поверхности водоносный горизонт. В скв. 262, расположенной в 200 м от водозабора, уровень подземных вод установился на абс. отметке 199,53 м. По данным М. Е. Альтовского и Б. И. Айзина, которые проводили гидрогеологические работы в этом же районе в 1938 г., уровень подземных вод в московско-днепровском водоносном горизонте находился на абс. отметке, близкой к 204 м. Таким образом, с 1938 по 1968 г. уровень подземных вод понизился более чем на 4 м. Понижение уровня грунтовых вод в первом водоносном горизонте связано с эксплуатацией днепровско-московского водоносного горизонта, который из-за наличия «оскон» в морене гидравлически связан с водоносным горизонтом в покровных отложениях.

Влияние водопонижения на оседание земной поверхности г. Москвы

В текущем столетии в Москве произошло значительное понижение уровней различных водоносных горизонтов (грунтовых вод, верхне-средне- и нижнекаменноугольных вод), которое могло повлечь за собой оседание поверхности. Развитию осадок такого рода здесь весьма способствуют геолого-гидрогеологические условия: 1) наличие метровых водоносных толщ четвертичных песков и супесей; 2) наличие пластичных юрских и тупопластичных верхнекаменноугольных глинистых пластов, испытывающих большое взвешивающее давление напорных вод; 3) наличие трещиноватых доломито-известняковых толщ карбона, заключающих напорные воды. Следует к этому добавить, что из-за трещиноватости известняков и доломитов верхнего карбона, залегающих над уплотняющимися слоями одноименных глин, они не представляют собой сплошной монолитной толщи. Трещины, преимущественно тектонические, разбивают их на блоки (Пермяков, 1949), которые способны к самостоятельной осадке, вследствие чего и возможно оседание отдельных участков города.

Действительно, как показали натурные наблюдения, осадки, связанные с понижением уровня подземных вод, имеют широкое распространение в городе. Влияние водопонижения на оседание поверхности выявила прежде всего практика — наблюдения за осадкой и деформацией отдельных зданий в породе.

Так, например, здание гостиницы «Москва», построенное на юрских глинах, с допускаемым давлением на подошву фундамента $1,5 \text{ кгс/см}^2$, имело до июля 1935 г. нормальную затухающую со временем осадку. После того как Метрострой для постройки шахты метро стал производить откачку из напорного верхнекаменноугольного водоносного горизонта и уровень его понизился на 27 м, скорость осадки возросла более чем в полтора раза. Дополнительное сжатие юрских глин было вызвано увеличением нагрузки на $2,7 \text{ кгс/см}^2$ в результате водопонижения.

Откачки Метростроя активизировали осадку здания библиотеки им. Ленина, гостиницы «Метрополь», здания Малого театра и др.

Наиболее достоверную количественную оценку влияния водопонижения на оседание поверхности дают нивелирные наблюдения на участке, где производится откачка. Такие наблюдения были выполнены Метрогипротрансом на одном из участков трассы метро до проходки тоннелей, чем было исключено влияние на оседание поверхности подземно-

го строительства. Тоннели здесь должны были проходиться в известняках карбона под долиной доледникового размыва, заполненной четвертичными песчаными отложениями. Откачки из каменноугольных известняков сопровождались снижением уровня надкаменноугольных вод в четвертичных песках. При снижении их уровня на 17 м осадка поверхности достигла 15—28 мм. На участке залегания в толще песков линз сильносжимаемых иловатых суглинков с торфянистыми прослойками, осадка поверхности достигла 80 мм. Под влиянием водопонижения поверхность осела в радиусе 400 м (Сазонов, 1968).

Ввиду трудности организации нивелирных наблюдений в условиях крупноплощадных понижений уровня подземных вод для учета воздействия откачек на оседание территории, целесообразно применить расчетный метод в сопоставлении с результатами городских повторных нивелировок. При этом будут неизбежны некоторые расхождения расчетных и фактических данных, в сторону увеличения последних, поскольку фактические осадки отражают влияние и других факторов: статических, динамических нагрузок, подземного строительства и т. д.

Подобный метод сопоставления расчетных осадок с фактическими, выявленными городскими повторными нивелировками, был использован для оценки воздействия водопонижения на оседание территории г. Москвы. По данным четырех городских нивелировок, выполненных в 1901, 1936, 1950, 1963—1965 гг., автором были составлены три карты вертикальных смещений поверхности г. Москвы за периоды 1901—1936, 1936—1950, 1950—1963—1965 гг., отражающие изменение во времени характера вертикальных смещений.

При сопоставлении карт вертикальных смещений поверхности г. Москвы с картами гидроизогипс и гидроизопьез подземных вод, отражающих изменение их уровней во времени, а также при оконтуривании на картах вертикальных смещений депрессионных воронок, существовавших в разное время в грунтовых водах, обнаруживается, что территории крупных водопонижений претерпели оседание.

Для выявления и количественной оценки роли водопонижения в оседании поверхности нами выполнены расчеты осадок поверхности для ряда пунктов, где имело место значительное снижение уровня подземных вод. Расчеты производились по формулам, приведенным в работе И. В. Гармонова, А. А. Коноплянцева, Ф. В. Котлова (1965). В пунктах, где за данный период времени произошло снижение уровня нескольких водоносных горизонтов, определялось воздействие каждого горизонта и отдельные осадки суммировались. Расчетные показатели физико-механических свойств четвертичных отложений брались из атласа геологических карт и геологических разрезов территории г. Москвы, причем для каждого участка использовались дифференцированные показатели. Характеристика физико-механических свойств верхнекаменноугольных и юрских глин, а также расчетные параметры водоносных горизонтов каменноугольных отложений получены из литературных и фондовых источников. Влияние уплотнения верейских глин среднего карбона мощностью 8—13 м, испытывающих взвешивающее воздействие напоров нижнекаменноугольного водоносного горизонта, не учитывалось ввиду их большой плотности и, следовательно, малой сжимаемости. В отношении юрских и верхнекаменноугольных глин сделаны допущения о постоянстве показателей физико-механических свойств для всей территории г. Москвы и о равномерной скорости снижения уровня напорных вод.

Мы приводим лишь результаты расчетов осадок отдельных пунктов города, которые даются в сопоставлении с фактическими осадками.

Замоскворецкая излучина. В период 1936—1950 гг. произошло крупноплощадное оседание территории Замоскворецкой излучины, охватив-

Таким образом, в период с 1936 по 1950 г. на территории Замоскворецкой излучины существенно понизились уровни четырех водоносных горизонтов, что должно было повлечь обжатие толщи четвертичных песчаных пород, а также консолидацию верхнекаменноугольных глин и упругое сжатие верхне-, средне- и нижнекаменноугольных водоносных толщ.

Осадки поверхности, вызванные снижением уровней четырех водоносных горизонтов, рассчитаны для двух пунктов в пределах Краснохолмской депрессии Зацепского вала и 1-го Озерковского переулка. Уровень грунтовых вод в этих пунктах был снижен соответственно на 22,5 и 15 м, что согласно расчетам должно было вызвать оседание поверхности на 34,7 и 9 мм.

Оседание поверхности при падении напоров верхнекаменноугольных вод (хамовнической толщи) происходит за счет уплотнения толщи глин C_3^3 , перекрывающей хамовнические известняки C_2^3 , а также упругого сжатия известняков хамовнической толщи. Снижение пьезометрического уровня среднекаменноугольного водоносного горизонта сопровождается уплотнением нижней пачки верхнекаменноугольных глин C_1^3 и упругим сжатием известняков среднего карбона. Сработка напоров нижнекаменноугольных вод влечет упругое сжатие одноименной толщи.

Расчетные осадки поверхности вследствие уплотнения глин C_3^3 и C_1^3 составляют соответственно в двух пунктах 5 и 6 мм.

В результате упругого сжатия пород хамовнической толщи верхнего карбона осадка поверхности составляет в двух пунктах за период 1936—1950 гг. 1,6—1,3 мм; при упругом сжатии водовмещающих пород среднего карбона расчетная осадка равна 3—2,7 мм, при упругом сжатии водоносных толщ нижнего карбона расчетная осадка соответствует 0,7—0,6 мм.

Суммарная расчетная осадка поверхности под влиянием снижения уровней четырех водоносных горизонтов дается в сопоставлении с фактической, полученной из повторных нивелировок 1936—1950 гг. (табл. 2).

Таблица 2
Сопоставление расчетных и фактических осадок

Местоположение	Расчетные осадки, мм	Фактические осадки, мм
Зацепский вал	50	42—56
Первый Озерковский пер.	23,6	21—26

Вычисленные величины характеризуют оседание восточной части Замоскворецкой излучины, где были сосредоточены наиболее интенсивные откачки с глубоким понижением грунтовых и напорных вод. В западной части излучины изменение гидрогеологических условий было менее значительным. Уровень грунтовых вод снизился на 5—6 м. Откачки Метростроя весьма слабо отразились на положении пьезометров верхнекаменноугольного водоносного горизонта. В средне- и нижнекаменноугольных водоносных горизонтах напоры к 1950 г. упали соответственно на 22—23 и 16—21 м.

Различие в величинах водопонижения обусловило разницу в оседании западной и восточной части излучины. В восточной части, где водопонижение было более значительным, осадки находятся в диапазоне 20—40 мм и более, в западной — не превышают 20 мм (рис. 11). Для

одного из пунктов западной части излучины был выполнен расчет осадок, который подтвердил наше объяснение различия в осадках обеих частей территории разницей в величинах водопонижения. Расчеты произведены для четвертичных древнеаллювиальных песков нижней пачки верхнекаменноугольных глин, а также известняковых толщ среднего и нижнего карбона, испытывающих упругое сжатие.

Расчетная осадка поверхности, вызванная уплотнением древнеаллювиальных песков при снижении уровня грунтовых вод, составляет 8 мм. Расчетная осадка поверхности, обусловленная консолидацией глин верх-

него карбона, равна 6 мм. Расчетная осадка поверхности, вызванная упругим сжатием известняков и доломитов среднего карбона, равна 2,8 мм, нижнего карбона — 0,5 мм.

Суммарная расчетная осадка поверхности за период 1936—1950 гг. составляет: $8 + 6 + 2,8 + 0,5 = 17,3$ мм, фактическая — 18 мм.

К периоду 1950—1958 гг. относятся региональные осадки территории излучины Москва-реки, в пределах которой в течение 50 лет отмечались лишь отдельные локальные оседания. На большей части территории излучины породы верхнего карбона, представленные как правило, известняками хамовнической толщи, нижней пачкой верхнекаменноугольных глин и известняками кривякинской толщи (C_3^2 , C_3^1 , C_3^0), пере-

крыты юрскими глинами и супесями мощностью 14—21 м, на которых залегают аллювиальные отложения III, II и пойменной террас (рис. 12).

С периодом регионального оседания этой территории совпадают по времени:

1. Снижение пьезометрического уровня хамовнического водоносного горизонта под влиянием откачек Метростроя до и ниже подошвы выше-лежащих юрских глин.

2. Значительные снижения напоров вод среднего карбона (22—38 м), вызванные эксплуатацией этого горизонта артезианскими скважинами и откачками Метростроя.

3. Крупное снижение напоров нижнекаменноугольного водоносного горизонта (26—33 мм), обусловленное эксплуатационными откачками.

Количество откачиваемой из шахт воды (из верхне- и среднекаменноугольных известняков) в период с 1952 по 1958 г. составляло 213—751 м³/час. Влияние этих откачек распространилось почти на всю территорию излучины. Максимальное снижение напоров наблюдалось вблизи трассы. В соответствии с увеличением водопонижения в направлении трассы метро возрастают осадки поверхности (рис. 13), что указывает на прямую связь последних с откачками.

Расчеты осадок устанавливают, что ведущую роль в оседании излучины играли откачки верхнекаменноугольных вод, повлекшие за собой консолидацию юрских глин. Это видно из приводимого ниже сопоставления осадок, вызванных сжатием различных толщ пород (табл. 3).

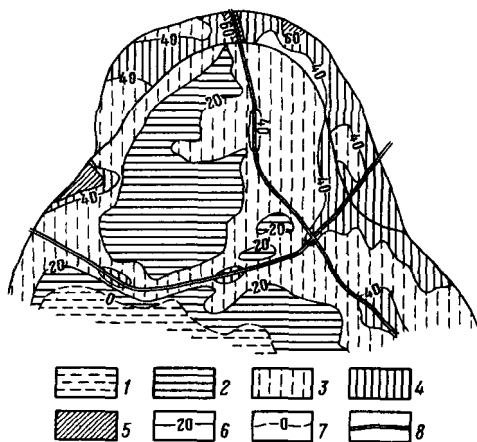


Рис. 11. Схематическая карта вертикальных смещений поверхности территории излучины Москва-реки за период 1936—1950 гг.

1 — смещение в пределах ошибок измерения; 2 — оседание до 20 мм; 3 — оседание от 20 до 40 мм; 4 — оседание от 40 до 60 мм; 5 — оседание от 60 до 80 мм; 6 — изолиния оседания; 7 — предполагаемая изолиния оседания; 8 — трасса метро

Суммарная расчетная осадка поверхности для района улиц 10-летия Октября — Усачева равна 35,8 мм, фактическая 32—38 мм. Суммарная расчетная осадка поверхности для района ул. Б. Пироговская составляет 20,2 мм, фактическая 18 мм.

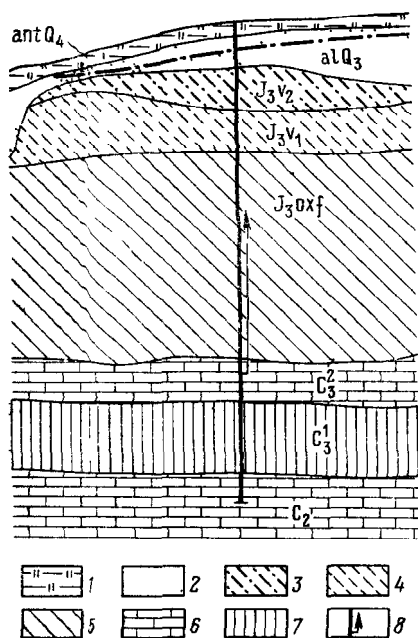


Рис. 12. Геолого-литологический разрез района улицы Усачева.

1 — культурный слой; 2 — песок; 3 — суглинок; 4 — суглинок; 5 — глина юрская; 6 — известняк; 7 — глина каменноугольная; 8 — высота напора

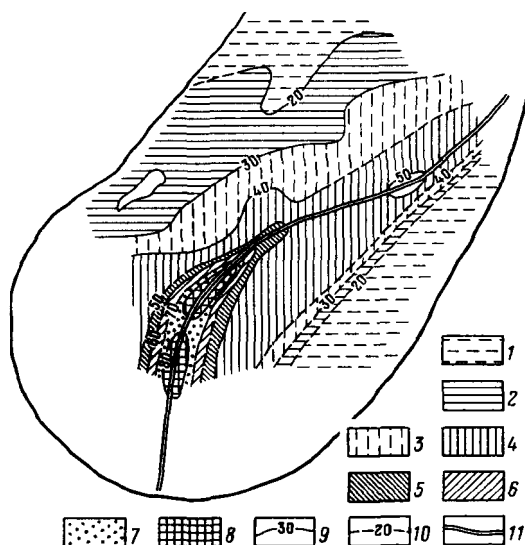


Рис. 13. Схематическая карта вертикальных смещений поверхности территории излучины Москва-реки за период 1950—1958 гг.

1—8 — диапазон оседания: 1 — до 20 мм; 2 — от 20 до 30 мм; 3 — от 30 до 40 мм; 4 — от 40 до 60 мм; 5 — от 50 до 60 мм; 6 — от 60 до 70 мм; 7 — от 70 до 80 мм; 8 — более 60 мм; 9 — изолиния оседания; 10 — предполагаемая изолиния оседания; 11 — трасса метро

Таблица 3

Сопоставление осадок при уплотнении различных пород

Название улицы	При уплотнении глин, мм		При упругом сжатии известняков, мм		
	$y_{\text{охр.}} + \text{ол}$	C_3^1	C_3^2	C_3	C_1
Ул. Усачева — 10-летия Октября . .	23	8	2,1	1,5	1,2
Большая Пироговская	11	6	0,8	1,3	1,1

Аналогичные расчеты были выполнены нами еще для 12 пунктов породы. Для всех случаев отмечается близкое совпадение расчетных и фактических осадок. Расчетные осадки составляли 70—112% фактических. В девяти случаях из семнадцати расчетные осадки были меньше фактических, составляя 70—97% от них (в среднем 86%), в одном случае осадка соответствовала фактической, в семи случаях составляла 102—112% (в среднем 106%).

Некоторое превышение фактических осадок поверхности над расчетными объясняется влиянием и других антропогенных факторов, что подтверждает полигенный характер осадок г. Москвы. Случаи же превышения расчетных осадок над фактическими или их равенство свидетельствуют скорее не об отсутствии иных воздействий, а об ошибках нивелировок, заложенных в показаниях реперов. Следует иметь в виду также и несколько приближенный характер расчетов.

Величины осадок, вызванных снижением уровня подземных вод, зависят от многих факторов: для дегидратируемых толщ — от сжимаемости пород и мощности осушаемой толщи, для глинистых пород, кроме того, — от напора, времени его снижения и скорости фильтрации. Для водонапорных пластов, испытывающих упругое сжатие — от мощности пород, их пористости, трещиноватости, упругих свойств, коэффициента фильтрации, коэффициента пьезопроводности.

В табл. 4 сопоставляются величины осадок, вызванных сжатием различных толщ пород, и приводится количественная характеристика наиболее влияющих на оседание факторов. Для удобства сравнения осадок юрских и верхнекаменноугольных глин, а также водонапорных пластов карбона они высчитаны для одного периода времени (14 лет), так как большинство расчетов выполнено для этого периода.

Таблица 4

Величины осадок, обусловленных сжатием различных толщ пород

Породы, испытывающие сжатие	Мощность осушенной толщи, м	Величина снижения уровня, м	Величина оседания, мм
Четвертичные раздельнозернистые и полусвязные породы различного генезиса . .	4—22,5	4—22,5	3—35
Глины I ₃	5—17	5—17	10—40
Глины C ₃	6—8	8—42	5—7
Известняки и доломиты C ₃	5—8	5—17	0,8—2,1
Известняки C ₂	100	9—20	1,9—3
Известняки C ₁	50	4—39	0,2—1,5

Наибольшие осадки поверхности имеют место при дренировании пластичных, высокопористых, гидрофильных и гидратированных юрских глин и четвертичных песчаных отложений. Твердые и тугопластичные, достаточно литифицированные верхнекаменноугольные глины уплотняются весьма плохо, хотя окончательное оседание поверхности за счет их сжатия превышает нередко таковое по причине уплотнения юрских глин и четвертичных пород. Такое кажущееся противоречие объясняется главным образом тем, что верхнекаменноугольные глины находятся под пораздо большим напором, чем юрские глины. Снижение этого напора сопровождается соответственно и большими нагрузками на породу. Окончательной своей величины осадка поверхности за счет дегидратационного уплотнения глин верхнего карбона достигнет через 2100—6700 лет. Длительность дегидратационного уплотнения юрских глин в разных районах измеряется 40—540 годами.

Минимальные осадки поверхности возникают при упругом сжатии водонапорных толщ карбона, особенно нижнекаменноугольных известняков. Последние можно считать практически несжимаемыми при сработке напоров менее чем на 12 м (что дает осадку менее 0,5 мм).

Осадки поверхности даже при полной сработке напоров каменноугольных водоносных горизонтов не превышают 7,7 мм.

В сравнении с дренируемыми породами вышеуказанных районов крупных водозаборов, нефтяных и газовых месторождений зарубежных стран породы г. Москвы обладают более слабой сжимаемостью, в силу чего, а также вследствие меньших водопонижений, величина оседания поверхности города значительно меньше, чем осадка этих территорий.

ВЫВОДЫ

1. Влияние водоотбора подземных вод приводит к изменению как гидрогеологической обстановки, так и общих ландшафтных условий окружающей территории.

2. Наиболее значительными последствиями водоотбора являются: снижение уровня подземных вод и образование воронок депрессий; осушение водоносных горизонтов; изменение качества подземных вод; оседание земной поверхности; изменение режима поверхностного стока; осушение болот; осушение зоны почво-грунтов, оказывающее влияние на условия произрастания сельскохозяйственных культур и растительности.

3. Степень влияния водоотбора подземных вод на гидрогеологические и общие природные условия определяется интенсивностью водоотбора, его продолжительностью, геологическим строением и гидрогеологическими условиями окружающей территории. При этом наибольшую роль играют условия питания водоносных горизонтов, характер взаимосвязи подземных вод с поверхностными и атмосферными водами, а также тип строения водовмещающей толщи и состава перекрывающих и подстилающих пород.

4. Как следует из рассмотренных примеров, наиболее значительные изменения гидрогеологических условий, выражающиеся в образовании региональных воронок депрессии с радиусами до 100 км и более, происходят при эксплуатации глубокозалегающих напорных горизонтов, надежно отделенных от вышележащих водоносных горизонтов и поверхностных вод. В этих случаях изменения общих ландшафтных условий, как правило, являются незначительными, за исключением возможного оседания земной поверхности.

Наоборот, при водоотборе из неглубоко лежащих водоносных горизонтов при наличии взаимосвязи с подземными водами вышележащих водоносных горизонтов, а также с поверхностными и атмосферными водами, снижение уровня эксплуатируемого водоносного горизонта происходит на ограниченных локальных участках. Однако в этих случаях происходит наибольшее воздействие водоотбора на общие ландшафтные условия (изменение режима поверхностного стока, осушение болот, осушение почв и гибель растительности).

5. Методика прогноза изменения гидрогеологических условий под влиянием водоотбора подземных вод для отдельных типовых схем разработана достаточно полно. Вместе с тем методика прогноза изменения ландшафтных условий практически не разработана. В этом направлении должны быть поставлены комплексные научные исследования.

ВЛИЯНИЕ ВОДООТЛИВА ИЗ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК И ДРЕНИРУЮЩИХ УСТРОЙСТВ

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ В СВЯЗИ С ВОДООТЛИВОМ ИЗ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК И ВОДОПОНИЖЕНИЕМ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Разработка месторождений твердых полезных ископаемых часто сопровождается водоотливом из горных выработок. В сложных гидрогеологических условиях горные работы осуществляются под защитой предварительного водопонижения и нередко при значительных отборах воды.

Ранее из-за отсутствия надлежащих технических средств для водоотлива месторождения разрабатывались только до уровня подземных вод без водоотлива. Только в тех случаях, когда удавалось понизить уровень подземных вод с помощью самотечных дренажных устройств (штольни, каналы), горные выработки соответственно углублялись. При более или менее существенном заглублении под уровень грунтовых вод и тем более при эксплуатации месторождений, приуроченных к напорным водоносным горизонтам, проходка горных выработок без сооружения водопонижительных устройств нередко сопровождалась прорывами воды в выработки.

В Подмосковном угольном бассейне для осушения водоносных мелкозернистых песков-плывунов или снижения в них напора подземных вод впервые в нашей стране начато внедрение забивных фильтров в почву и кровлю угольного пласта. Этот эффективный подземный способ осушения, нашедший впоследствии весьма широкое применение при осушении рыхлых песчано-глинистых пород на месторождениях всех горно-промышленных районов Союза, позволил сократить мощность прорывов подземных вод и пливунов. Последние являлись не только затруднением для проведения эксплуатационных работ, но в ряде случаев сопровождалась оседанием поверхности земли с последующими деформациями или даже разрушениями. Нередко прорывы измерялись величинами притоков в выработки до 50—100 м³/час, реже 200 м³/час, а для единичных шахтных полей с основными водоносными горизонтами, приуроченными к закарстованным известнякам, они достигали 500 м³/час и более. В таких случаях на шахтных полях наблюдались существенные нарушения поверхности земли.

В Донбассе, где месторождения приурочены в основном к некарстующемуся скальному или полускальному трещиноватому комплексу слабо обводненных пород (с учетом отдельных месторождений, где поверхностные водотоки или водоемы непосредственно связаны с крупными тектоническими нарушениями или трещинами обрушения) очень важным является решение вопросов влияния разработок на условия водоснабжения. Именно, хорошо водопроводящие тектонические зоны являлись, с одной стороны, основными источниками обводнения горных выработок, а с другой, утечка воды из зарегулированного водоема, используемого для водоснабжения, приводила к ограничению водопотребления насе-

лением или горными предприятиями питьевых или технических вод, устройству новых водозаборных сооружений или даже переносу их в другое место. Такие явления довольно часто наблюдались по всей территории центральной промышленной части Донбасса и Урала, поскольку эти горнопромышленные районы в целом бедны поверхностными и подземными водами, и для удовлетворения нужд водоснабжения приходится прибегать к зарегулированию небольших поверхностных водотоков.

Тектонические нарушения, связанные с горными разработками, оказывают существенное влияние на формирование воронки депрессии, которая в этих условиях распространяется на многие километры вдоль протекания пород и оказывает влияние на расположенные в ее пределах водозаборные скважины и поверхностные водоемы.

Трещины обрушения на поверхности земли, особенно глубоко проникающие внутрь массива, при разработке нескольких крутопадающих угольных пластов без закладки выработанного пространства способствовали образованию глубоких понижений на поверхности земли типа оврагов.

На месторождениях, обводненность которых связана с трещиноватыми и закарстованными карбонатными породами, водоотлив из горных выработок обычно достаточно велик и исчисляется многими сотнями кубометров в час. Это ведет к формированию крупных депрессионных воронок в районе разработок, нередко достигающих десятков километров. В таких условиях тесно переплетаются задачи водоотлива из горных выработок и водоснабжения и возникает необходимость в комплексном их решении (СУБР, Миргалимсай).

В 1940 г. и в последующий период во многих районах нашей страны горнодобывающая промышленность получила широкое развитие. В разведку и эксплуатацию вовлекались месторождения, отличающиеся высокой водообильностью. Многие действующие шахты и карьеры потребовали дальнейшего развития горных работ и эксплуатации полезного ископаемого на значительной глубине. Для ведения горных работ возникла необходимость осуществления специальных осушительных мероприятий с поверхности, а также подземным и комбинированным способами.

Основными дренажными устройствами при открытом способе разработок явились водопонижающие скважины, оборудованные глубоководными насосами. Подземный способ осушения нередко выполняется в комбинации с предварительным водопонижением скважинами и при помощи специальных дренажных горных выработок.

В результате водоотлива из многочисленных шахт и карьеров происходит глубокое нарушение естественного режима подземных вод, распространяющееся на значительные территории.

Нарушение природного режима подземных вод на широкой площади приводит к существенным изменениям гидрогеологических условий отдельных территорий: 1. Изменяются условия питания, движения и разгрузки подземных вод, а также их химический состав. 2. Понижение уровня подземных вод может оказывать осушающее воздействие на почву-грунты, что влияет на произрастание и урожайность сельскохозяйственных культур. 3. Нарушается режим рек (преимущественно малых) и водоемов.

В связи с этим возникает необходимость комплексного решения водохозяйственных проблем при организации водоснабжения, охраны подземных и поверхностных вод от истощения и загрязнения, обводнения земель и пр.

Особое место в изменении режима подземных вод занимают вопросы, связанные с эксплуатацией нефтяных месторождений. Исследования в этом направлении еще весьма ограничены. Изменение режима подземных вод здесь связано с откачкой нефти, подстилающих и окружающих пластовых вод и закачкой поверхностных вод в целях отжатия нефти. Эти процессы связаны с изменением пластового давления во времени, а также химического и микробиологического состава подземных вод.

В результате глубокого водопонижения в районах эксплуатации шахт и карьеров, в ряде случаев наблюдается оседание поверхности земли за счет уплотнения обводненных глинистых пород после снятия в них напора. Эти явления наиболее часто отмечаются в районах бурогольных месторождений, сложенных рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. Здесь происходит неравномерное оседание поверхности земли как в плане, так и по вертикали, что является наиболее опасным для сооружений даже при небольшой величине оседания.

Все это приводит к деформации и разрушению поверхностных сооружений шахт, коммуникаций и дорог в пределах развития депрессии, а также к снижению уровней или полному осушению водозаборных скважин, колодцев, родников и пр.

Для месторождений, залегающих в условиях карста, явления просадочности наиболее опасны в случае перекрытия закарстованных пород рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. Глубокое снижение уровня подземных вод на шахтных полях в этом случае может привести к развитию суффозионных процессов, сказывающихся на деформации дневной поверхности.

Определенную роль в изменении природной обстановки в районах эксплуатируемых угольных месторождений играют терриконики. Они занимают довольно большие площади (до 0,2—0,3 км²) и достигают высоты 100—200 м. Опыт показывает, что терриконики обычно являются недостаточно устойчивыми в результате инфильтрации в них атмосферных осадков и, в первую очередь, снеговых вод. Это ведет к растеканию терриконов на значительной площади и порче земель пригодных для сельскохозяйственного использования. Кроме того, атмосферные осадки, фильтруясь через терриконики, могут изменять свой химический состав и загрязнять грунтовые воды.

Влияние терриконов на подземные воды в настоящее время по существу не изучено. В сухое время года терриконики являются источником загрязнения воздуха пылью. При разработке месторождений закладкой выработанного пространства проблема терриконов снимается.

Существенные изменения в рельефе дневной поверхности связаны со сбросом отходов обогатительных фабрик, располагающихся обычно в районе месторождений. Здесь создаются шламохранилища, занимающие значительные площади, а также водоемы для сброса отработанных вод и дальнейшего использования в круговом обороте. Сооружение этих устройств исключает возможность использования земель для сельскохозяйственного назначения, а также ведет к загрязнению подземных вод.

В последние 5—10 лет, когда в разработку вовлекаются месторождения со сложными гидрогеологическими условиями, потребовавшим осуществления глубокого водопонижения, возникла необходимость в организации специальных режимных станций и дальнейшей разработке методики прогноза водопритоков в горные выработки с учетом изменения гидрогеологических условий на значительной территории. В связи с тем, что требования к гидрогеологическим прогнозам повышаются,

на сложных месторождениях прогнозы базируются на методах моделирования. При этом прогнозы должны носить комплексный характер и включать качество отбираемых вод. Такая необходимость назрела в ряде горнорудных районов, так как при освоении глубокозалегающих месторождений откачиваемые воды характеризуются существенно повышенной минерализацией, изменением химического состава подземных вод и наличием в них взвешенных частиц различной дисперсности. Сброс этих вод в поверхностные водоемы и водотоки ведет к их загрязнению.

В районах, бедных подземными и поверхностными водами, пригодными для хозяйственно-питьевых целей, проводятся работы по улучшению качества вод, отбираемых на месторождениях. В связи с этим возникает необходимость в разработке мероприятий по исключению или уменьшению поступления пресных подземных вод в горные выработки, в целях использования их для водоснабжения.

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СВЯЗИ С ВЛИЯНИЕМ КРУПНОГО ВОДООТЛИВА НА РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых характеризуются очень большим разнообразием. Поэтому в целях некоторой систематизации природных условий применительно к рассматриваемым вопросам дается типизация этих условий с учетом основного признака — особенностей формирования депрессии в районе месторождений. Предлагаемая типизация охватывает весь комплекс природных условий.

При выделении типов месторождений за основу берется характер связи водоносных горизонтов, обводняющих месторождение, с атмосферными осадками и речной сетью, так как этими условиями в значительной мере определяются размеры депрессии вокруг месторождения. Другие условия непосредственно в типизацию не вводятся, во избежание ее усложнения. Однако при рассмотрении вопроса об отнесении месторождения к тому или иному типу или подтипу должны учитываться и другие факторы, в том числе и горнотехнические условия.

По характеру связи с атмосферой и речной сетью выделяются три типа месторождений:

I тип месторождений — водоносные горизонты непосредственно связаны с атмосферой, условия безнапорные;

II тип месторождений — водоносные горизонты характеризуются на большей части площади затрудненной связью с атмосферой и речной сетью.

III тип месторождений — водоносные горизонты, расположенные вблизи залежей, практически не связаны с атмосферой и речной сетью.

Месторождения первого типа разделяются на два подтипа в зависимости от величины водоотдачи водоносных пород (табл. 5).

Выделение этих двух подтипов (Ia и Ib) по величине водоотдачи пород обусловлено тем, что в зернистых отложениях коэффициент водоотдачи в десятки раз больше, чем в трещиноватых породах. В связи с этим размеры формирующихся депрессий для месторождений подтипов Ia и Ib значительно различаются между собой. Для первого радиус депрессий обычно исчисляется несколькими километрами, а для второго (I б) — несколькими десятками километров, если вблизи месторожде-

ний отсутствует речная сеть, которая обычно существенно лимитирует развитие депрессионной воронки.

Месторождения второго типа подразделяются на два подтипа (IIa и IIб) в зависимости от того, проявляется ли гидравлическая связь основных водоносных горизонтов с атмосферой на всей площади распространения слабопроницаемых пород или же эта связь носит локальный характер.

Для месторождений подтипа IIa размер пьезометрической депрессионной воронки зависит от величины соотношения коэффициентов

Таблица 5

**Типизация гидрогеологических условий месторождений
полезных ископаемых**

Водоносные горизонты непосредственно связаны с атмосферными водами, тип I		Затрудненная связь водоносных горизонтов с атмосферными водами, тип II		Практическое отсутствие связи водоносных горизонтов с атмосферными водами, тип III
Подтип Ia	Подтип Ib	Подтип IIa	Подтип IIб	На подтипы не делится
Водоносные горизонты представлены зернистыми породами	Водоносные горизонты сложены трещиноватыми или трещинно-карстовыми породами	Гидравлическая связь с вышележащими горизонтами осуществляется на всей площади депрессии	Гидравлическая связь с вышележащими горизонтами осуществляется локально (обычно в долинах рек)	

фильтрации сравнительно малопроницаемых перекрывающих пород и основного водоносного горизонта. Чем меньше величина этого отношения и чем больше водоотбор, тем больше размеры депрессии.

Для месторождений подтипа IIб размеры депрессии в значительной мере определяются расстоянием месторождения от речной долины или другой зоны локальной гидравлической связи водоносного горизонта с вышележащими подземными водами. В отдельных случаях могут сочетаться условия, характерные для подтипов IIa и IIб. Но в таких случаях определяющее значение имеют условия отвечающие подтипу IIб. Месторождения III типа имеют ограниченное развитие и не разделяются на подтипы.

К типу I относится преобладающее число месторождений полезных ископаемых, в том числе и такие крупные, как СУБР и Миргалимсай, приуроченные к открытым карстовым бассейнам, имеющим региональное развитие.

К типу II может быть с некоторой степенью приближения отнесено Михайловское железорудное месторождение КМА, а примером сочетания типов условий I и II может явиться Лебединское месторождение.

К типу III относятся Белозерское, Яковлевское и Гостищевское железорудные месторождения.

Североуральский бокситовый бассейн (СУБР)

Североуральский бокситовый бассейн служит примером месторождений, относящихся к первому типу, и характеризуется чрезвычайно сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями.

ми обусловленными высокой неравномерной проницаемостью карбонатных пород и развитием в них суффозионно-карстовых явлений. На первых этапах освоения месторождения большие водопритоки в горные выработки, достигающие в многоводные годы 10—12 тыс. м³/час, в значительной степени затрудняли проведение горных работ, а иногда выводили из строя отдельные шахты. Рудничный водоотлив, применявшийся для борьбы с водопритоками, нарушил естественный режим водоносного горизонта на большой площади, что привело к значительному изменению гидрогеологической обстановки района и вызвало некоторые специфические для карстового массива явления.

В пределах Североуральской карстовой области в результате длительного водоотлива из дренажных узлов и горных выработок получила развитие меридионально вытянутая глубокая депрессионная воронка, ограниченная с востока и запада комплексом вулканогенно-пирокластических пород, а с севера и юга — крупными реками района. В настоящее время в область водоотлива вовлечена площадь около 150 км².

Особенности природной обстановки и гидрогеологии района. Североуральский бокситовый район расположен на восточном склоне Северного Урала и приурочен к зоне распространения сильно закарстованных карбонатных пород, составляющих среднюю часть Североуральской карстовой области. Он протягивается узкой меридионально вытянутой полосой.

В геоморфологическом отношении территория СУБРа представляет собой долинообразное понижение, являющееся водосбором поверхностных вод с окружающих их некарстующих пород. Среднегодовая норма атмосферных осадков на территории СУБРа составляет 480 мм/год, но характерной особенностью режима их является неравномерное распределение как по отдельным годам, так и по месяцам внутри года. Колебания сумм годовых осадков достигают амплитуды 500 мм (от 800 мм в многоводные до 300 мм в маловодные годы). В течение года около 70% суммы годовых осадков приходится на теплый период.

Североуральские месторождения бокситов представлены пластообразной залежью, заключенной в породах терригенно-карбонатного комплекса, выполняющих западное крыло Шегультанской синклинали и имеющих меридиональное простираие и моноклиналиное падение на восток под углом 23—30°. Общая мощность толщи карбонатных пород возрастает в направлении с запада на восток по мере погружения структуры и достигает в восточной части 1000—1300 м. Кристаллическое ложе карбонатной толщи сложено диабазовыми порфиритами с линзами светло-серых известняков, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфосланцами верхнего лудлоу. Коренные породы, представленные известняками, мергелями, песчаниками и глинистыми сланцами, повсеместно перекрыты суглинками и глинами четвертичного возраста мощностью от 0,2 до 5 м. В долинах рек распространены аллювиально-галечные отложения.

В тектоническом отношении район СУБРа является весьма раздробленным. Весь карбонатный массив разбит надвигами и сбросами, ориентированными по направлениям, близким к меридиональным и широтным, в результате чего структура его приобретает четко выраженный блоковый характер.

Зоны тектонических нарушений по степени обводненности весьма разнообразны. Повышенной обводненностью характеризуются нарушения меридионального направления, что объясняется общей схемой формирования потока подземных вод. Широтные нарушения в большинстве

случаев обводнены слабо, за исключением тех, которые приурочены к долинам рек и другим поверхностным водотокам.

Основной особенностью исследуемого района является значительная закарстованность карбонатных образований, проявляющаяся в многочисленных карстовых формах как на поверхности массива, так и в вертикальном разрезе. Поверхностные формы карста представлены небольшими нишами, понорами, пещерами, воронками и блюдцами диаметром 5—10 м и глубиной 1—1,5 м. Закарстованность массива крайне неравномерна как по площади, так и в разрезе. Наибольшей закарстованностью характеризуются участки, прилегающие к долинам рек и тектоническим нарушениям, т. е. участки, где происходит интенсивная фильтрация поверхностных вод, способствующая развитию суффозионно-карстовых процессов.

Речная сеть района полностью относится к бассейну р. Сосьвы, главными притоками которой являются реки Вагран, Шегульган и Калья. Из мелких притоков необходимо отметить реки Колонга, Сухая, Черемушка, Коноваловка. Основные реки района пересекают карстовую область почти в широтном направлении, определяя в естественных условиях направление движения подземного потока.

В пределах СУБРа выделен ряд меридионально вытянутых водоносных горизонтов, заключенных в высокопроницаемых закарстованных породах и разделенных малопроницаемыми терригенными отложениями. Однако все горизонты имеют хорошую гидравлическую связь между собой через закарстованные участки, тектонические нарушения и трещины, что позволяет рассматривать весь водоносный комплекс как единый безнапорный горизонт трещинно-карстовых вод. Основными путями фильтрации подземных вод являются так называемые водопроводящие зоны, представляющие собой вытянутые закарстованные участки, заключенные между блоками слабопроницаемых пород. Гидрогеологическими и геофизическими исследованиями на СУБРе выявлено несколько десятков водопроводящих зон. Основные зоны, приуроченные к долинам крупных рек, разветвляются на более мелкие, вытянутые по направлению базиса стока, по которым происходит поступление подземных вод к шахтным полям.

Основным источником формирования водоносных горизонтов в естественных условиях являлись атмосферные осадки, поглощающиеся многочисленными карстовыми формами непосредственно на поверхности водосбора, а также поступающие в виде поверхностного стока с окружающих некарстующихся пород.

Вторым источником питания являлось русловое поглощение поверхностных водотоков, составляющее около 35% подземного стока карстового района.

Третий источник питания — подземный сток с незакарстованной территории, играющий несущественную роль в общем балансе подземного потока (200—300 м³/час). Дренажное карбонатного массива в естественных условиях осуществлялось реками района в южной части р. Вагран, а в северной — р. Калья. Подземный водораздел трещинно-карстовых вод был расположен примерно на середине расстояния между реками Вагран и Калья.

На площади закарстованных водосборов наблюдались выходы на поверхность источников карстовых вод, дренировавшихся реками. Примерами таких источников могут служить — ручей Студеный с дебитом 144 м³/час в долине р. Сосьвы, ручей Крутой с дебитом 500 м³/час в долине р. Вагран и ряд более мелких ручьев, выходящих в долинах крупных рек.

Зеркало грунтовых вод в ненарушенных шахтным водоотливом условиях находилось на глубине 20—30 м от поверхности земли, на абсолютных отметках 185—170 м.

Формирование многолетнего режима подземных вод в процессе развития и углубления горных работ. Разработка Североуральских бокситовых месторождений началась в 1933 г. вначале открытым способом до глубины 10—15 м, затем мелкими наклонными шахтами, заложенными в карьерах, до глубины 45—50 м; разработка ниже 50 м осуществлялась наклонными шахтами из двух или трех стволов или вертикально-сдвоенными стволами, заложенными в лежащем боку рудного пласта.

В первый период освоения СУБРа водопонижение производилось за счет самодренажа непосредственно горнокапитальными и подготовительными выработками, размещенными на эксплуатационном или нижележащем горизонте. Эффективность самодренажа определялась снижением уровня подземных вод в среднем на 5 м в год.

При дальнейшей эксплуатации месторождения по мере расширения воронки депрессии и вовлечения новых источников обводнения значительно увеличились водопритоки в шахты. Так, с 1941 г. по 1946 г. величина общего водопритока возросла с 280 до 4000 м³/час. Вместе с тем дренирующая способность горных выработок на относительно больших глубинах сократилась в связи с уменьшением трещиноватости известняков с глубиной. Это способствовало возрастанию напоров в карстовом массиве над горными выработками. Если при освоении верхней части рудной залежи до глубины 100 м напор над горными выработками не превышал 10 м, то на глубине 200—250 м он возрос до 40—60 м. Поэтому на втором этапе освоения месторождения эффективность самодренажа резко сократилась и возникла необходимость применения принудительного водопонижения. Борьба с возросшими водопритоками в шахты и напорами над горными выработками производилась путем повышения дренажной способности шахт и изоляции поверхностных водотоков, в результате чего напоры подземных вод были снижены на 50—60 м и существенно уменьшилась возможность прорывов воды в выработки.

Применение принудительного дренажа позволило увеличить скорость снижения депрессионной поверхности. Первое время она составляла 20—30 м в год, опережая темпы углубления эксплуатационных выработок, составляющих в среднем 12—13 м в год.

Большой интерес представляют особенности формирования депрессионной воронки, в процессе которого И. И. Плотниковым выделено три этапа.

Первый этап характеризовался наличием в карстовом районе единого горизонта трещинно-карстовых вод. Дренирующие шахты и горные выработки работали как взаимодействующие дрены, образуя единую региональную депрессию, ограниченную в широтном направлении практически водоупорными породами вулканогенно-пирокластического и терригенного комплекса. В южном и северном направлениях развитие депрессии продолжалось. Скорость снижения уровня подземных вод на первом этапе составляла около 8 м в год в центральной части бассейна и 4 м в год для южной ее части.

Поля соседних шахт имели хорошую гидравлическую связь между собой, при которой прорывы воды в одной шахте вызывали водопонижение в соседней. На фоне общей депрессии выделялись отдельные воронки вокруг дренирующих горных выработок. В центральной части бассейна величина понижения составляла около 70—100 м, а в пределах

Кальинского месторождения 50—60 м, на флангах бассейна 40—60 м. Наименьшее снижение уровня подземных вод, не превышающее 10—15 м, отмечалось в толще карстующихся терригенных и вулканогенно-пирокластических пород.

В результате этого между водоносным горизонтом, заключенным в карбонатном массиве, и горизонтом трещинных вод некарстующегося комплекса образовался разрыв в положении депрессионной поверхности, в начальный период достигающий 20—30 м. По мере дальнейшего снижения поверхности подземных вод в карстовом массиве разрыв уровней увеличивался и в настоящее время достиг 100—200 м.

Таким образом, на первом этапе развития депрессионной воронки образовался обособленный горизонт трещинно-карстовых вод с самостоятельным режимом питания и разгрузки подземного потока.

Второй этап развития депрессии можно отнести к периоду применения принудительного дренажа, когда скорость сработки депрессионной поверхности возросла, и в карстовом массиве в связи с неравномерным снижением уровня воды на отдельных участках произошло расчленение единого карстового бассейна подземных вод на несколько обособленных комплексов. В первую очередь такое обособление происходило на участках с максимальной производительностью шахтного водоотлива в районе Кальинского рудника, а затем на большинстве шахтных полей Североуральских месторождений. На широте Южного рудника образовалось три обособленных подземных потока. Однако между отдельными подземными потоками существовала гидравлическая связь, которая осуществлялась, как правило, в обход водоупорных пород. Так, выклинивание водоупора в долине р. Кальи связывало водоносные горизонты Черемуховского и Кальинского месторождений, а подземные потоки Южного и 2-го Северного рудников получали питание из общего для них бассейна карстовых вод, расположенного в районе долин рек Вагран и Колонга.

Расчленение карстового бассейна не привело к стабилизации водопритоков в горные выработки, и лишь замедлило их нарастание. Удельный расход при увеличении понижения уровня подземных вод стал уменьшаться, линейная зависимость между водопритоками в шахты и величиной снижения уровня воды нарушалась и скачкообразно переходила в квадратичную. Это обусловлено изменением характера связи ниже- и вышележащих подземных потоков. На первом этапе осуществлялся перелив через верхнюю разрушенную часть водоупорных разделяющих пород или просачивание через трещины. Применение принудительного дренажа вызвало дополнительное снижение уровней воды (1954—1960 гг.) на Кальинском месторождении на 60—70 м, по Северным рудникам до 100—120 м, по Южному руднику до 60 м. В результате этого верхняя разрушенная часть водоупорных пород оказалась осушенной, и связь между соседними водоносными горизонтами стала осуществляться только путем просачивания через отдельные трещины.

Третий этап формирования депрессионной воронки характеризуется расчленением водоносных комплексов на отдельные изолированные участки. Такое расчленение произошло в результате значительного снижения уровня подземных вод, достигшего глубин более 200 м, на которых отмечается дифференциация известняков на блоки, закарстованные и практически водоупорные. Последние стали играть роль местных водоупоров, изолируя от областей питания участки, приуроченные к группам тектонических блоков или к отдельным закарстованным блокам. В первую очередь оказались изолированными зоны, расположенные в центре месторождения, где было достигнуто максимальное водопони-

жение. Расход подземного потока в таких зонах определяется водосборной площадью, которая практически остается постоянной, а также модулем подземного стока и водностью года, в результате чего эти области получили название зон зарегулированного питания.

Гидравлическая связь между отдельными горизонтами осуществляется только через единичные подтопленные трещины. Образование зарегулированных зон позволило отрабатывать шахтные поля и даже целые месторождения, расположенные в этих зонах, независимо от уровня развития горных работ на соседних шахтных полях.

На третьем этапе развития депрессии окончательно нарушается функциональная зависимость между величиной шахтного водоотлива и понижением уровней подземных вод в пределах полей этих шахт. Это вызвано следующими обстоятельствами. Большая часть горных выработок опустилась ниже зоны распространения сильно закарстованных обводненных пород и проходится в плотных породах с незначительной трещиноватостью. В результате такого положения дальнейшее углубление выработок не вызывает увеличения водопритоков, в то время как уровни подземных вод в пределах шахтных полей продолжают снижаться.

На первых двух этапах развития депрессии основная доля водопритоков приходилась из шахты, где осуществлялось максимальное водопонижение, на третьем этапе происходило перемещение водопритоков на фланговые шахты, расположенные вблизи областей питания подземных вод. При этом обводнение горных выработок осуществлялось из трех основных зон с незарегулированным питанием — Вагранской, Кальинской и Сосьвинской. Поэтому наиболее эффективным способом защиты рудников от подземных вод явилось создание дренажных заградительных узлов на флангах месторождения с целью перехвата подземного потока на пути его движения к шахтным полям.

Введение в действие Южного и Северного дренажных узлов значительно улучшило условия отработки месторождения. Суммарный водоприток в шахты СУБРа составлял в среднем: в 1963 г. — 10 тыс. м³/час, в 1965 г. — 5,5 тыс. м³/час и в 1968 г. — 4 тыс. м³/час. Дополнительное снижение уровня воды на Кальинском месторождении составило 50—60 м, а максимальная величина водопонижения (порядка 260 м) достигнута в южной части месторождений в районе 3-го Северного рудника. Снижение уровней подземных вод в процессе отработки Североуральских месторождений показано на рис. 14. Ступенчатый характер поверхности грунтового потока определяется блоковым строением карстового массива. Разрыв уровней воды на границах зон резко различной проницаемости, обусловленной литологическими особенностями горных пород или различной степенью их закарстованности и раздробленности, достигает в настоящее время многих десятков метров.

В настоящее время режим зарегулированного питания установился в южной части Североуральских месторождений бокситов и на северном фланге Черемуховского рудника.

В результате искусственного воздействия на природные условия режим поверхностных и подземных вод, характер их взаимосвязи, первоначальная картина закарстованности карбонатного массива коренным образом изменились. В условиях водопонижения в первую очередь изменился режим формирования и разгрузки подземного потока, а также соотношения между компонентами водного баланса карстового массива.

В питании подземных вод непрерывно увеличивается роль руслового поглощения, так как по мере развития депрессионной воронки в об-

ласть водоотлива вовлекаются новые участки речных русел. Доля речных вод в объеме водопритоков в горные выработки с 1945 по 1960 г. возросла с 26 до 70% и в отдельные периоды достигала 6,5 тыс. м³/час. Скорость снижения уровня подземных вод упала до 9—10 м в год. Для уменьшения поглощения речного стока были проведены мероприятия по изоляции русел рек путем строительства железобетонных каналов. Ввод в эксплуатацию каналов способствовал распространению воронки депрессии за пределы речных русел. Так, в Южном районе бокситовых месторождений в результате изоляции участков поглощения в русле

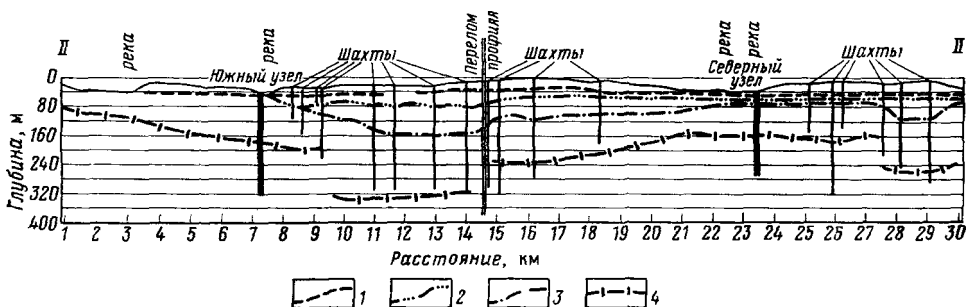


Рис. 14. Меридиональный профиль уровней подземных вод по бассейну СУБРа.

1 — максимальный статический уровень подземных вод. Положение уровня подземных вод 2 — на 1/1 1948 г., 3 — на 1/1 1955 г., 4 — на 1/1 1968 г.

р. Вагран уровень воды под каналом за 2 месяца снизился на 27 м, а в районе шахт — на 8—10 м. В Северном районе СУБРа в результате изоляции русел рек Кали и Черемушки произошло снижение депрессионной поверхности на площади около 50 км².

Река Сосьва осталась неизолитованной. В северо-западной части карстовой области русло ее является северной границей развития депрессии. Здесь происходит интенсивное поглощение речных вод в карбонатный массив в количестве примерно 3—3,5 тыс. м³/час.

Следует, однако, отметить, что интенсивное снижение уровня подземных вод под руслами изолированных рек имеет и отрицательные последствия. Это прежде всего нарушение устойчивости железобетонной облицовки каналов. В закарстованных известняках происходит быстрая сработка уровня воды и отрыв его от почвы подрусловых аллювиальных отложений. В последних в силу их меньшей водопроницаемости остается подвешенный водоносный горизонт, под действием силы тяжести которого происходит обрушение нижней части аллювиальных отложений и соответственно провалы в облицовке русел рек. Причиной провалов могут явиться также суффозионные процессы в рыхлых отложениях в результате просачивания атмосферных осадков в бортах русел, а в зимнее время наледи в каналах. Разрушение каналов приводит к мощным прорывам речных вод в карстовый массив и возрастанию водопритоков к горным выработкам.

Для ликвидации провалов в железобетонной облицовке русла реки используются каналы-дублиеры, сооружаемые в более плотных породах. Через них пропускаются речные воды на время ремонтных работ. В дальнейшем проектируется отвод рек с закарстованной территории в каналы, проложенные в некарстовых породах вулканогенно-терригенного комплекса.

В условиях водоотлива возникают новые источники питания подземного потока — инфильтрация на территории рудников вод промышлен-

ных и бытовых стоков и сработка статических запасов карстового массива. Для борьбы с вторичным поглощением шахтных вод производится канализация стоков и отвод их за пределы закарстованной территории.

Расход сработки статических запасов в среднем не превышает 4—5% от общего объема водоотлива и может достигать значительной величины только в условиях интенсивного дренирования месторождения. При углублении горных выработок сработка статических запасов подземных вод значительно возрастает, однако это явление временное, поскольку открытая закарстованность известняков с глубиной убывает.

Разгрузка подземного потока почти полностью происходит в горные выработки и дренажные узлы. Приток подземных вод к дренирующим рекам происходит только в самой южной части района, где незначительные источники выходят в русла рек Вагран и Малый Лих.

Режим подземных вод, близкий к естественному, в настоящее время сохранился только в северо-восточной части района где подземные воды дренируются р. Сосьвой и нижним течением р. Кальи. На всю остальную площадь Североуральских бокситовых месторождений распространяется влияние водоотлива из рудников и дренажных узлов.

Развитие специфических гидрогеологических и инженерно-геологических процессов под влиянием мощного водоотлива из горных выработок. Нарушение естественного режима подземных вод привело к явлениям, отрицательно сказывающимся на ведении горных работ. Это относится прежде всего к интенсификации суффозионно-карстовых процессов в карбонатных породах.

Последствиями этих явлений, кроме рассмотренных выше разрушений железобетонной облицовки каналов, являются образование провалов на дневной поверхности массива, образование новых и расширение старых карстовых форм в карбонатных породах, прорывы воды и песчано-глинистого материала в горные выработки.

В условиях водоупонизения прежде всего увеличилась закарстованность и проницаемость приповерхностной части карбонатного массива. Этому способствует развитие зоны обрушения при отработке рудной залежи, а также постоянное промывание карбонатных пород агрессивными по отношению к карбонатным породам атмосферными и речными водами. Это приводит к образованию новых полостей и пустот на участках наиболее интенсивного обводнения и частично к расширению старых карстовых форм за счет коррозий их стенок.

Гидрогеологическими исследованиями на СУБРе установлено, что в пределах площади, захваченной депрессионной воронкой, суффозионно-карстовых поверхностных форм почти в три раза больше, чем в районе, не захваченном ею. Образование карстовых форм приурочено в основном ко времени интенсивного водоупонизения. В результате водоупонизения значительно увеличиваются уклоны подземного потока и его скорость, которая, достигая 0,8 м/сек, превышает критическую (0,6 м/сек) и способствует размыву грунтов, заполняющих карстовые полости и трещины.

Вместе с тем происходит вымывание нисходящими потоками поверхностных вод покровных рыхлых отложений в карстовые полости и пустоты осушенной верхней части карбонатных пород. Все это приводит к образованию на поверхности земли многочисленных провалов и проседаний, в результате чего модуль поглощения, определяющий величину питания водоносного горизонта, резко возрастает.

Образованию суффозионно-карстовых форм в долинах рек способствуют зимние наледы на каналах, которые заполняют все сечение его,

вызывая весной перелив воды через борта и размыв чехла рыхлых отложений. Развитию суффозионных процессов под руслами рек способствует фильтрация речных вод через аллювиальные отложения на зеркало грунтовых вод.

Песчано-глинистые частицы, приносимые с поверхности, а также остаточные продукты выщелачивания карбонатных пород накапливаются в трещинах и пустотах, расположенных в нижней части массива, где скорости движения подземного потока значительно меньше. Так происходит коьматация, или «залечивание», трещин и карстовых полостей с последующим их размывом и выносом в горные выработки.

В процессе осушения водоносного горизонта существенно изменился уровеньный режим подземных вод. Если в естественных условиях сезонные колебания уровня составляли в среднем 4—6 м, то после осуствления водопонижения на глубину 140—180 м амплитуда их колебания достигала 20 м и более. В многоводные годы при дальнейшем водопонижении эта величина может достичь 40 м и даже 50 м, как показали результаты обработки данных режимных наблюдений методом вариационной статистики. Колебания уровня могут быть вызваны неравномерностью сезонного питания и поглощения речных вод, а также пульсацией шахтного водоотлива.

Значительные колебания поверхности подземного потока способствует интенсификации суффозионно-карстовых процессов в зоне колебания уровня подземных вод и служат причиной неравномерных водопритоков в шахты. В последние годы на СУБРе проводится искусственное регулирование поступления водопритоков в горные выработки путем использования закарстованного массива известняков в качестве подземного водохранилища.

Опыт эксплуатации месторождений СУБРа показал, что при проведении горных работ в карстовом районе значительные трудности обусловлены внезапными прорывами подземных вод в горные выработки, в случае вскрытия последними обводненных трещин и карстовых полостей. Величина дебита при прорыве зависит от величины напора над забоем и размеров вскрытых пустот. Она колеблется от нескольких сотен до 4000 м³/час и более.

По мере углубления горных работ вероятность встречи трещин и карстовых полостей уменьшается, однако мощность прорывов существенно увеличивается за счет возросших напоров над горными выработками. Вместе с прорывами воды из вскрытых трещин и карстовых пустот нередко происходит вынос в горные выработки разжиженного заполнителя, что наносит большой ущерб шахтному оборудованию.

В природных условиях, не затронутых деятельностью человека, происходит перемещение заполнителя по карстовым пустотам главным образом благодаря гравитационным силам. Движение это большей частью нисходящее и направлено к базису эрозии. В условиях, нарушенных водоотливом, перемещение заполнителя происходит более интенсивно. Проходка горных выработок вызывает перераспределение напряжений в породах в зоне горных работ и при этом в случае вскрытия горной выработкой карстовой полости, заполненной вторичным (песчано-глинистым) материалом, создаются условия для выдавливания, вымывания или выброса этого материала в выработку. Способствует перемещению заполнителя также некоторое расширение карстовых полостей, происходящее благодаря коррозии известняков по стенкам трещин. Воды, проникающие в пространство между стенками трещин и заполнителем, не только осуществляют коррозионную деятельность, но, смачивая стенки полости,

снижают силы трения и способствуют скольжению заполнителя. Если карстовые полости выполнены рыхлым материалом (покровными суглинками, доломитовой мукой, песчаными отложениями), то подземные воды, фильтруясь через заполнитель, вызывают в нем интенсивные суффозионные процессы, ослабляют его устойчивость и выносят этот заполнитель в горные выработки в виде разжиженной массы. Иногда вскрываются полости с твердым глинистым заполнителем, плохо поддающимся размыву и перемещению. Над таким заполнителем, плотно закольматировавшим полость, сохраняется столб несдренированной воды, под давлением которого происходит постепенная деформация «пробки» и внезапный прорыв в выработку глины и воды.

Для борьбы с прорывами в первый период освоения СУБРа применялись специальные методы проходки: битумизация, цементация и кесонный метод, но они были малоэффективны. С 1953 г. на шахтах СУБРа сооружаются водонепроницаемые перемычки, которые в случае прорыва предохраняют шахту от затопления. Однако применение перемычек облегчило эксплуатацию обводненных участков, но не решило задачу борьбы с прорывами. В этом направлении большую роль сыграли водопонижительные узлы, значительно снизившие напоры над горными выработками.

Одним из отрицательных факторов, возникающих в результате антропогенной деятельности, является значительное увеличение агрессивности подземных вод, способствующее еще большей активизации процессов карстообразования. Рудничные воды, обогащенные агрессивными компонентами, сбрасываются в реки, протекающие по закарстованной территории. Агрессивные воды, вторично поглощаясь, проникают на значительные глубины, разрушают карбонатные породы и способствуют загрязнению подземных вод. Во избежание таких нежелательных явлений на месторождениях, обрабатываемых в закарстованных районах, необходимо в первую очередь упорядочить сброс шахтных вод. На территории СУБРа этот вопрос решается путем отвода промышленных стоков в зону развития некарстующихся вулканогенно-пирокластических пород. Загрязненные воды не попадают в трещинно-карстовые водоносные горизонты, и воды, отбираемые дренажными скважинами, используются для водоснабжения г. Североуральска.

Прогнозные соображения о дальнейшем изменении гидрогеологической обстановки в бассейне. Задача прогноза изменения гидрогеологических условий в процессе дальнейшей разработки месторождений СУБРа частично решалась гидрогеологами Североуральской геологоразведочной экспедиции. Так, И. И. Плотниковым методом вариационной статистики дан прогноз изменения напоров над эксплуатационными выработками. Гидрогеологическими методами с использованием обобщенных гидрогеологических параметров решалась задача прогноза общего водопритока в горные выработки СУБРа.

Для южной части месторождения водопритоки в горные выработки могут быть определены с достаточной точностью балансовым методом, так как эта часть района относится к зоне регулируемого питания, где все источники обводнения в той или иной степени могут быть учтены. Несколько иначе обстоит дело в северной части СУБРа, где поток грунтовых вод представляет собой единую гидравлическую систему, и водопритоки в шахты связаны линейной зависимостью со снижением уровней воды. Эти условия позволили произвести оценку изменения гидрогеологических условий месторождения и дать прогноз водопритоков в шахты СУБРа методом моделирования. Для решения задачи прогноза в карстовом районе необходима достаточно полная гидрогеологическая информация о массиве трещиноватых закарстованных по-

род с целью получения характеристики основных особенностей движения подземных вод в изучаемом районе. Необходимо также установить взаимосвязь поверхностных и подземных вод, влияние крупных тектонических зон на характер подземного потока, закономерности развития трещиноватости и закарстованности в карбонатном массиве, а также рассмотреть вопросы о величине и особенностях питания и режима грунтовых вод в многолетнем разрезе.

Имеющиеся по Североуральскому месторождению бокситов материалы, накопленные в результате многолетних исследований, оказались достаточными для обоснования схемы и методики моделирования данного района. Моделирование явилось наиболее перспективным и всеобъемлющим методом прогноза. Оно позволяет определить общие водопритоки в горные выработки, изменения водопроницаемости пород в процессе водопонижения (рис. 15), а также характер развития депрессии и время, необходимое для стабилизации потока трещинно-карстовых вод в условиях водоотлива из дренажных узлов.

На Североуральском месторождении проектируется северо-восточный дренажный узел почти в створе Кальинских ворот, который будет введен в работу вместо северного узла.

Как показало моделирование, депрессионная воронка, сформировавшаяся под влиянием многолетнего водоотлива, при включении в работу северо-восточного дренажного узла несколько расширится за счет вовлечения в область влияния

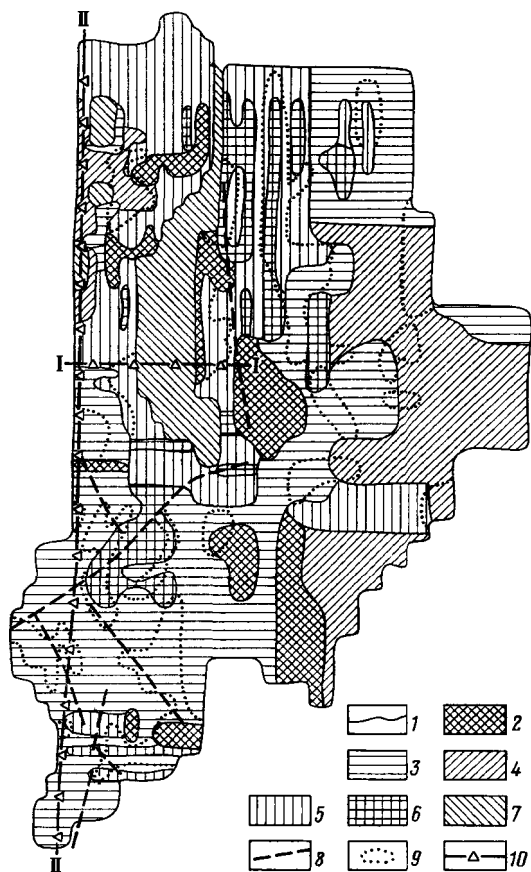


Рис. 15. Схематическая карта водопроводимости и анизотропии горных пород северной части СУБРа.

1 — граница между зонами различной водопроводимости. Водопроводимость пород (м³/сутки): 2 — от 0 до 200, 3 — от 200 до 1000; 4 — от 1000 до 2500, 5 — от 2500 до 10 000; 6 — >10 000; 7 — водоупорные породы. 8 — линии тектонических нарушений, 9 — анизотропные зоны, 10 — линия меридионального профиля уровней подземных вод

новых участков в северо-восточной части месторождения. В связи с этим водораздельная поверхность между региональной депрессией, образованной искусственным дренированием, и потоком, направленным в р. Сосьву, переместится на восток, ближе к р. Сосьве. Однако питание реки подземными водами не прекратится, особенно в северо-восточной части месторождения, как наиболее удаленной и изолированной водупорным барьером девонских отложений от центра депрессии. Следовательно, р. Сосьва полностью не будет вовлечена в систему водоотлива и в дальнейшем. Ввод в работу северо-восточного дренажного узла вызовет в непосредственной близости от работающего водозабора дополнительное снижение уровней воды на 20—25 м, а на флангах депрессион-

ной воронки на 5—10 м. Моделирование показало возможность прогнозирования водопритоков в горные выработки в зависимости от развития депрессии. В условиях установившегося режима при работе проектируемого дренажного узла водопритоки в горные выработки северной части СУБРа сократятся на 50—60%.

Миргалимсайское полиметаллическое месторождение (тип I)

Многолетняя подземная разработка Миргалимсайского месторождения, сопровождающаяся откачкой больших количеств подземных вод, является одним из интересных и своеобразных примеров влияния деятельности человека на природные гидрогеологические условия. Это влияние проявляется здесь в весьма сложных гидрогеологических условиях карстового района, где активная защита горных выработок от подземных вод тесно связана с необходимыми мерами по сохранению откачиваемых вод, так как на них базируется крупное хозяйственно-питьевое водоснабжение, техническое водоснабжение, орошение и пр.

Гидрогеологическое изучение района и месторождения, проводившееся В. В. Галицким, В. П. Горбаниным, М. Н. Ермолиной, В. С. Жеваго, А. А. Карбышевой, Н. Г. Лукшиным, К. П. Петушковым, П. А. Серым и З. И. Филипповой, позволило на определенном этапе успешно решать многие вопросы водоснабжения и гидрогеологического обоснования горных работ. В настоящее время в связи с новым этапом отработки месторождения на его глубоких горизонтах и развитием промышленности возникает необходимость комплексного изучения и решения воднохозяйственных проблем всего района в целом.

Особенности природной обстановки и гидрогеологических условий.

Миргалимсайское месторождение расположено в полупустынной области Южного Казахстана у подножия хр. Каратау. К югу от месторождения простирается наклонная равнина Присырдарьинской низменности, а к северу поднимается пологий юго-западный склон Центрального Каратау. Таким образом, район месторождения представлен равнинной и горной частями, с чем связаны его климатические, геолого-структурные и гидрогеологические особенности.

Климат района резко континентальный. Характерным является продолжительное жаркое лето и сравнительно теплая, но с кратковременными сильными морозами неустойчивая зима. Среднемесячные температуры летом составляют 26—29°С, зимой — минус 2—4°С.

Преобладающее количество атмосферных осадков (более 60% годовой нормы) приходится на зимне-весенний период (рис. 16). Лето засушливое с большим дефицитом влажности, до 33 мм. Распределение осадков на местности подчиняется вертикальной зональности. Наименьшее их количество выпадает в южной, равнинной, части района (метеостанция Туркестан, 180 мм). В северной, горной, части на отметках, равных средневзвешенной высоте основной области питания подземных вод, среднегодовое количество осадков составляет 470 мм (метеостанция Ачисай). Выше по склону хребта в многоводные годы выпадает до 1300 мм (в среднем 740 мм).

Особенности климатических условий влияют на режим речного и подземного стока.

Реки юго-западного склона Центрального Каратау, прорезающие его поперечными долинами, немногочисленны. Более крупные из них, протекающие около Миргалимсайского месторождения (Кантаги, Биресек, Баялдыр), имеют среднегодовой расход 1,4—2 м³/сек, другие — 0,25—1 м³/сек. Все реки имеют резко выраженную сезонную неравномерность стока. Основная его доля (до 80%) приходится на весенний паводок.

Летом реки в нижнем течении пересыхают. Часть речной воды теряется на инфильтрацию в закарстованные карбонатные породы. В непосредственной близости от месторождения среднегодовые суммарные потери из рек Баялдыр, Биресек и Кантаги составляют 0,5—2,3 м³/сек.

Юго-западный склон Центрального Каратау сложен комплексом пород палеозойского возраста. Наиболее широко распространены карбонатные породы девона (фаменский ярус) и карбона (турнейский и визейский ярусы). Менее развиты, преимущественно в удалении от Мир-Галимсайского месторождения, метаморфизованные песчано-глинистые отложения девона и нижнего палеозоя. Палеозойские образования слагают несколько антиклинальных и синклинальных зон северо-западного простирания, осложненных антиклиналями и синклиналями более низшего порядка, а также крупными тектоническими нарушениями.

В предгорье Центрального Каратау карбонатные отложения палеозоя погружаются под мощную толщу рыхлых песчано-глинистых отложений мезо-кайнозойского комплекса.

Область развития на юго-западном склоне Центрального Каратау карбонатных пород палеозоя является частью крупного гидрогеологического бассейна, ограниченного на севере слабодоносными в верхней трещиноватой зоне песчано-глинистыми отложениями девона и нижнего палеозоя, открытого к югу в сторону предгорной депрессии. Основные водоносные горизонты, связанные с известняками и доломитами турнейского и фаменского ярусов, рассматриваются здесь как единый комплекс трещинно-карстовых вод (Галицкий, 1936, Жеваго, 1957, 1957а, Серый, 1964, 1966).

Подземные воды этого весьма водообильного комплекса приурочены к зоне открытой трещиноватости и карста, развитых в карбонатных породах. Водопроницаемость и мощность водоносной толщи весьма изменчивы в пространстве, что связано с неравномерной трещиноватостью и закарстованностью пород, а также с геолого-тектоническими условиями района.

Наибольшей водообильностью обладают породы в сильно трещиноватых и закарстованных зонах шириной до 200—300 м, развитых в районе вдоль крупных тектонических нарушений.

Мощность водоносной толщи определяется глубиной залегания водоупорных аргиллитов, подстилающих карбонатные фаменские отложения, или же нижней границей развития трещиноватости и карста. Глубины залегания аргиллитов различны. В ядрах некоторых антиклинальных структур они выходят на дневную поверхность, в синклиналях — погружаются на большие глубины.

Трещиноватость карбонатных пород, по данным проведенной статистической обработки массового фактического материала, распространена до глубины 650—700 м, но глубже 350—400 м она составляет менее одной трети от своего максимального значения в верхней зоне.

Изложенное свидетельствует о том, что условия циркуляции трещинно-карстовых вод на юго-западном склоне Центрального Каратау достаточно сложны. Подземный поток испытывает значительные отклонения от своего основного юго-западного направления движения вниз по склону хребта, обтекая антиклинальные структуры и концентрируясь в крупных зонах повышенной водопроницаемости.

Питание подземных вод карбонатных отложений происходит в горной части района главным образом в результате инфильтрации атмосферных осадков и речных вод. Вследствие сезонной неравномерности питания, достигающего максимума в весеннее время и снижающегося к осенне-зимнему периоду до минимума, режим подземных вод харак-

теризуется синусоидальными кривыми уровней с годовыми амплитудами их колебания до 10—24 м.

В естественных условиях значительная разгрузка подземных вод происходила в предгорной части района в виде нескольких групп (Котур-Булакская, Кошатинская, Атабайская) высокодебитных родников с общим среднегодовым расходом около 2 м³/сек.

В равнинной части района развит напорный водоносный горизонт в песках верхнего мела. Это краевая зона крупного артезианского бассейна Присырдарьинской впадины. Толща водоносных песков залегает на глинах нижнего мела. Гидравлическая взаимосвязь подземных вод меловых и палеозойских отложений возможна на участках соприкосновения этих отложений вследствие размыва водоупорных глин или смещения слоев по тектоническим нарушениям.

Питание мелового водоносного горизонта происходит путем инфильтрации поверхностных вод в меловые пески на участках их неглубокого залегания вдоль подножия хр. Каратау и в результате подпитывания водами карбонатных отложений палеозоя.

Водообильность имеющихся в районе водоносных горизонтов в палеогеновых и четвертичных отложениях невелика.

Формирование режима подземных вод в процессе развития и углубления горных работ. Миргалимсайское месторождение, расположенное в юго-восточной части Кенкольской антиклинали, сложено карбонатными породами девона и карбона.

Горные выработки, развитые в настоящее время на месторождении в основном до глубины 320 м, сильно обводнены трещинно-карстовыми водами палеозоя. Основные водопритоки, подверженные значительным сезонным колебаниям, поступают в рудник главным образом по сильно трещиноватым и закарстованным зонам, простирающимся на месторождении преимущественно вдоль Главного и Южного надвигов.

Водопритоки в Миргалимсайский рудник, являющийся одним из самых обводненных в Советском Союзе, составляют в среднем 10 000—12 000 м³/час и достигают в отдельные периоды 16 000—19 000 м³/час (Ермолина, Горбанин и Боярский, 1962).

Процесс развития водопритоков был длительным и сопровождался глубокими изменениями гидрогеологических условий прилегающего к руднику района. Этот процесс существенно влиял также на представления исследователей о степени обводненности Миргалимсайского месторождения и на решение вопросов водоснабжения на разных этапах его отработки.

В 1941—1948 гг. среднегодовые водопритоки в рудник составляли всего лишь 200 м³/час и в течение 1949—1953 гг. выросли до 500—800 м³/час. В период развития водопритоков, когда углубление основных горных выработок под естественный уровень подземных вод было небольшим, а наиболее глубокие выработки еще не достигли водообильных трещиноватых зон, изменения гидрогеологических условий на прилегающей территории по существу не отмечалось.

Обводненность месторождения в 40-х годах недооценивалась, и даже при небольших в то время притоках воды допускалось затопление горных выработок. Для водоснабжения в это время забирались речные воды, но к 50-м годам в связи с развитием горнорудной промышленности остро встал вопрос об изыскании в этой засушливой области надежных источников промышленного и хозяйственного питьевого водоснабжения за счет подземных вод. Организованные для этой цели гидрогеологические исследования, оказавшиеся успешными, позволили с 1950 г. начать использовать для водоснабжения подземные воды, вскрываемые разведочными и эксплуатационными скважинами. Дебиты отдельных из

них, встретивших высокотрещиноватые зоны в палеозойских известняках, достигали 80—100 л/сек.

Были также выявлены артезианские воды в песчано-галечниковых отложениях верхнего мела. Вскрывшие их скважины давали самоизливом иногда до 15—18 л/сек воды.

Вместе с тем в 50-х годах положение с водоснабжением оставалось в определенной мере напряженным. Возрастающий рудничный водоотлив оказывал заметное дренирующее влияние в районе водозаборных скважин и заставлял расширять бурение водозаборных скважин. В связи с этим требовались более надежные решения вопросов водоснабжения в недалеком будущем.

Интенсивный рост водопритоков в горные выработки начался с 1954 г. (рис. 17) в связи с развитием горных работ на нескольких горизонтах до глубины 150 м. С этого же времени начинается заметное

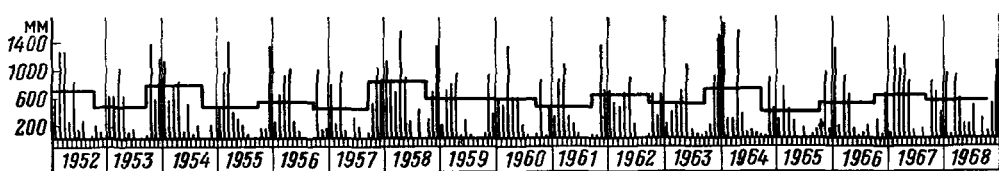


Рис. 16. Месячное и годовое количество осадков в районе месторождения, мм

снижение уровня подземных вод на прилегающей к руднику территории, а с 1955 г. начало наблюдаться заметное уменьшение дебита родников Котур-Балакской группы (8—9 км к юго-востоку от рудника).

Наступил второй период развития водопритоков в рудник, характеризующийся неуклонным ростом среднегодовых притоков воды с 1500 в 1954 г. до 9500 м³/час в 1960—1961 гг., когда основным дренирующим горизонтом стал горизонт на глубине 210 м.

Существенная депрессионная воронка потока подземных вод развилась на месторождении уже в 1956 г., в котором среднегодовой приток в рудник составил около 4500 м³/час. Уровни воды в центре воронки снизились на несколько десятков метров.

Воронка депрессии имела вытянутую форму, охватив междуречье Баялдыр — Кантага. В межень 1956 г. прекратился излив воды в родниках Котур-Булакской группы. Несколько снизились дебиты родников Атабайской группы (13 км западнее рудника).

В 1957—1958 гг. с ростом водопритоков в рудник, сопровождавшихся крупными прорывами подземных вод, продолжался процесс снижения уровней подземных вод и расширения воронки депрессии. Отмечалась тенденция преимущественного развития депрессии в юго-восточном направлении вдоль предполагаемой высокопроницаемой трещиноватой зоны, простирающейся от месторождения в район родников Котур-Булакской группы. В эти годы начинают снижаться дебиты Кошатиных родников, расположенных в 12 км к юго-западу от рудника. Примерно в два раза уменьшились дебиты родников Атабайской группы. Развитие депрессии в северо-западном направлении в это время невелико, что может быть связано с неглубоким залеганием здесь водопорных аргиллитов.

Проведенные в эти годы гидрометрические наблюдения установили потери речных вод около месторождения на инфильтрацию в карстовый массив в размере примерно 0,5—1 м³/сек.

Общее снижение уровня подземных вод в 1959 г. от его максимального положения весной до минимального в межень равнялось около руд-

ника 50—70 м. Понижение уровня с межи 1958 г. до межи 1959 г. составило на значительной площади около 30 м.

Таким образом, уже к концу второго периода развития водопритоков, когда они в основном переместились на горизонт 210 м, влияние рудничного водоотлива на гидрогеологические условия района оказалось значительным. Горные выработки перехватили основной поток тре-

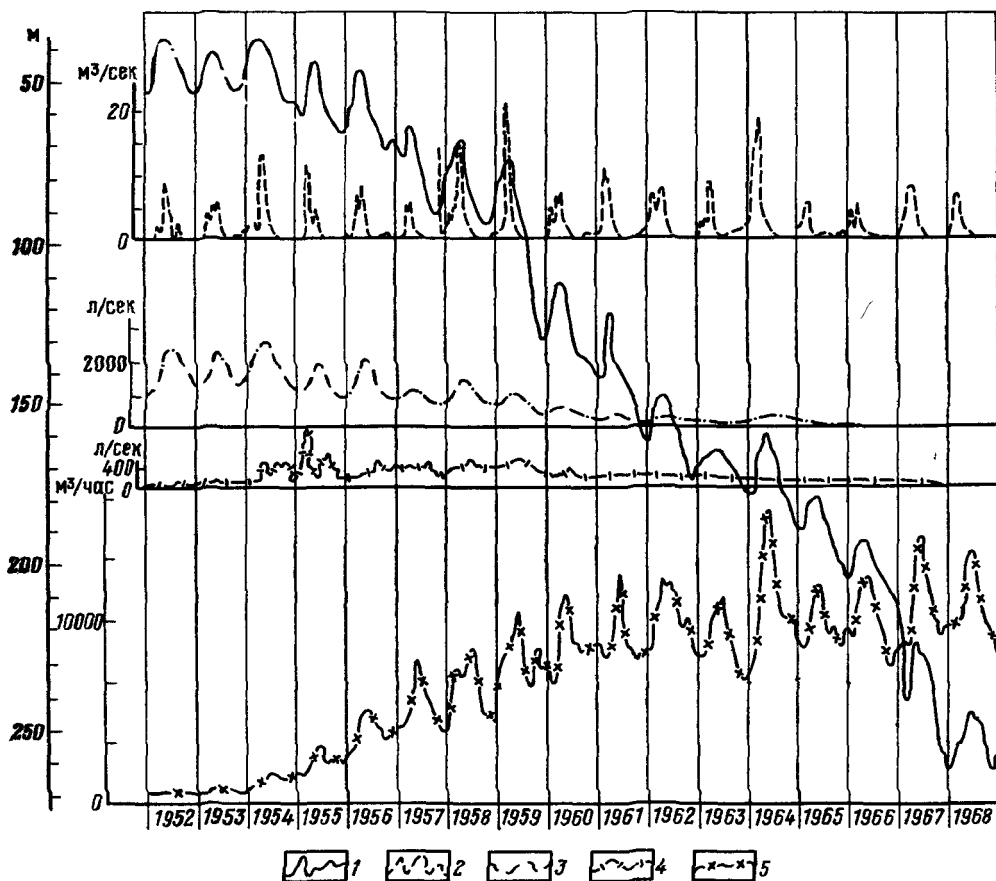


Рис. 17. Сводный график режима подземных и поверхностных вод района Миргалимсайского месторождения (по П. А. Серому и В. П. Горбанину).

1 — уровень подземных вод палеозойских карбонатных отложений вблизи рудника, м; 2 — расход р. Баялдыр $\text{м}^3/\text{сек}$, 3 — дебит родников и фонтанирующих скважин, л/сек, 4 — водоотбор из разведочных и эксплуатационных скважин, л/сек, 5 — водопритоки в рудник, $\text{м}^3/\text{час}$

щинно-карстовых вод в районе месторождения, включая инфильтрационные потери на ближайших к месторождению реках, в 6—7 раз сократилась разгрузка подземных вод в виде родников в зоне контакта с юрскими отложениями. Уровни подземных вод около рудника снизились до глубины примерно 160 м (понижение 110 м.).

Воронка депрессии подземных вод охватила большую площадь южнее месторождения, простираясь здесь с северо-запада на юго-восток на 15—20 км. Севернее месторождения ее развитие вследствие экранирования горных выработок барьером слабопроницаемых пород незначительно (рис. 18).

Большие снижения уровней, в том числе в водозаборных скважинах, потребовали в 1960 г. срочно переключить хозяйственно-питьевое водоснабжение на использование подземных вод, поступающих в горные вы-

удалось обеспечить успешную эксплуатацию месторождения в сложных гидрогеологических условиях и организовать крупное водоснабжение вплоть до настоящего времени.

Вместе с тем следует отметить некоторые отрицательные стороны принятого способа борьбы с подземными водами с использованием их для водоснабжения. Прежде всего обеспечение бесперебойной работы питьевого водозабора в горных выработках в условиях постоянно развивающихся горнопроходческих и эксплуатационных работ является весьма трудным. Об этом свидетельствуют многократные перемещения водозабора по мере углубления выработок с горизонта на горизонт (150, 210, 320 м) и с одного фланга на другой. Не исключается также опасность загрязнения откачиваемых вод за счет попадания в них вредных веществ из зоны обрушения в отработанной части месторождения, особенно при осуществлении закладочных работ. Кроме того, откачка больших количеств рудничных вод с горизонта 210 м, а затем и с горизонта 320 м потребовала значительных затрат электроэнергии.

В силу вышеизложенного вопросы снижения водопритоков на глубокие горизонты рудника и выявления источников питьевого водоснабжения, не зависящих от развития горных работ, продолжают оставаться актуальными.

Шестидесятые годы относятся к третьему периоду развития водопритоков и рассматриваемого процесса влияния горных работ на гидрогеологические условия района. В этот период, несмотря на увеличение глубины горных работ до горизонта 320 м, сохраняется лишь небольшая тенденция к увеличению среднегодового общерудничного водопритока, который колеблется в пределах 10 000—12 000 м³/час в основном в зависимости от водности того или иного года. Замедление роста водопритоков при углублении горных выработок связано с заметным уменьшением с глубиной трещиноватости карбонатного массива пород.

Однако процесс снижения уровня подземных вод и расширения воронки депрессии продолжается в 60-е годы достаточно интенсивно. В начале 60-х годов процесс развития депрессии поддерживается расширением горных выработок на горизонте 210 м, вскрывших постепенно все известные на месторождении основные водообильные трещиноватые зоны. В это время (1962—1963 гг.) полностью пересыхают родники Кожатинской и Атабайской групп и на несколько километров расширяется во всех направлениях депрессия подземных вод. Уровень воды в центре рудника опускается ниже горизонта 150 м.

С 1964 г. развитию депрессии способствует вскрытие водообильной зоны на горизонте 320 м и начавшееся затем перемещение базиса дренирования на этот горизонт. Такому перемещению содействуют явления размыва заполнителя трещин и карстовых полостей вокруг обводненных горных выработок, происходящие вследствие сосредоточенного притока воды в выработки при крутых уклонах потока.

Полное перемещение почти всего рудничного водопритока на горизонт 320 м, вскрывшего новую водообильную зону, и осушение горизонта 210 м произошло на руднике в межень 1966 г. Это привело к большому снижению уровня подземных вод, сопоставимому с подобным явлением в 1959 г.

Снижение уровня воды с весны до межени 1966 г. составило вблизи горных выработок в основном 50—60 м, а в некоторых скважинах около 100 м. Область со снижением в 20—40 м распространилась по всем направлениям, за исключением северного и северо-западного, на 6—12 км. Уровень подземных вод в массиве пород опустился на руднике до глубины 260 м. Общее понижение его составило 210 м.

В 1967—1968 гг., характеризующихся наибольшими среднегодовыми водопритоками в рудник, окончательно сконцентрировавшимися в основном на горизонте 320 м, влияние рудничного водоотлива распространилось на огромную площадь. В южном, юго-восточном и в западном направлениях оно отмечается на расстоянии около 25 км. Таким образом, воронка депрессии, заметно вытянутая вдоль подножия хр. Каратау, протягивается с северо-запада на юго-восток примерно на 50 км. Наиболее глубокие уровни воды прослеживаются вдоль высокотрещиноватой зоны, простирающейся в юго-восточном направлении от рудника.

Интересно заметить, что примерно над этой зоной в районе месторождения отмечаются просадочные явления дневной поверхности. Не исключено, что они связаны со снятием гидростатических напоров подземных вод в ослабленных трещиноватых породах вдоль тектонических нарушений.

На значительной территории в зоне контакта палеозойских и меловых отложений уровни трещинно-карстовых вод оказались ниже водоупорных глин мела, что привело к расширению области безнапорного потока. На некоторой площади пьезометрические уровни подземных вод в меловых отложениях располагаются в настоящее время выше уровней трещинно-карстовых вод палеозойских пород, т. е. соотношение уровней этих вод изменилось на обратное.

К северу от месторождения влияние рудничного водоотлива невелико и распространяется менее чем на 10 км. Несоответствие между незначительным развитием воронки депрессии в этом направлении и большим понижением уровня подземных вод в центре рудника связано с неглубоким залеганием севернее центральных горных выработок слабо водопроницаемых и водоупорных пород, слагающих ядро Кенкольской антиклинали.

При таком развитии депрессии наибольшие изменения в движении подземных вод произошли в южной части района. В естественных условиях подземные потоки, формирующиеся на юго-западном склоне Центрального Каратау, направлялись в Присырдарьинскую депрессию. Теперь на широком фронте вдоль подножия хребта они перехватываются южной частью депрессионной воронки и направляются к северу, т. е. к ее центру.

Выполненное методами моделирования исследование гидрогеологических условий карстового района Миргалимсайского месторождения, позволившее изучить водопроводимость закарстованных пород, выявило большую неравномерность в распределении расходов подземных потоков вокруг рудника. Немаловажную роль в этом играет изменчивость водопроводимости карстового массива по площади и с глубиной, особенно резко проявившаяся в результате развития депрессионной воронки.

Основная часть подземных вод, формирующих водопристок в рудник, поступает к горным выработкам со стороны южной части депрессионной воронки и с востока, со стороны долины р. Кантаги. Причем на подступах к горным выработкам подземные потоки в значительной мере концентрируются в крупных высокотрещиноватых зонах. Наибольшие расходы подземных вод связаны с упоминавшейся выше трещиноватой зоной юго-восточного простираения, собирающей потоки подземных вод, поступающих в восточную, южную и отчасти западную части депрессионной воронки.

Изменения в режиме уровней трещинно-карстовых вод выражаются в увеличении на месторождении годовых амплитуд их колебания до многих десятков метров. Этому способствует близкое расположение источников питания подземных вод в виде сезонных инфильтрационных потерь из рек. Кстати, в течение 60-х годов потеря речных вод на ин-

фильтрацию возросла примерно на $1/3$ (Леви, 1969) по сравнению с предыдущими годами.

Больших изменений химического состава подземных вод палеозойских отложений не отмечено. Это связано, вероятно, с отсутствием на месторождении контакта подземных вод с сульфидной минерализацией, чему способствует ее вкрапленный тип.

Использование подземных вод, откачиваемых из горных выработок в количестве нескольких миллионов кубометров в год, позволило озеленить город и вырастить сады в ранее полупустынной местности.

Прогноз дальнейшего изменения режима подземных вод. Выполненный методами моделирования прогноз водопритоков в горные выработки в связи с их углублением в ближайшие годы до глубины почти 500 м свидетельствует о сравнительно небольшом дальнейшем росте притока воды в рудник (Кашковский, Бабушкин и др., 1970).

Небольшое увеличение водопритоков объясняется значительным уменьшением трещиноватости и водопроницаемости карбонатных пород на больших глубинах.

Вместе с тем углубление горных работ до горизонта 485 м, сопровождаемое, по-видимому, вымывом заполнителя трещин и пустот вокруг выработок, а также некоторый рост водопритоков повлекут за собой дальнейшее развитие воронки депрессии подземных вод. На значительной площади увеличится понижение уровня трещинно-карстовых вод.

В центральной части депрессии увеличение понижения в массиве пород составит, по данным моделирования, около 100 м. В значительной мере оно распространится и на южную часть депрессии, где дальнейшее развитие под меловыми отложениями получит зона безнапорных вод палеозоя и увеличится создавшееся к настоящему времени превышение пьезометрических уровней вод меловых песков над уровнями трещинно-карстовых вод.

Разница в уровнях водоносных горизонтов палеозойских и меловых отложений вызывает нарушение устойчивости меловых пород в ослабленных тектонических зонах, а также появление новых участков взаимосвязи этих водоносных горизонтов и привлечение запасов подземных вод меловых пород к обводнению рудника.

Таким образом, дальнейший рост депрессионной воронки может привести к новым проявлениям влияния рудничного водоотлива на гидрогеологические условия района месторождения, в связи с чем необходимы дальнейшие систематические режимные наблюдения не только за палеозойскими, но и за меловыми водами.

В заключение отметим, что на Миргалимсайском месторождении предстоит решить ряд вопросов, связанных с разработкой мероприятий по снижению водопритоков в выработки на глубоких горизонтах и по обеспечению потребностей водоснабжения за счет местных ресурсов, т. е. стоит проблема комплексного решения возникающих здесь задач, обусловленных активным воздействием человека на природные условия района.

Железорудные месторождения Курской магнитной аномалии (КМА)

Краткая характеристика гидрогеологических условий региона. В рассматриваемом регионе площадью около 100 тыс. км² намечается развитие крупных водопонижительных систем на ряде железорудных месторождений, характеризующихся весьма сложными и разнообразными гидрогеологическими условиями (типы II и III) и различной глубиной залегания полезного ископаемого (до 500—600 м). Это заставило рассмотреть вопросы взаимодействия водоотбора из горных выработок с рабо-

той водозаборов подземных вод и дать прогноз этих явлений при освоении месторождений.

Территория КМА расположена в пределах Средне-Русской возвышенности, в Белгородской, Курской, Орловской областях и в южной части Брянской области. Здесь выделяются четыре железорудных района: Старооскольский, Новооскольский, Курско-Орловский и Белгородский.

В геоструктурном отношении регион, юго-западные склоны которого переходят в Днепровско-Донецкую впадину, а северо-восточные — в Московскую синеклизу, приурочен к Воронежской антеклизе. Нижняя часть разреза сложена метаморфическими породами докембрия, представленными сланцами, железистыми кварцитами и др. К коре выветривания железистых кварцитов приурочены богатые железные руды мощностью от 15—20 до 300 м.

Верхняя часть разреза представлена отложениями девона, карбона, юры, мела, палеоген-неогена и четвертичными образованиями. Общая мощность этой осадочной толщи пород в сводовой части Воронежской антеклизы обычно составляет 80—200 м; на северо-восточном склоне она увеличивается до 500—600 м, а на юго-западном достигает 500—1100 м.

На данной территории выделяется до 30 водоносных горизонтов, но основными из них являются сенон-туронский, сеноман-альбский, келловей-батский и более глубокие водоносные горизонты, приуроченные к отложениям карбона, девона и докембрия.

Подземные воды района почти на всей территории являются пресными и относятся к гидрокарбонатно-кальциевым или сульфатно-кальциево-магниевым. Лишь в краевой зоне района в наиболее глубоких его частях общая минерализация подземных вод достигает 2—5 г/л с преобладанием хлоридов и сульфатов.

В настоящее время по всей территории КМА насчитывается до 4 тысяч водозаборных скважин, отбирающих около 14 м³/сек (1200 тыс. м³/сутки) подземных вод. Производительность наиболее крупных водозаборов, приуроченных к областным центрам, достигает 0,8—1,5 м³/сек. Из 20 разведанных месторождений железных руд в настоящее время эксплуатируются лишь четыре. Это — Лебединское, Южно-Лебединское, Стойленское и Михайловское, разрабатываемые открытым способом.

Рассмотрим изменение гидрогеологической обстановки на разрабатываемых месторождениях и наиболее крупных водозаборах подземных вод (рис. 19).

Современное изменение режима подземных вод и его прогноз под влиянием открытой разработки железорудных месторождений. Лебединское, Южно-Лебединское и Стойленское месторождения (подтипы Пб) находятся в Старооскольском железорудном районе в сводовой части Воронежского поднятия и располагаются на расстояниях в несколько километров друг от друга, т. е. в условиях существенного взаимодействия водопонижительных систем (рис. 20).

На территории района протекает р. Осколец на расстоянии от месторождений 0,3—1 км. Среднегодовой расход реки составляет 1,7 м³/сек; максимальный — 5,1 м³/сек, минимальный — 1,0 м³/сек.

Глубина залегания рудных залежей от дневной поверхности на месторождениях изменяется от 55—100 м на Лебединском до 85—160 м на Стойленском карьерах. Осадочная толща здесь представлена девонскими известняками и песчано-глинистыми породами мощностью до 35 м, юрскими и апт-неокомскими песчано-глинистыми породами весьма изменчивой мощности (от 0 до 45 м), сеноман-альбскими песками средней мощностью 30—35 м и мело-мергельных пород мощностью 30—50 м.

За исключением долин, коренные породы покрываются сплошным чехлом четвертичных суглинков мощностью до 30 м (рис. 21).

Основным водоносным горизонтом является сеноман-альбский, образующий единую гидравлическую систему с мергельно-меловым горизонтом. Средняя величина проводимости этой водоносной толщи составляет 300—400 м³/сутки. Другие водоносные слои осадочной толщи имеют спорадическое распространение и второстепенное гидрогеологическое

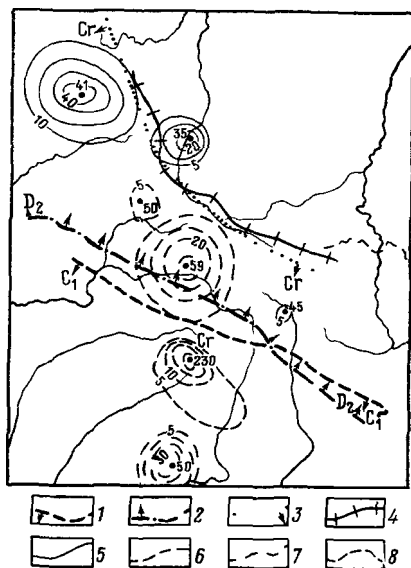


Рис. 19. Существовавшие воронки депрессии на территории Курской магнитной аномалии.

1 — северная граница распространения нижнекаменноугольных отложений, 2 — южная граница распространения среднедевонских отложений, 3 — северная граница распространения меловых отложений, 4 — водораздел подземных вод по верховому девету между Днепровско-Донецким и Московским артезианским бассейнами. Понижения уровней воды против статических на 1965 г. в водоносных горизонтах (в м): 5 — верхнедевонском, 6 — келловей батском, 7 — сеноман-альбском, 8 — волюзаборные и водоотливные устройства.

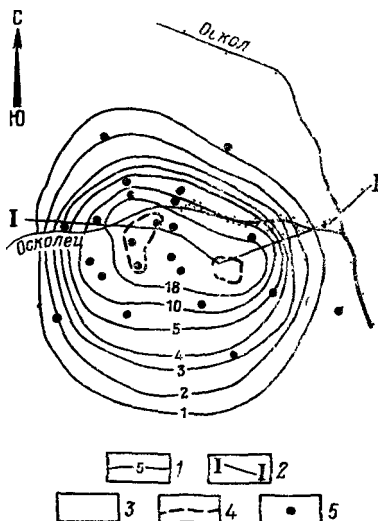


Рис. 20. Схематическая прогнозная карта понижений уровней грунтовых вод в сеноман-альбском водоносном горизонте.

1 — линии расчетных понижений на 1980 г., 2 — линия гидрогеологического разреза (1-1), 3 — аллювий рек, залегающий непосредственно на сеноман-альбских отложениях (мелом мергельные породы размывы), 4 — водопонижающие контуры карьеров, 5 — существующие наблюдательные скважины на сеноман-альбском водоносном горизонте.

значение. Рудно-кристаллический водоносный горизонт характеризуется небольшой проводимостью — 20—30 м³/сутки.

Вскрытие Лебединского месторождения было начато в 1956 г. В связи с развитием карьера русло р. Оскольца было спрямлено и отведено к левому борту долины. По мере углубления карьера шло сооружение водопонижающих скважин. Разработка сеноман-альбских песков осуществлялась земснарядами. Форсирование этих работ явилось следствием того, что снижение горизонта воды в карьере существенно опередило опускание депрессионной поверхности за его пределами. Это в свою очередь привело к развитию суффозионных процессов в бортах карьера.

В 1958 г. при вскрытии сеноман-альбских песков и отборе водопонижающими скважинами воды около 2600 м³/час вокруг карьера сформировалась сравнительно небольшая депрессия, радиусом около 1,5 км. В 1963—1964 гг. при водоотборе из Лебединского карьера 3,5—4,0 тыс м³/час и понижении уровня воды в нем на 40—45 м воронка депрессии

достигла 8—10 км, так как наблюдалось уже взаимодействие с водозаборами г. Губкина.

С 1965 г. начала разрабатываться первая очередь Южно-Лебединского месторождения и здесь возник Южно-Лебединский гидроотвал.

На Стойленском карьере в 1963—1964 гг. были начаты водопонижительные работы, и при работе 20 скважин отбиралось воды около 800 м³/час.

В 1968 г. при одновременной работе всех трех карьеров суммарный водоотбор достиг 7 тыс. м³/час, а депрессионная воронка развилась примерно на 12 км. При этом, как было установлено путем моделирования, а также по данным проведенных гидрометрических измерений, потери воды из р. Оскольца на фильтрацию в Лебединские карьеры составляют 1700—2000 м³/час.

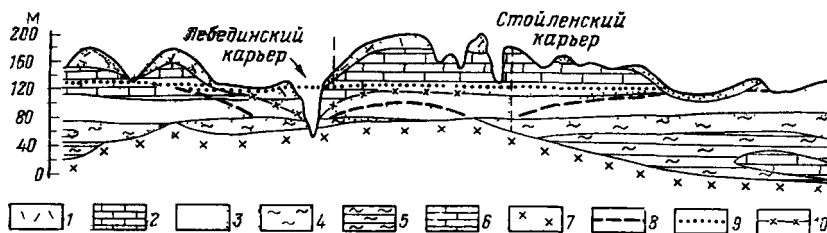


Рис. 21. Гидрогеологический разрез Старооскольского железорудного района

1 — суглинок 2 — мет. и мергель 3 — песок 4 — глина песчаная, 5 — глина аргиллитовидная 6 — известняк, 7 — руднокристаллические породы 8 — прогнозный уровень воды в сеноман-альбском водоносном горизонте на 1980 г 9 — статический уровень воды в сеноман-альбском водоносном горизонте 10 — динамический уровень воды в сеноман-альбском водоносном горизонте на 20/XII 1964 г

Анализ гидрогеологической обстановки путем моделирования на машине УСМ-1 показал, что гидроотвалы являются источниками дополнительного питания водоносных горизонтов вследствие обратной фильтрации. Например, расход фильтрующейся воды из гидроотвала, расположенного вблизи Лебединского карьера, составил около 700 м³/час, причем почти половина этого расхода поступала в карьер, а другая половина — в р. Осколец. Фильтрационные потери из отмеченного выше хвостохранилища в балке Грачев Лог, по данным моделирования, составили 340—380 м³/час.

В результате мощного водоотлива из карьеров населенные пункты, удаленные от них на несколько километров, были перенесены в связи с трудностью организации водоснабжения.

Если бы р. Осколец была надлежащим образом изолирована, то суммарный водоотлив из Лебединских карьеров снизился бы до 2400 м³/час, т. е. примерно на 40%, но это привело бы к некоторому росту депрессионной воронки.

В связи с проектированием в данном районе большого шламоохранилища, куда будут сбрасываться отработанные воды после обогащения руды на Лебединском горно-обогатительном комбинате (ГОК), было проведено дополнительное моделирование с целью оценки фильтрационных потерь из шламоохранилища и его влияния на водоприитоки в карьеры.

При моделировании, кроме охарактеризованных выше местных источников питания, были введены новые — шламоохранилище ГОКа, гидроотвал в районе Южно-Лебединского карьера и проектируемое водохранилище на р. Оскольце вверх по течению от карьеров.

Анализ с помощью модели показал, что при условии, когда в самых глубоких частях логов гидравлическая связь между шламохрани-

щем и сеноман-альбским водоносным горизонтом будет достаточно надежной, фильтрационные потери из шламохранилища будут непрерывно увеличиваться по мере его наполнения. Для заполнения шламохранилища средний расход воды в него должен превышать $2,0 \text{ м}^3/\text{сек}$. Создание такого шламохранилища возможно лишь при кольматации русел глубоких балок. Построенные на модели депрессионные воронки показали, что при отсутствии заиления дна глубоких балок, в районе шламохранилища ГОКа образуется большой купол растекания. Таким образом, было установлено, что при устройстве шламохранилища заиление дна балок является обязательным.

Следует отметить, что при разработке месторождений открытым способом большие площади бывают заняты под гидроотвалы, а сооружение шламохранилищ и гидроотвалов ведет к загрязнению подземных и поверхностных вод в районе. Отсюда следует, что при проектировании открытых разработок вместе с сопутствующими им устройствами необходимо принимать меры по очистке вод, сбрасываемых в открытые водоемы. Особенно серьезные изменения природной обстановки сопряжены со строительством ГОКов в районе разработок месторождений полезных ископаемых. Известно, что обогащение руд является одним из наиболее крупных водопотребителей промышленности. На производство тонны концентрата требуется $8\text{—}14 \text{ м}^3/\text{воды}$, а часовое водопотребление современных ГОКов достигает десятков тысяч кубических метров. Уже в настоящее время в таких крупнейших железорудных бассейнах, как КМА и Кривбасс, ощущается нехватка в технической воде.

При существующих способах мокрого обогащения $90\text{—}95\%$ участвующей в технологическом цикле воды сбрасывается с хвостами в хвостохранилище, откуда после осветления она вновь забирается (оборотное водоснабжение).

Опыт строительства и эксплуатации обогатительных фабрик показал, что для складирования 1 млн. т. хвостов требуется площадь в $4\text{—}10$ га. Хвостохранилище современного ГОКа, рассчитанное на $20\text{—}30$ -летний срок эксплуатации, имеет площадь $10\text{—}20 \text{ км}^2$.

Выполненное в институте ВИОГЕМ (Гринман, 1969) изучение проектных материалов и обследование хвостохранилищ, расположенных в различных районах, показало, что потери воды на насыщение хвостов, поднятие горизонта воды и фильтрацию, а также на испарение колеблются от 10 до 100% от объема водооборота. Наибольший удельный вес имеют, как правило, потери на фильтрацию. Например, на предприятиях КМА они составляют $62\text{—}90\%$, в Кривбассе — $30\text{—}60\%$ от общего объема потерь.

Максимальные потери на фильтрацию наблюдаются через чаши, сложенные трещиноватыми мелями, известняками или мощной толщей песков. Однако потери могут быть значительными и в тех случаях, когда в днище и в бортах хвостохранилища залегают малопроницаемые породы с $K_{\phi} \geq 0,01 \text{ м/сутки}$, так как его площадь может достигать $10\text{—}20 \text{ км}^2$.

Опыт эксплуатации хвостохранилищ показал, что наряду с ухудшением условий водоснабжения предприятий фильтрация из хвостохранилищ приводит к загрязнению источников водоснабжения, подтоплению промплощадок и застроенных территорий жилых массивов. Засолению или заболачиванию плодородных земель, способствует пылеобразованию в хвостохранилищах.

Например, по данным УкрГИИНТИЗ, фильтрационные потери из хвостохранилища Новокриворожского ГОКа составляют $1,43 \text{ м}^3/\text{сек}$, или 45 млн. м^3 в год. Сбрасываемые в это хранилище шахтные воды имеют минерализацию по хлоридам до $15,0 \text{ г/л}$. Максимально допусти-

мые фильтрационные потери в этом районе не должны превышать 1,5 млн. м³/год, что обусловлено качеством воды р. Ингульца, идущей на орошение в Ингулецкую оросительную систему, а при впадении р. Ингульца в Днепр у г. Николаева — на питьевое водоснабжение.

Максимальный объем хвостохранилища в Грачевом Логу составляет 30,6 млн. м³. Ложе хвостохранилища сложено трещиноватыми, зачастую рыхлыми и переотложенными мело-мергельными породами верхнемелового возраста, обнажающимися по левому склону балки. Правый склон и дно балки перекрыты незначительным по мощности чехлом из желтовато-бурых, макропористых делювиальных суглинков и мергелистых глин. По данным опытных наливов в шурфы, коэффициенты фильтрации мело-мергельных пород колеблются от 0,6 до 1,73 м/сутки, коэффициенты фильтрации делювиальных суглинков — от 0,2 до 0,6 м/сутки. Коэффициент фильтрации хвостов составляет в среднем 0,05 м/сутки.

По материалам режимных наблюдений установлено, что после заполнения хвостохранилища произошло повышение уровня грунтовых вод, образовался своеобразный купол растекания фильтрующихся в ложе сточных вод. Потери на фильтрацию составляли от 800 до 1000 м³/час.

Тем не менее, учитывая, что в хвостохранилище сбрасываются нередко загрязненные шахтные воды и даже иногда бытовые стоки, режим химического состава подземных вод в районе этих хранилищ может оказаться существенно нарушенным. Это будет чревато серьезными последствиями, если вблизи (на расстоянии, меньшем радиуса влияния) расположены водозаборные скважины. В таком случае необходим надежный гидрохимический прогноз, в результате которого должен быть решен вопрос о необходимости и целесообразности осуществления мероприятий по борьбе с фильтрационными потерями воды в чаше хвостохранилищ. Снижение фильтрационных потерь, кроме того, улучшит условия водоснабжения предприятий.

Михайловское железорудное месторождение (тип II) расположено в 100 км северо-западнее Курска. Оно приурочено к хребтообразному возвышению докембрийских образований.

Осадочный комплекс сложен породами девонского, юрского, мелового и четвертичного возраста (рис. 22). Безнапорными водоносными горизонтами здесь являются апт-неокомский, приуроченный к глинистым пескам и песчаным глинам общей мощностью 10—15 м, а также волжский, представленный разнородными песками, разделенными глинами. Мощность водоносных пород изменяется от 8 до 55 м, средний их коэффициент фильтрации составляет 14 м/сутки. В центральной части месторождения и к востоку от него батский горизонт выклинивается. В кровле этого водоносного горизонта развит региональный водоупор келловейских глин мощностью 30 м.

Верхнедевонский водоносный горизонт приурочен к слаботрещинистым верхнедевонским известнякам мощностью от 0 до 20 м. Среднедевонские водоносные горизонты представлены мосоловскими слаботрещинистыми известняками и морсово-ряжскими водоносными песками.

На месторождении батский и девонские водоносные горизонты гидравлически связаны между собой через кварциты и железные руды. Характер этой связи в процессе разведочных гидрогеологических работ не был выявлен, что привело к затруднениям при анализе гидрогеологических материалов в процессе эксплуатации месторождения.

Разработка Михайловского карьера начата в 1959 г. Основные дренажные работы относятся здесь к батскому водоносному горизонту, который осушается совместно с рудно-кристаллическим горизонтом с по-

мощью системы водопонижительных скважин. Эти скважины впоследствии переоборудуются в сквозные фильтры. Одновременно ведется внутрикарьерный водоотлив.

За период с 1959 по 1968 г. суммарный водоотбор в карьере из батского и рудно-кристаллического горизонтов изменялся в пределах 400—900 м³/час. Снижение уровней воды составляет 35—50 м, а в карьере — более чем на 60 м. Образовавшаяся региональная пьезометрическая во-

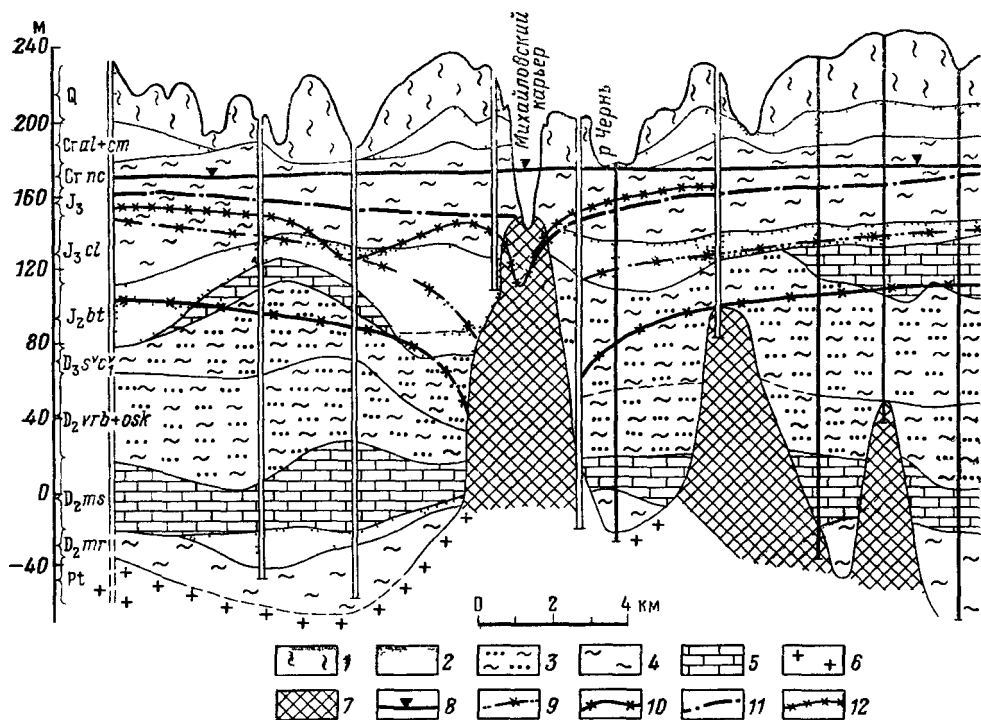


Рис. 22. Гидрогеологический разрез Михайловского железорудного месторождения с существующими и прогнозными воронками депрессий.

1 — суглинок; 2 — песок 3 — глина песчаная, 4 — глина 5 — известняк 6 — кристаллические породы 7 — железная руда, 8 — статический уровень воды, 9 — прогнозный уровень воды келловей-батского водоносного горизонта на 1980 г., 10 — прогнозный уровень воды протерозойско-архейского водоносного горизонта на 1980 г., 11 — динамический уровень воды келловей-батского водоносного горизонта на декабрь 1966 г., 12 — динамический уровень воды протерозойско-архейского водоносного горизонта на декабрь 1963 г.

ронка достигает 20—25 км в радиусе. К юго-востоку от Михайловского карьера сформировавшаяся пьезометрическая воронка депрессии взаимодействует с пьезометрической воронкой Курского водозабора, но величина взаимодействия невелика и выражается метрами. Некоторое количество подземных вод отбирается в небольшом удалении от Михайловского карьера скважинами Железногорского водозабора. Здесь единичными скважинами отбирается около 100 м³/час из келловей-батского горизонта при снижении уровня воды на 16 м. Размер сформировавшейся здесь пьезометрической воронки достигает 15 км в радиусе.

Прогноз водопитов и режима уровней в условиях осушения келловей-батского и протерозойско-архейского водоносных горизонтов, а также при эксплуатации среднедевонского водоносного комплекса водозабором г. Железногорска показал, что с учетом заданной проектными организациями интенсивности разработок приток воды в Михайловский карьер из келловей-батского и протерозойско-архейского водонос-

ных комплексов достигнет 2000 м³/час и в дальнейшем уменьшится до 1500 м³/час. Установлено также, что дебит Железногорского водозабора не будет превышать 500 м³/час, при этом учтено взаимодействие этого водозабора с водопонижительной системой на Михайловском карьере.

Примерно такой же характер снижения напоров ожидается в среднедевонском водоносном комплексе под влиянием водозабора г. Железногорска.

В связи со значительным снижением напоров в келловей-батском и среднедевонском водоносных горизонтах (до 30 м в радиусе 15 км) сельскохозяйственное водоснабжение в районе Михайловского карьера потребует централизации путем устройства грунтовых водозаборов. В данном районе перспективным может оказаться восполнение запасов среднедевонского водоносного комплекса за счет келловей-батского водоносного горизонта.

Нарушение естественного режима подземных вод и его прогноз в условиях работы водозаборов и эксплуатации железорудных месторождений. Водозабор в г. Курске эксплуатирует девонские, келловей-батский и сеноман-альбский водоносные горизонты. В районе этого водозабора девонские и келловей-батский водоносные горизонты образуют единую водоносную толщу (юрско-среднедевонский горизонт), а в удалении от водозабора являются самостоятельными водоносными горизонтами.

Интенсивный рост водоотбора из юрско-среднедевонского горизонта начался в 30-х годах, а бурение скважин для эксплуатации сеноман-альбского горизонта началось после 1945 г.

В юрско-среднедевонском водоносном горизонте наблюдается непрерывное снижение и рост пьезометрической воронки, что обусловлено не только увеличением водоотбора, но и четко выраженным неустановившимся движением подземных вод. Анализ показал, что в условиях постоянного отбора подземных вод пьезометрическая депрессионная воронка должна развиваться.

К 1966 г. общее снижение пьезометрической поверхности в пределах водозаборов достигло 45—60 м, а радиус депрессии превысил 70 км, т. е. пьезометрическая поверхность приобрела региональный характер и вступила во взаимодействие с воронкой, формирующейся под действием водопонижения на Михайловском карьере. Водораздел этой пьезометрической поверхности располагается примерно в 65 км от водозабора и в 18—20 км от Михайловского карьера. При этом пьезометрическая воронка, сформировавшаяся в районе Михайловского карьера, заметно взаимодействует с воронкой, образовавшейся под влиянием эксплуатации Курского водозабора. Последняя воронка продолжает существенно развиваться, и скорость снижения уровня воды в водозаборных скважинах достигает 2—3 м в год. Это обстоятельство привело к необходимости уменьшить производительность Курского водозабора примерно на 30%. При этом условии уровни воды в водозаборных скважинах достигнут кровли юрско-среднедевонского водоносного комплекса. Здесь учтено, что под влиянием работы Михайловского карьера срезка уровня составит всего лишь 4 м, а под действием Яковлевского и Гостищевского рудников дополнительное снижение уровня воды достигнет 6 м.

Проведенные гидрогеологические работы в бассейне р. Чернь (район Михайловского железорудного карьера и Железногорского водозабора подземных вод) и в бассейне р. Тускари (район г. Курска) показали, что, несмотря на наличие в пределах этих речных бассейнов крупных депрессионных воронок с понижением напора в юрско-девонском комплексе до 50 м (ниже русел рек), заметных (в пределах точности измерений) изменений режима речного стока обнаружено не было.

К югу от Курского водозабора в связи с выклиниванием водоносных горизонтов девона депрессия формируется в протерозойско-архейских породах, где понижение напора в 40 км от водозабора превышает 4 м.

К востоку от Курского водозабора в среднедевонских водоносных горизонтах формируется значительная депрессия — до 5 м. В верхнедевонском и келловей-батском водоносных горизонтах развитие депрессии в восточном направлении от водозабора проявляется заметно слабее.

В Белгородском железорудном районе, где разведаны крупные месторождения богатых руд (Яковлевское и Гостищевское месторождения, тип III) проведены значительные гидрогеологические работы, но эксплуатация этих месторождений не начата. Интерес представляют длительные опытные водопонижения из нижнекаменноугольного и келловейского водоносных горизонтов на Яковлевском месторождении. На пример, в процессе водопонижения из известняков карбона продолжительностью около двух лет (1959—1961 гг.) было достигнуто снижение уровня воды в водозаборных скважинах на 200—230 м при суммарном их дебите 1200 м³/час. При этом в нижележащем протерозойском водоносном горизонте, гидравлически связанном с каменноугольным, напор снизился на 150 м. Сформировавшаяся депрессионная воронка в каменноугольных известняках, вытянутая вдоль рудной залежи, достигла 50—70 км в радиусе, что указывает на весьма ограниченное питание этого горизонта, несмотря на наличие гидравлической связи его с протерозойским водоносным горизонтом. Одной из причин образования столь крупной депрессионной воронки при небольшом водоотборе и ограниченной продолжительности работы водопонижительных скважин является наличие в надрудной зоне хорошо проницаемых известняков, имеющих значительное развитие вдоль рудной залежи. Отбор подземных вод водопонижительными скважинами осуществлялся из этой зоны водоносного горизонта.

Выполненные проектные проработки показали, что к концу строительного периода общие притоки воды в Яковлевский рудник составят 5,5 тыс м³/час ($\approx 1,5$ м³/сек) и в дальнейшем они будут уменьшаться примерно на 20—25%.

Притоки воды в Гостищевский рудник без учета взаимодействия оцениваются в 6,3 тыс м³/час (1,75 м³/сек) при условии отвода рек.

При одновременной эксплуатации Яковлевского и Гостищевского рудников коэффициент взаимодействия между водопонижительными системами составит 0,7 и водопитоки в рудники уменьшатся на Яковлевском до 3000 м³/час (0,8 м³/сек) и на Гостищевском до 4,5 м³/час (1,25 м³/сек).

Разработка Яковлевского и Гостищевского месторождений приведет к формированию вокруг них в напорных водоносных горизонтах региональных депрессионных воронок, размеры которых превышают 100 км. В нижнекаменноугольном, среднедевонском и протерозойско-архейском водоносных комплексах к 1980 г. пьезометрическая воронка депрессии разовьется к северо-западу от Яковлевского и Гостищевского месторождений более чем на 150 км, т. е. распространится на всю территорию КМА (рис 23) и захватит район водозабора г. Брянска. К 2000 г. эта пьезометрическая воронка получит еще более значительное развитие и в районе г. Брянска дополнительное понижение уровня воды по отношению к 1980 г. составит 10 м (рис 24).

В сеноман-альбском водоносном горизонте радиус влияния в условиях эксплуатации Яковлевского и Гостищевского месторождений достигнет 100 км. Влияние осушения месторождений Белгородского

железорудного района на эксплуатацию сеноман-альбского и апт-неокомского водоносных слоев в районе г. Харькова будет преимущественным. Воронка депрессии вокруг Яковлевского месторождения в сенон-туронском водоносном горизонте приблизится к 20 км, т. е. водозабор г. Белгорода, эксплуатирующий сенон-туронский водоносный горизонт, будет находиться практически вне зоны воронки депрессии, формирующейся вокруг Яковлевского месторождения.

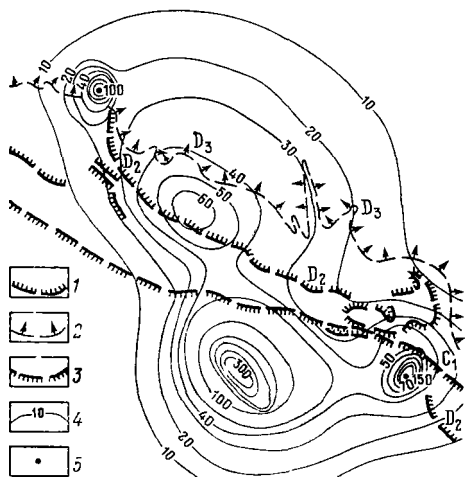


Рис. 23. Схематическая карта прогнозного понижения уровня воды в нижнекаменноугольном, среднедевонском и протерозойско-архейском водоносных комплексах

1 — граница распространения среднедевонского водоносного комплекса, 2 — граница распространения верхнедевонского комплекса, 3 — граница распространения нижнекаменноугольного водоносного комплекса, 4 — прогнозные понижения уровня воды на 1980 г. от статических м., 5 — центры водопонижительных систем и водозаборов

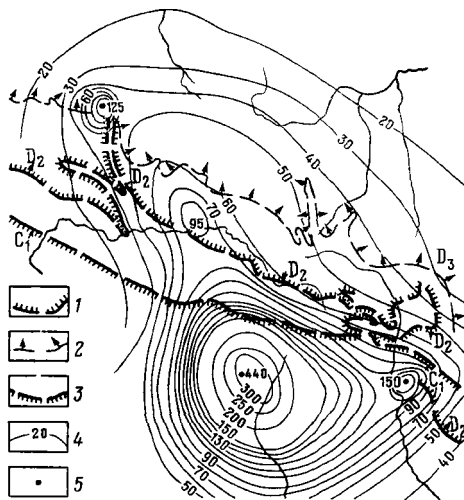


Рис. 24. Схематическая карта прогнозного понижения уровня воды в нижнекаменноугольном, среднедевонском и протерозойско-архейском водоносных комплексах

1 — граница распространения среднедевонского водоносного комплекса, 2 — граница распространения верхнедевонского водоносного комплекса, 3 — граница распространения нижнекаменноугольного водоносного комплекса, 4 — прогнозные понижения уровня воды на 2000 г. от статических м., 5 — центры водопонижительных систем и водозаборов

Комплексные гидрогеологические и гидрологические исследования показали, что естественные ресурсы подземных вод территории КМА, обусловленные инфильтрацией атмосферных осадков, не столь уже велики. В ближайшие 20—30 лет потребление подземных вод для целей водоснабжения и отбор воды на железорудных месторождениях приблизится или несколько превысит питание подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, причем важно отметить, что более $\frac{2}{3}$ естественных ресурсов подземных вод будет расходоваться на водоснабжение, а остальная часть поступит в водопонижительные и водоотливные устройства на железорудных месторождениях. Расход воды, превышающий питание подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, будет привлекаться из рек и за счет упругих и статических запасов. В таких условиях питание рек в меженное время будет осуществляться в основном за счет стока сбрасываемых вод и фильтрации в грунт использованных вод. Если сбрасываемые воды не будут надлежащим образом очищаться, то это приведет не только к существенному загрязнению грунтовых вод, но и к значительному загрязнению речных вод.

Существенные изменения произошли и в режиме глубоких горизонтов. В юрско-девонском водоносном комплексе к настоящему времени развилась значительная пьезометрическая воронка (радиусом 40—50 км) под действием Курского водозабора.

Белозерское месторождение

Ниже рассматриваются вопросы, связанные с влиянием осушения шахтного поля и работы крупных водозаборов подземных вод в районе месторождения на гидрогеологические условия в зоне взаимодействия водозаборных систем.

Территория, на которой должно отразиться влияние осушения поля шахты 1 Запорожского железорудного комбината (ЗЖРК № 1), расположена в восточной части Херсонской области. Она занимает площадь, равную примерно 15 000 км², на участке между Каховским водохранилищем на западе и Приазовской возвышенностью на востоке (рис. 25).

Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Южно-Белозерского месторождения, на котором начаты работы по освоению месторождения, являются очень сложными из-за наличия в геологическом его разрезе мощных, высоконапорных и водообильных водоносных горизонтов, принимающих участие в обводнении подземных горных выработок, а также ряда рыхлых песчано-глинистых и известковистых слоев пород.

Статические уровни взаимосвязанных между собой горизонтов подземных вод: бучакского, мелового и рудно-кристаллического, до проведения водопонижительных работ, располагались на асб. отметке +21,3 м. Первоначальные напоры воды над кровлей наиболее водообильного из водоносных горизонтов месторождения — бучакского — достигали 175—180 м.

На шахтном поле предполагается проведение крупных водопонижительных работ (снижение напора более 180 м) и значительный отбор подземных вод из горных выработок, в связи с чем была поставлена задача оценки влияния указанных работ на эксплуатацию подземных вод в данном районе.

Первоочередные водопонижительные работы на шахтном поле были начаты в конце 1962 г и продолжают уже в течение 8 лет. Здесь организованы наблюдения за режимом подземных вод и изменением природной обстановки.

Некоторые, полученные к настоящему времени результаты, освещаются ниже. Прогноз уровня режима дается методом моделирования.

Краткая характеристика природных условий района и особенности нарушенного режима подземных вод. В геоструктурном отношении рассматриваемая область расположена в основном в пределах северо-восточного крыла Причерноморской впадины и частично на юго-восточном склоне Приднепровской части Украинского кристаллического щита.

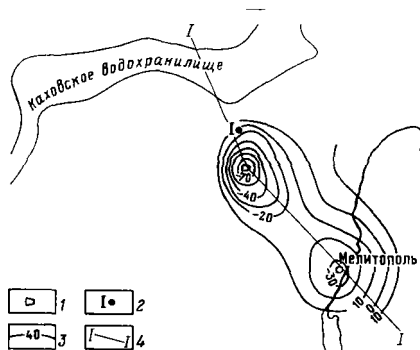


Рис. 25. Схематическая карта гидроизопьез среднего эоценового (бучакского) водоносного горизонта на 1 января 1968 г.

1 — дренажный узел шахты Запорожского железорудного комбината 2 — Видножинский водозабор 3 — гидроизопьезы среднего эоценового (бучакского) водоносного горизонта построенные по данным замера уровней на 1 января 1968 г. 4 — линия разреза

В геологическом строении района участвует сложный комплекс докембрийских пород и мощная толща осадочных образований меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем (рис. 26).

На указанной территории выделяются водоносные горизонты: четвертичной системы, неогенового комплекса, олигоценовый, среднего эоцена, меловой системы, кристаллических пород докембрия и продуктов их разрушения.

Основные изменения в режиме подземных вод под влиянием намечаемых дренажно-водопонизительных работ произойдут в среднеэоценовом, меловом и докембрийском водоносных горизонтах.

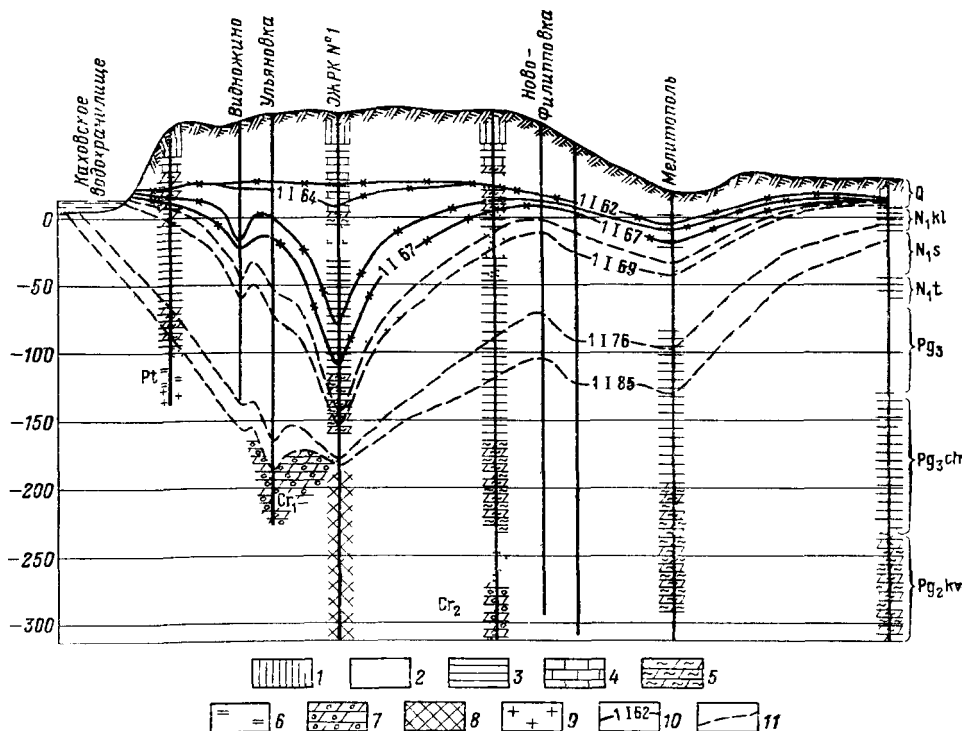


Рис. 26. Схематический гидрогеологический разрез по линии I—I.

1 — суглинок, 2 — песок, 3 — глина, 4 — известняк, 5 — глина мергелистая, 6 — каолин первичный; 7 — мелоподобные мергели и песчаники, 8 — руды, 9 — граниты, 10 — естественные уровни подземных вод среднеэоценового (бучакского) водоносного горизонта на различные даты; 11 — прогнозные уровни

Водоносный горизонт в отложениях среднего эоцена приурочен в основном к крупно- и среднезернистым пескам континентальной фации (бучакские пески), нуммулитовым известнякам, песчанистым мергелям и песчаникам морской фации.

Водоносность отложений неравномерна и изучена только для пород бучакского горизонта.

Проведенными в районе исследованиями установлено, что основная область питания среднеэоценового водоносного горизонта находится в северо-восточной части рассматриваемой территории (район г. Орехово — в месте сочленения Причерноморской и Конско-Ялынской впадин).

Отметка пьезометрического уровня среднеэоценового водоносного горизонта до начала осушительных работ на Южно-Белозерском месторождении составила +21 м и напор над его кровлей — 180 м. Общее снижение пьезометрической поверхности этого водоносного горизонта в

естественных условиях наблюдалось в юго-восточной части рассматриваемой территории в направлении к г. Мелитополю и к Азовскому морю, а в юго-западной части района в южном направлении.

На основе изучения литолого-фациальных карт и разрезов совместно с картами изолиний уровней подземных вод устанавливается, что среднеэоценовый водоносный горизонт на Южно- и Северо-Белозерских месторождениях непосредственно связан с рудно-кристаллическим горизонтом на участках резких поднятий кристаллического фундамента.

Непосредственный контакт среднеэоценового водоносного горизонта с меловым зафиксирован севернее Южно-Белозерского месторождения (Ульяновская депрессия) и в районе г. Мелитополя. С вышележащими водоносными горизонтами среднеэоценовый горизонт связан только на крайнем северо-востоке района. На остальной территории описываемого района мощная толща глинистых отложений майкопской свиты служит надежной водоупорной кровлей среднеэоценового водоносного горизонта.

Подземные воды северо-восточного крыла Причерноморского артезианского бассейна широко используются для нужд водоснабжения. Но в связи с дренажными работами на месторождении пьезометрическая воронка депрессии в среднеэоценовом водоносном горизонте систематически будет распространяться во все стороны от шахтного поля и со временем захватит многие мелкие и крупные водозаборы.

В результате сложного взаимодействия дренажного узла шахты 1 ЗЖРК и водозаборов, эксплуатирующих подземные воды, здесь уже сейчас создалась довольно крупная региональная депрессия, которая будет развиваться и в дальнейшем.

Ожидаемый максимальный водоприток из дренажных и водоотливных устройств, оборудованных на среднеэоценовый, меловой и рудно-кристаллический водоносные горизонты, составит 5,5 тыс. м³/час.

Дренажный узел шахты 1 ЗЖРК, вступившей в работу в ноябре 1962 г., в 1966 г. достиг производительности 4,2 тыс. м³/час (100 тыс. м³/сутки).

В феврале 1966 г. снижение напора подземных вод в среднеэоценовом водоносном горизонте достигло намеченной проектом величины — 167 м от статического уровня. Примерно в этом положении уровень в центре депрессии находился в течение двух лет, с 1967 по 1969 г.

По данным наблюдений, депрессионная пьезометрическая поверхность в среднеэоценовом горизонте в результате производственного водопонижения и работы водозаборов для хозяйственно-питьевых нужд крупных населенных пунктов распространилась в конце 1967 г. на площади около 4 тыс. км². В зоне влияния дренажной системы шахты 1 ЗЖРК оказались водозаборы г. Мелитополя, поселков Днепрорудного, Михайловки и других, более мелких населенных пунктов.

Водопонижающими скважинами дренажной системы за 1967 г. откачано 32 млн. м³ воды, а за 11 месяцев 1968 г. — 24 млн. м³. Всего с начала осушительных работ — за шестилетний период с ноября 1962 г. по ноябрь 1968 г. здесь откачано 133 млн. м³ воды.

На конце 1967 г. общая среднечасовая производительность водопонижающих скважин составила 3,7 тыс. м³/час. По осушаемым горизонтам этот водозабор распределялся следующим образом:

1) среднеэоценовый водоносный горизонт — 2,7 тыс. м³/час; 2) рудно-кристаллический и меловой водоносные горизонты — 1,0 тыс. м³/час.

Следует заметить, что водозабор из среднеэоценового водоносного горизонта с ноября 1966 г. постепенно уменьшался с 3,4 до 2,7 тыс. м³/час к декабрю 1967 г. и до 2,3 тыс. м³/час к ноябрю 1968 г.

Выявленные инженерно-геологические и гидрохимические изменения в процессе работы дренажа. Явление оседания земной поверхности за счет осушения и понижения давления воды в пластах известно как в отечественной, так и в зарубежной практике.

По наблюдениям ВНИМИ, величина оседания земной поверхности на шахтном поле по состоянию на 13/X 1967 г. в результате снятия напора подземных вод достигла 1600 мм. Центр мульды оседания совпадает с глубинной частью депрессии в среднеэоценовом водоносном горизонте.

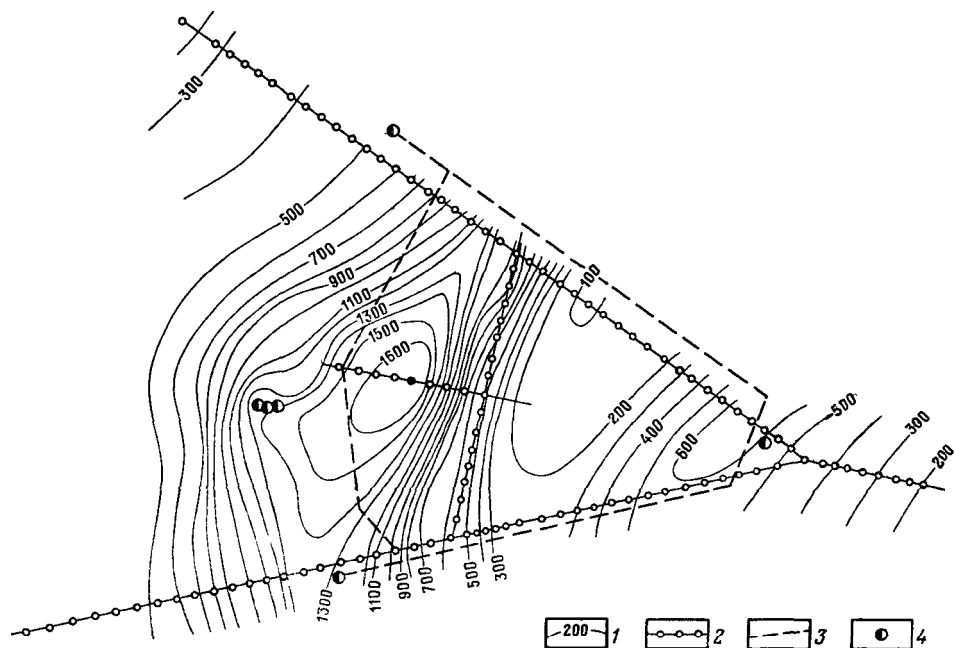


Рис 27. План изолиний оседания земной поверхности на шахтном поле № 1 ЖРК (по состоянию на 13/X 1967 г.).

1 — изолинии оседания, мм 2 — линии контрольных реперов наблюдательной станции, 3 — контур расположения дренажных скважин, 4 — шахтные стволы

План распределения величины оседания земной поверхности в изолиниях в пределах шахтного поля показан на рис. 27.

Институтом ВНИМИ установлено, что ощутимое оседание горных пород наблюдается при достижении понижения уровня воды в них на 60 м и более. Скорость оседания земной поверхности в 1966 г. колебалась от 3,4 до 32,2 мм/час. Она зависит от интенсивности водопонижения.

Установлено, что с наступлением стабилизации положения динамических уровней на шахтном поле оседание поверхности земли заметно затухает

Явление уплотнения горных пород под влиянием осушения шахтного поля и оседания поверхности земли было отмечено в 1964 г. Деформации, связанные с появлением дополнительных напряжений в горных породах, отмечены в 1965 г., когда обнаружилось искривление центральной группы шахтных стволов и нарушение постоянной их крепи. Характер нарушения крепи свидетельствует о воздействии на нее вертикально направленных сил, приводящих к разрушению тюбингов и бетонных элементов крепи.

Горизонтальные деформации до настоящего времени изучены слабо. Известно, что центральная группа стволов на глубине 400—450 м, где отсутствует явление вертикального сдвига пород, сместилась по горизонту на 180—200 мм.

Происходящее увеличение наклона дневной поверхности в районе центральной группы стволов с $0,6 \cdot 10^{-3}$ в 1965 г. до $1,0 \cdot 10^{-3}$ в 1966 г. указывает на продолжающийся процесс искривления шахтных стволов в сторону центра мульды оседания поверхности земли.

В естественных условиях подземные воды Южно-Белозерского месторождения характеризуются следующим химическим составом:

1. Воды верхней группы водоносных горизонтов имеют гидрокарбонатно-сульфатно-магниевый состав с сухим остатком 1,0—1,1 г/л и жесткостью до 10 мг-экв.

2. Воды нижней группы водоносных горизонтов (среднеэоценовый и меловой) отличаются хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым составом, мягкие, слабощелочные с сухим остатком 0,6—0,9 г/л.

3. Воды рудно-кристаллического водоносного горизонта, залегающие на глубинах до 450 м, но в зоне активного водообмена, имеют солевой состав, аналогичный бучакским водам с минерализацией от 1,2 до 1,7 г/л.

4. Воды рудно-кристаллического водоносного горизонта, приуроченного к зоне со слабым водообменом, имеют хлоридно-натриевый состав с минерализацией на глубинах 450—550 м — 3—5 г/л; на глубине 650 м 10—15 г/л; на глубине 750 м 30—35 г/л и на глубине 830 м 48 г/л.

Среднеэоценовый и рудно-кристаллический водоносные горизонты гидравлически взаимосвязаны, т. е. представляют единый гидравлический комплекс. Поэтому в процессе дренирования шахтного поля происходит смешивание вод этих горизонтов.

В водопонижающих скважинах, расположенных внутри дренажной установки и по ее контуру, за период с 1964 по 1966 г. произошло увеличение общей минерализации воды от 1,0 до 3,0 г/л при сохранении первоначального солевого состава.

Солевой состав шахтных вод, взятых из горизонта 400 м строящейся шахты, аналогичен водам среднеэоценового горизонта, т. е. хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый с минерализацией 1,1—1,6 г/л.

До начала водопонижения на шахтном поле, т. е. при естественном режиме, воды среднеэоценового и рудно-кристаллического водоносного горизонтов имели нейтральную или слабощелочную реакцию.

В процессе производственного водопонижения (1964—1967 гг.) реакция воды из щелочной превратилась в слабокислую, т. е. pH уменьшилось с 8,0 до 6,4.

Прогнозные соображения о дальнейшем изменении гидрогеологической обстановки в районе. Депрессионная пьезометрическая поверхность в среднеэоценовом водоносном горизонте уже в 1968 г. распространилась на большой территории. Последствия этого процесса начинают сказываться на уменьшении эксплуатационных запасов водозаборных узлов и вообще на уменьшении региональных эксплуатационных запасов подземных вод.

В данных условиях потребовался обоснованный прогноз изменения режима подземных вод, выполненный в соответствии с проектом осушения горного массива на поле шахты 1 ЗЖРК и учитывающий перспективы развития водоснабжения за счет подземных вод. Такой прогноз должен позволить своевременно предусмотреть меры для удовлетворения хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов, сельскохозяйственных и промышленных предприятий, расположенных в зоне дренирующего влияния осушительной системы.

Такой прогноз был выполнен в институте ВИОГЕМ в 1965—1966 гг. путем решения плановых фильтрационных задач на гидравлическом интеграторе и аналоговой математической машине УСМ-1.

Варианты решения плановой задачи по среднеэоценовому (бучакскому) водоносному горизонту были определены с учетом проектных решений по осушению поля шахты 1 ЗЖРК и необходимостью установить, кроме совместного, также раздельное влияние водопонижения и крупных водозаборов на режим данного водоносного горизонта для выяснения их роли в исследуемом процессе.

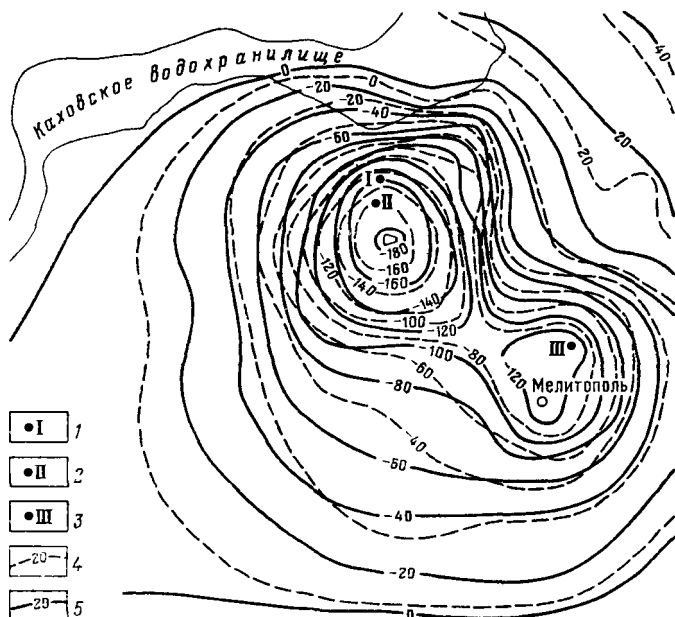


Рис. 28. Схематическая карта прогнозируемых изолиний уровня подземных вод среднеэоценового (бучакского) водоносного горизонта.
1 — Видножинский водозабор 2 — Ульяновский водозабор 3 — Ново-Филипповский водозабор, 4 — изогипсы на 1/1 1976 г., 5 — то же на 1/1 1985 г.

Моделированию подверглись дренажный узел № 1 ЗЖРК, водозаборы населенных пунктов Мелитополя, Токмака, Молочанска, Орехово, Васильевки, а также Михайловки, Ново-Филипповки, Ульяновки и Видножино.

Депрессия, возникшая в среднеэоценовом водоносном горизонте при работе дренажного узла № 1 ЗЖРК и основных водозаборных узлов, через 15—20 лет охватит площадь около 14 тыс. км², т. е. почти всю исследуемую территорию. Понижения уровней в самой глубокой части депрессии достигнут 200 м (рис. 28).

Основная роль в сработке уровней подземных вод принадлежит взаимодействующим с 1965 г. дренажной системе поля шахты 1 ЗЖРК и водозабору г. Мелитополя. Общие снижения напоров на линии их водораздела составляли: на 1/1 1966 г. около 5 м ниже статического, на 1/1 1967 г. — порядка 7 м, на 1/1 1968 г. — почти 15 м. Ожидаемое понижение на 1/1 1973 г. будет 65 м, на 1/1 1976 г. — 85 м. Интенсивность сработки уровня подземных вод значительно увеличивается с момента вступления в работу Ново-Филипповского водозаборного узла. В направлении на север, запад и восток от поля шахты 1 ЗЖРК понижение пьезометрической поверхности значительно меньше, чем в юго-восточной

части исследуемой области, несмотря на то, что на восток и северо-восток от шахты 1 ЗЖРК расположены водозаборы Михайловки, Токмака, Молочанска, Васильевки и Орехово.

Исследования показали, что влияние осушения поля шахты 1 ЗЖРК на динамические уровни водозабора г. Мелитополя практически началось сказываться с 1968 г. Дополнительное понижение напоров за счет взаимодействия с дренажной системой поля шахты 1 ЗЖРК, а также водозаборами Видножино и Ульяновки на 1/І 1968 г. составило 4 м, на 1/І 1969 г. — 10 м, на 1/І 1973 г. составит 11 м, а на 1/І 1976 г. — 12 м. С 1976 г. должен вступить в действие Ново-Филипповский водозабор с расходом 20 000 м³/сутки.

Кроме того, была проанализирована обеспеченность эксплуатационными запасами подземных вод с учетом перспектив развития во времени водозаборов Мелитополя, Ново-Филипповки, Токмака, Молочанска, Михайловки, Видножино, Ульяновки, Васильевки и Орехово и в результате получена зависимость между суммарной производительностью каждого водозабора и величиной понижения динамического уровня во времени.

Естественные ресурсы и примерный баланс подземных вод среднеэоценового водоносного горизонта на исследуемой территории в период с 1962 по 1975 г. представлены в табл. 6. Из таблицы видно, что основ-

Таблица 6

Баланс подземных вод среднеэоценового водоносного горизонта

Периоды наблюдений (годы)	Питание, м ³ /сутки				Водоотбор, м ³ /сутки				Использование естественных ресурсов, %
	приток из Ко-кско-Хаданской впадины	приток из Приазовской части Украинского кристаллического массива	приток из Приднепровской части Украинского кристаллического массива	естественные (статические) запасы сбрасываемые в процессе водоотбора	всего	шахтный водоотлив	водоснабжение	всего	
1962—1965	245 000	3500	—	1 000	249 500	36 000	24 000	60 000	24
1966—1968	245 000	3500	—	3 000	251 500	133 200	36 000	169 200	64
1969	245 000	3500	200	10 000	258 700	52 800	63 000	115 800	46
1970—1975	245 000	3500	2400	20 000	270 900	28 300	68 000	96 300	35

ную роль в водоотборе до 1970 г. играет шахтный водоотлив, а затем по мере приближения к стабилизации водопритоков — водоснабжение.

ВЫВОДЫ

Эксплуатация месторождений твердых полезных ископаемых нередко вызывает значительные нарушения естественных гидрогеологических условий района разработок.

При этом в результате водоотлива из горных выработок и работы дренажных систем в районе крупных месторождений происходит региональное снижение уровней подземных вод, а также снижение напоров эксплуатируемых водоносных горизонтов. В таких условиях обычно переплетаются вопросы водоотлива из горных выработок и водоснабжения за счет подземных вод, что ведет к необходимости совместного их рассмотрения.

Среди процессов, отрицательно сказывающихся на природной обстановке, в связи с крупным отбором подземных вод на месторожде-

ниях следует назвать: истощение запасов пресных подземных вод; загрязнение подземных и поверхностных вод, обезвоживание почво-грунтов и соответствующее снижение урожайности сельскохозяйственных культур. Кроме того, следует отметить оседание поверхности земли в результате глубокого водопонижения, а в карстовых районах интенсификацию суффозионно-карстовых процессов, которая в свою очередь способствует увеличению поглощения речных вод и возрастанию водопритоков в горные выработки.

Особое место занимают явления деформации дневной поверхности при подземной разработке месторождений, а также создание крупных выемок при открытых разработках. Это ведет к потере значительных площадей, ранее пригодных для сельскохозяйственного и другого использования.

Большие изменения природных условий связаны со сбросом отходов горно-обогатительных комбинатов, обычно сооружаемых вблизи крупных месторождений полезных ископаемых. Здесь создаются хвостохранилища, занимающие десятки квадратных километров и сопровождающиеся большими потерями воды на фильтрацию в грунт. Это ведет не только к загрязнению подземных и поверхностных вод, но и к гибели значительных площадей, представляющих народнохозяйственный интерес.

Развитие большого комплекса процессов, отрицательно сказывающихся на природных условиях в региональном плане при разработке крупных месторождений полезных ископаемых, ведет к необходимости: а) усиления гидрогеологических и инженерно-геологических наблюдений в зонах влияния разработок; б) совершенствования гидрогеологических прогнозов и в первую очередь качества шахтных вод; в) разработке мероприятий по исключению или существенному уменьшению вредного воздействия эксплуатации месторождений на природные условия.

Анализ гидрогеологических условий месторождений твердых полезных ископаемых, формирующихся под влиянием крупного водоотлива, позволил выделить различные типовые схемы в зависимости от характера связи водоносных горизонтов, обводняющих месторождение, с атмосферными осадками и речной сетью.

На примере ряда месторождений характеризующих определенные типы гидрогеологических условий, показано влияние отработки твердых полезных ископаемых на изменение естественной природной обстановки. Эти примеры являются иллюстрацией к охарактеризованным выше процессам, сопровождающим водопонижение на месторождениях полезных ископаемых.

Приведенные примеры характеризуют разнообразные природные условия территории СССР и описанные явления могут соответствовать различным типам гидрогеологических условий.

ВЛИЯНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ В ПРИРОДЕ В СВЯЗИ СО СТРОИТЕЛЬСТВОМ ВОДОХРАНИЛИЩ

Народнохозяйственное значение водохранилищ огромно, но одновременно их создание вызывает значительные изменения в природе прилегающих территорий.

К таким явлениям в первую очередь следует отнести затопление огромных территорий. Затоплению часто подвергаются ценные сельскохозяйственные земли, леса, промышленные предприятия, населенные пункты, месторождения полезных ископаемых и другие объекты, важные в народнохозяйственном отношении. Наибольшие масштабы затопления наблюдаются при создании водохранилищ на равнинных реках.

Отрицательным является также и процесс заиления водохранилищ, которое наиболее интенсивно происходит на горных водохранилищах. Заиление водохранилищ на равнинных реках происходит медленнее, но и здесь благодаря абразии берегов в водохранилища поступают значительные массы перемытых береговых пород. Таким образом и происходит значительное перераспределение земляных масс.

Водохранилища оказывают также влияние на изменение местных метеорологических условий (увеличение влажности воздуха и скорости ветров, снижение контрастности хода температуры воздуха и т. д.). Эти изменения оказывают влияние на расстоянии нескольких сотен метров, а на открытых плоских берегах — до двух-пяти километров. Ширина зоны влияния для каждого берега зависит от розы ветров данного района. При создании водохранилища меняется гидрологический режим реки в нижнем бьефе плотины. Разнообразно воздействие водохранилищ на растительность и животный мир как самого водоема, так и окружающей территории.

Создание водохранилищ вызывает также существенные изменения гидрогеологических условий прилегающих территорий и обуславливает возникновение или активизацию физико-геологических (или инженерно-геологических, если учитывать их искусственное происхождение) процессов на берегах водохранилища. Рассмотрению именно этих изменений и процессов посвящена настоящая глава.

Воздействие водохранилищ на гидрогеологические условия побережий весьма различно как по масштабам, так и по направлению или характеру возникающих изменений.

По своему масштабу изменения гидрогеологических условий могут квалифицироваться как:

- 1) локальные, когда они происходят лишь на небольших участках;
- 2) регионально-линейные, если они прослеживаются на больших расстояниях, но лишь в узкой прибрежной полосе;
- 3) регионально-площадные, когда изменения затрагивают большие площади.

Иногда создание водохранилища может привести к возникновению новых водоносных горизонтов в толщах пород, прежде бывших сухими, но в большинстве случаев воздействие водохранилища сказывается на уже существующих водоносных горизонтах. При этом может измениться общее направление движения подземных вод или произойти только повышение их уровней, сопровождающееся теми или иными изменениями их режима. Первое обычно обуславливает фильтрацию из водохранилища, второе, выражающееся в подпоре подземных вод, в определенных условиях вызывает подтопление, а иногда заболачивание местности. С фильтрацией из водохранилища и подпором подземных вод часто связано изменение химического состава подземных вод, характер и сам механизм которых могут быть различны, а также и изменение температуры подземных вод.

К основным инженерно-геологическим явлениям, возникающим по берегам водохранилищ, относятся переработка береговых склонов, активизация оползней, просадки в лёссах и лёссовидных породах.

Эти явления вызываются как непосредственным воздействием водохранилища (волновая абразия, подмыв течениями), так и подпором подземных вод.

Фильтрация из водохранилища. Наполнение водохранилища сопровождается просачиванием воды в его берега, если строение последних этому не препятствует. Возникают фильтрационные потери из водохранилища, которые могут быть временными (до насыщения пород в берегах и установления подземного стока к водохранилищу) или постоянными. Для постоянной фильтрации из водохранилища необходимы определенные орографические, геологические и гидрогеологические условия, о чем будет сказано ниже.

Подпор подземных вод и подтопление территории. Повышение уровня рек при сооружении водохранилищ вызывает подпор подземных вод, гидравлически связанных с рекой. Формирование подпорного уровня грунтовых вод крупных водохранилищ до предельного уровня, по данным Гидропроекта и гидрогеологических станций, в песчаных, хорошо проницаемых породах, происходит в течение первых 7—10 лет эксплуатации водохранилища. В супесчаных и суглинистых отложениях формирование предельного подпорного уровня грунтовых вод происходит в течение более длительного периода.

После окончательного формирования зеркала грунтовых вод выделяется приводохранилищная зона, где режим грунтовых вод зависит от величины колебаний уровня водохранилища. Следствием подпора грунтовых вод является подтопление прибрежной территории. Весьма отрицательным явлением в этом случае может служить подтопление населенных пунктов, промышленных предприятий и сельскохозяйственных угодий.

К подтопляемым сельскохозяйственным землям относятся такие земли, корнеобитаемый слой которых испытывает избыточное увлажнение, ведущее к заболачиванию и засолению и, вследствие этого к резкому ухудшению агрономических и лесорастительных свойств почв. Зона подтопления определяется глубиной залегания грунтовых вод, составляющей 1,5 м. Последствия подтопления наиболее отрицательны при глубине залегания грунтовых вод в вегетационный период от 0,2 до 0,7 м, так как направление почвообразовательного процесса в этом случае меняется в сторону заболачивания, а в аридных зонах — засоления.

Изменение минерализации и химического состава подземных вод. Эти явления могут быть следствием как фильтрации из водохранилища, так и подпора подземных вод. Они могут выразиться в уменьшении или

увеличении общей минерализации подземных вод и изменении химического состава.

При фильтрации из водохранилища подземные воды обычно опресняются и их минерализация уменьшается. Однако иногда, наоборот, качество воды ухудшается. Это происходит в зоне недостаточного увлажнения, когда при подпоре глубина залегания грунтовых вод, содержащихся в слабопроницаемых и засоленных суглинках, уменьшается до такой величины, при которой происходит их испарение. Временное, а иногда и устойчивое повышение минерализации грунтовых вод может быть связано с их подъемом в прежде сухие породы и выщелачиванием из последних растворимых солей. В определенных условиях (Куйбышевское водохранилище и др.) подпор, вызывая перераспределение напоров в ряде взаимосвязанных водоносных горизонтов, приводит к смещению границ вертикальных гидрогеохимических зон.

Переработка береговых склонов и активизация оползневых процессов. Берега водохранилищ являются наиболее неустойчивыми типами рельефа. Разрушение и развитие береговых отmelей начинается с момента наполнения водохранилищ. Основной силой, разрушающей берега, являются ветровые волны водохранилища и оползневые процессы. Высота волн при штормовом ветре на крупных водохранилищах достигает 2—3 м.

Скорость и величина разрушения берега зависит от его геологического строения, состава пород, высоты и крутизны склонов, уровня и ветрового режима водохранилища.

В различных условиях переработкой затрагивается различная протяженность береговой линии.

Разрушение берегов в первые годы достигает иногда 20—30 м. За время существования ряда крупных водохранилищ Волжского и Днепровского каскадов (10—15 лет) урез воды местами продвинулся на 100—200 м в глубь суши.

Переработка берегов водохранилищ, происходящая на большом протяжении, затрагивает широкие интересы народного хозяйства. Здесь располагаются и сюда перебазированы с затопленных и подтопленных территорий поселки, промышленные предприятия, грунтовые и железные дороги и пр.

При сооружении крупных водохранилищ в горных сейсмических районах может произойти усиление сейсмической активности и возникновение землетрясений. Примером этого служат водохранилища: Монтинар (Франция), Вайонт (Италия) и др.

Активизация просадочных явлений. Повышение уровня грунтовых вод и обводнение ранее сухих пород вызывает изменение их физико-механических свойств и несущей способности, что приводит к развитию просадочных явлений. Особенно значительные просадки наблюдаются в лёссовых и лёссовидных отложениях. В результате просадок на береговых склонах появляются трещины, ориентированные параллельно береговой линии.

Находящиеся в зоне просадочных трещин сооружения испытывают значительные деформации. Характерными признаками деформаций являются вертикальные и наклонные трещины, шириной от десятых долей до нескольких сантиметров в стенах, а также выпирание стен, перекосы и прогибание потолочных перекрытий, пучение и крупные обвалы штукатурки в каменных зданиях. Известны случаи, когда здания, попавшие в зону просадочной трещины, разрушались.

Просадки вблизи водохранилищ являются не одноактовыми, а периодически повторяющимися процессами, затухающими во времени.

При образовании первой просадочной трещины отколовшийся блок опускался более или менее монолитно. В последующем наблюдается неравномерное опускание отдельных частей массива. Неоднократно отмечалось опускание части дворов, улиц. Границы таких опусканий мягко очерчены и визуально почти неуловимы. Дополнительные просадки вблизи существующих трещин часто приносят больший вред, чем первоначальная трещина. Прогнозировать же появление дополнительных просадок в настоящее время не представляется возможным, так как специфика развития и механизм просадочных явлений в условиях подпора грунтовых вод до настоящего времени выяснены недостаточно.

ИСКУССТВЕННЫЕ И ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВЛИЯНИЕ ВОДОХРАНИЛИЩ НА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Скорость и масштабы изменений, происходящих под влиянием водохранилищ, зависят как от искусственных факторов (размеры и режим водохранилища, различные инженерные мероприятия и т. п.), так и от природных условий данной территории (климат, рельеф, геологическое строение, гидрогеологические условия, физико-геологические процессы и явления).

Искусственные факторы. Основным из искусственных факторов, вызывающим подпор подземных вод и другие гидрогеологические и инженерно-геологические процессы, является повышение горизонта реки вследствие возведения плотины. Высота подъема воды в реке при прочих равных условиях и определяет прежде всего высоту подпора подземных вод. Режим уровня водохранилища (гидрограф) в период наполнения и при дальнейшей его эксплуатации влияет на скорость повышения уровня подземных вод и определяет наиболее существенные его колебания в условиях подпора. Последний отражает этапы наполнения водохранилища, иногда продолжающегося 2—3 года с момента перекрытия русла и до достижения нормального подпорного горизонта (НПГ), а для последующего времени — периодические колебания уровня водохранилища за счет его сработок (навигационной и зимней).

По размерам все равнинные водохранилища СССР С. С. Вендров (1958) предлагает разделить на следующие группы:

Первая группа — очень большие. К ним относятся водохранилища с площадью зеркала более 1 тыс. км².

Вторая группа — водохранилища гидравлических электростанций, на больших и средних реках.

Третья группа — водохранилища на малых реках и на временных водотоках.

Наибольшее влияние (регионально-линейное, а иногда и регионально-площадное) на гидрогеологические условия оказывают водохранилища первой группы, которые сейчас уже созданы в виде каскада водохранилищ на таких реках, как Волга, Кама, Днепр. Большие водохранилища созданы также и продолжают создаваться на Дону, Куре, Иртыше, Оби, Ангаре, Сырдарье и других крупных реках Союза.

Для борьбы с неблагоприятными явлениями, возникающими при сооружении водохранилищ, применяется ряд защитных мероприятий: гидротехнические, агролесомелиоративные, агротехнические, организационно-хозяйственные и пр.

Выбор защитных мероприятий, их техническая и экономическая целесообразность зависят от народнохозяйственного значения водохранилища и защищаемых объектов, а также от природных условий, прилегающих территорий.

В тех случаях, когда подпор грунтовых вод приводит к подтоплению важных объектов или вызывает иные отрицательные последствия, обычно прибегают к тем или иным искусственным мероприятиям, регулирующим высоту подпора грунтовых вод или вовсе его предотвращающим. Эти мероприятия могут быть весьма разнообразны, но они направлены главным образом на сооружение разного рода дренажей.

Природные условия. Влияние природных условий территории на развитие подпора подземных вод и других явлений, связанных с созданием водохранилищ, чрезвычайно разнообразно.

В первую очередь необходимо учитывать климатические условия, в которых располагаются водохранилища.

В зоне избыточного увлажнения при наполнении водохранилища создаются уклоны грунтовых вод от водохранилища в сторону водораздела. В начальный период образуется депрессия, ось которой проходит параллельно водохранилищу и служит границей двух противоположно направленных потоков: от водохранилища и от области питания к водохранилищу. Зеркало грунтовых вод в этот период имеет вид вогнутой кривой. В последующие годы происходит смещение оси депрессии в сторону водораздела и выполаживание депрессионной кривой до предельного уровня, когда восстанавливается движение грунтовых вод от водораздела к водохранилищу.

В зоне недостаточного увлажнения в районе водохранилищ часто наблюдается иной характер изменения режима грунтовых вод. Здесь формирование подпорного уровня грунтовых вод нередко протекает в условиях постоянной фильтрации воды из водохранилища. Примером этому может служить Каховское водохранилище, расположенное в пределах степной зоны.

Климат определенным образом влияет на характер последствий подпора грунтовых вод, а отчасти и на скорость его формирования. Так, в умеренном климате при достаточном или избыточном увлажнении, приближение уровня грунтовых вод к поверхности земли может привести к заболачиванию местности, а в условиях засушливого климата — ко вторичному засолению грунтовых вод и почвы. Направление и скорость преобладающих ветров определяют ход волновой переработки берегов водохранилища, а следовательно, косвенно влияет и на формирование подпора грунтовых вод.

Существенное значение имеет общий тип рельефа поверхности. При сооружении водохранилищ в горных районах первостепенное значение приобретают вопросы фильтрации из водохранилища в соседние долины, образования оползней и обвалов, а также заиления водохранилища.

Для водохранилищ в долинах равнинных рек, с постоянным водоток, наоборот, на первый план выступают исследования, связанные с прогнозом подпора грунтовых вод, фильтрационные же потери, как правило, не имеют большого практического значения.

В отношении гидрографии прежде всего имеет значение наличие или отсутствие постоянного водотока в долине, в которой возводится плотина. При отсутствии водотока (обычно при сооружении малонапорных плотин в сухих балках) фильтрационные потери из водохранили-

Типизация природных условий долин рек, определяющих влияние, направление и практическое значение гидрогеологических процессов (подпор подземных вод и подтопление, потери на фильтрацию), вызываемых созданием водохранилищ

Общий характер явления (распределение по долинам)	Тип долины и водотока	Фильтрационные свойства пород, залегающих в дне и бортах долины, между отсытками между рекой и находящегося проектного горизонта водохранилища	Основные черты морфологии и геологического строения склонов долины и тип гидрогеологических условий	Направление связи грунтовых и поверхностных вод в период межени	Степень эрозивного расчленения	Влияние каната
Долинам горных рек — обычно наибольшее значение имеют вопросы фильтрации из водохранилищ, оползней, обвалов и завалов водохранилищ. Подпор и подтопление играют подчиненную роль	Долины с постоянным водотоком — явления подпора и подтопления, если они возможны, обычно играют большую роль, чем фильтрация из водохранилища	Водопроницаемые породы — подпор подземных вод и фильтрация невозможны	Пологие, относительно низкие, обычно террасированные склоны, сложенные рыхлыми четвертичными аллювиями отложениями, содержащими единый горизонт грунтовых вод («левобережный» тип гидрогеологических условий); обычно широкое развитие получают	Река питает грунтовые воды, фильтрационные потери обычно более опасны, чем подпор грунтовых вод и подтопление	Эрозионная сеть слабо развита, подпор грунтовых вод может вызвать подтопление	Недостаточное увлажнение — подъем уровня грунтовых вод может привести к вторичному засолению

Должна развиваться рек — подпор и подтопление имеют существенные значения, фильтрационные потери имеют в некоторых случаях	Водопроницаемые породы (в том числе чередующиеся с водонепроницаемыми) — подпор подземных вод и фильтрация из водопроницаемых	Высокие и крутые («корытые») склоны, сложенные дончечными отложениями, обычно засоряющиеся рва водоносных горн-зольтов («правобережный» тип гидрогеологических условий), в таких случаях, когда наблюдается подпор подземных вод, подтопления не возникает, при соответствующих условиях при подпоре возможно возникновение опасных	Река питается грунтовыми водами, величина подпора и подтопления обычно больше опасной, чем фильтрационные потери	Эрозия имеет хорошо развитое распространение подпора обычно ограничено	Умеренное или избыточное увлажнение — подвенная грунтовыми водами может привести к заболачиванию
Должны и балки без постоянного водотока («сухие»), фильтрационные потери обычно больше опасной, чем подпор и подтопление	Должны и балки без постоянного водотока («сухие»), фильтрационные потери обычно больше опасной, чем подпор и подтопление	Высокие и крутые («корытые») склоны, сложенные дончечными отложениями, обычно засоряющиеся рва водоносных горн-зольтов («правобережный» тип гидрогеологических условий), в таких случаях, когда наблюдается подпор подземных вод, подтопления не возникает, при соответствующих условиях при подпоре возможно возникновение опасных	Река питается грунтовыми водами, величина подпора и подтопления обычно больше опасной, чем фильтрационные потери	Эрозия имеет хорошо развитое распространение подпора обычно ограничено	Умеренное или избыточное увлажнение — подвенная грунтовыми водами может привести к заболачиванию

ща могут быть весьма существенны и в условиях равнинного рельефа, подтопление обычно имеет меньшее значение. Существенную роль играет густота гидрографической сети и общая степень эрозионного расчленения рельефа. Если эрозионная сеть сильно разветвлена, то подпор грунтовых вод будет значительно меньшим по высоте и будет иметь меньшее распространение в глубь берега, чем в условиях малорасчлененного рельефа.

Геологическое строение берегов водохранилища в ряде случаев определяет самую возможность подпора подземных вод, а также возможность и формы разрушения берегов. При залегании в бортах и дне долины водонепроницаемых пород, подпор подземных вод, естественно, невозможен.

Если же породы водопроницаемы, то в зависимости от конкретных гидрогеологических условий и характера рельефа могут иметь место фильтрационные потери из водохранилища, а также подпор грунтовых вод и подтопление; причем практическое значение этих явлений в разных случаях будет различным.

Существенное влияние на развитие подпора подземных вод оказывают условия залегания пород (горизонтальное или наклонное), их строение (слоистые толщи, однородные), литологический состав, мощность и т. д.

Большое значение приобретают геоморфологические факторы. Так, в пределах высоких и крутых коренных склонов долин подпор подземных вод, если и имеет место, то обычно не вызывает подтопления и других неблагоприятных явлений, в то время как на пологих террасированных склонах, сложенных рыхлыми четвертичными отложениями, подтопление и заболачивание в результате подпора грунтовых вод часто получают самое широкое распространение.

Физико-геологические явления, развивающиеся в зоне распространения подпора грунтовых вод, также оказывают на него то или иное влияние. Важную роль играют в этом отношении болота грунтового питания, наличие которых указывает на отсутствие возможности повышения уровня грунтовых вод на определенных участках.

Решающую роль играют общие гидрогеологические условия района водохранилища: форма залегания, направление движения, минерализация и химический состав подземных вод, взаимосвязи водоносных горизонтов с речной сетью и друг с другом, режим подземных вод.

Со своей стороны подпор подземных вод, как указывалось выше, вызывает изменения гидрогеологических условий района водохранилища: глубины залегания грунтовых вод или напоров артезианских горизонтов; режима и пр. Вместе с тем в ряде случаев происходят изменения и в физико-геологических процессах (возникновение или расширение болот, активизация оползней) меняется гидрография (возникают новые водотоки с постоянным грунтовым питанием) и т. д.

Вышеизложенное частично отражено в табл. 7, где природные условия речных долин оцениваются с точки зрения их влияния на направление и практическое значение гидрогеологических явлений, вызванных подпором подземных вод.

Ниже в качестве примера приводится описание влияния на гидрогеологические и инженерно-геологические условия трех крупных водохранилищ: Куйбышевского, Каховского и Новосибирского. Эти водохранилища были выбраны в связи с тем, что они сооружены на больших реках, расположены в различных климатических зонах и по их берегам имеются достаточно хорошие материалы наблюдений за режимом подземных вод и переработкой берегов.

Куйбышевское водохранилище

Общая характеристика водохранилища. Куйбышевское водохранилище, созданное в результате перекрытия в октябре 1955 г. р. Волги плотиной Волжской ГЭС им. В. И. Ленина у г. Жигулевска, является наиболее мощной ступенью Волжско-Камского гидротехнического каскада и одним из крупнейших водохранилищ страны. Оно расположено в пределах Куйбышевской и Ульяновской областей и Татарской АССР и протягивается по Волге на 600 км до пос. Усланды у г. Зеленодольска, по р. Каме до устья р. Вятки, по р. Б. Черемшан выше г. Мелекесса, а также и по многочисленным мелким притокам.

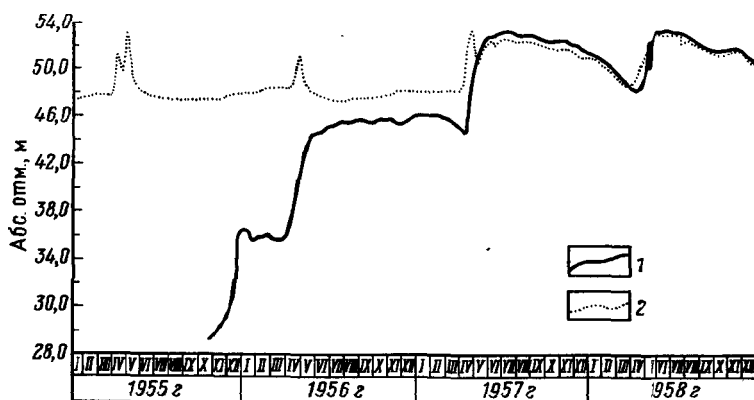


Рис. 29. Гидрограф р. Волги, р. Б. Черемшана и Куйбышевского водохранилища за 1955–1958 гг.

1 — уровень водохранилища у пос. Комсомольского; 2 — уровень Б. Черемшана и водохранилища у г. Мелекесса

Заполнение водохранилища до проектной отметки 53 м (нормальный подпорожный горизонт — НПГ) проходило в три этапа (рис. 29) и длилось с октября 1955 г. по май — июнь 1957 г. В результате этого уровень Волги у плотины по сравнению с естественным (25–26 м абс. высоты) был поднят на 27–28 м, у г. Ульяновска на 18 м, у пос. Тетюши — на 14 м, у г. Казани — на 7 м. Уровень р. Камы поднялся у г. Чистополя на 7–8 м, а р. Б. Черемшан у г. Мелекесса — на 4–5 м.

Площадь водной поверхности водохранилища равна 6450 км², полный объем воды в водохранилище достигает 58 км³. Береговая линия имеет сложную конфигурацию, длина ее достигает 2500 км. На всем протяжении водохранилища выделяется ряд плесовидных расширений и резких сужений (рис. 30). Наибольшая ширина водохранилища зафиксирована у слияния рек Волги и Камы, где она достигает 40 км. Средняя глубина водохранилища 9,4 м, максимальная 45 м.

Режим уровня водохранилища после его заполнения (1957–1958 гг.) характеризуется следующими особенностями. В течение летних месяцев (июнь — август), а иногда и до сентября — октября уровни водохранилища удерживаются на высоких отметках (51–53 м). В октябре или ноябре начинается спад воды, интенсивно продолжающийся в зимний период (январь — март). Спад (сработка) уровня достигает в отдельные годы 6–7 м, по сравнению с НПГ. Заканчивается в начале, реже в середине, апреля, после чего начинается паводковый подъем, который длится до конца мая — начала июня, когда уровень вновь достигает отметки НПГ.

Среднегеодовые уровни на всем протяжении водохранилища колеблются незначительно. За время с 1958 по 1968 г. они составляли (в абс. отм.) от 49,9 до 51,7 м у пос. Комсомольского; от 49,9 до 51,8 м у пос. Тетюшей и от 50,4 до 51,8 м у г. Мелекесса.

Наиболее низкие уровни повсеместно отмечены в 1964 и 1967 гг. Высокие уровни водохранилища зафиксированы в 1961—1962 гг. Обычно в верховьях уровни на 0,1—0,5 м выше, чем в головной части водохранилища.

Естественные геологические и гидрогеологические условия района водохранилища. Особенностью долины Волги в рассматриваемом районе является ее резкая асимметрия: противоположные склоны долины существенно отличаются друг от друга по своему рельефу, геологическому строению и гидрогеологическим условиям.

Левый берег обычно пологий и террасированный, относительно низкий, сложен аллювиальными отложениями, в которых содержатся грунтовые воды. Правый — коренной склон долины преимущественно высокий и крутой, сложен дочетвертичными отложениями, заключающими в себе ряд межпластовых водоносных горизонтов. Грунтовые воды четвертичных отложений развиты здесь ограниченно. Вдоль долины Камы характер левого и правого склонов меняется, но почти в каждом поперечном сечении также наблюдается их асимметрия. Аллювиальные террасы в большинстве случаев развиты на обоих берегах.

Характер и направленность явлений, связанных с созданием водохранилища, существенно различны для левого и правого берегов Волги. В левобережных условиях, хотя местами и происходит разрушение берегов водохранилища, основное значение имеют подпор грунтовых вод и подтопление территории; в правобережных главную роль играет переработка берегов водохранилища и активизация оползневых процессов.

Природные условия района Куйбышевского водохранилища описаны в ряде работ. Остановимся лишь на основных их характерных чертах, наиболее существенных для анализа влияния на них водохранилища.

Левобережные условия. Днища долин, затопленные сейчас водами Куйбышевского водохранилища, образованы поймой, обычно широкой (до 20—25 км в месте слияния Камы и Волги), до ее затопления возвышающееся под меженным уровнем рек на 7—12 м. Слагающие пойму современные аллювиальные отложения мощностью до 20—25 м представлены мелко- и тонкозернистыми песками с подчиненными прослоями иловатых суглинков и глин в верхней части разреза и более крупных песков с гравием и галькой в нижней. Грунтовые воды залегают здесь на глубине от 0 до 6—10 м.

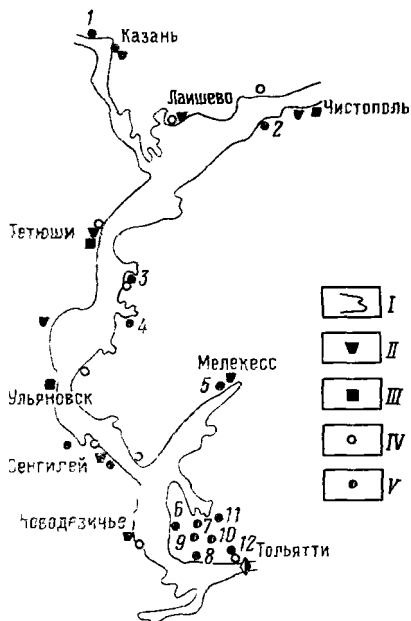


Рис. 30. Схема Куйбышевского водохранилища.

1. Контур чаши водохранилища по линии НТГ—53 м; 11. Водомерный пост. III. Река. IV. Репера для наблюдения за переработкой берегов. V. Гидрогеологические посты (цифры на схеме): 1 — Кр. Октябрьский; 2 — Алексеевский; 3 — Волостниковский; 4 — Старо-Майнский; 5 — Мелекесский; 6 — Ставропольский; 7 — Выселкский; 8 — Степано-Разинский; 9 — Ново-Бритовский; 10 — Даниловский; 11 — Санчелевский; 12 — Комсомольский

Левый склон долины Волги и аналогичные ему по строению участки склонов в долинах притоков образованы четырьмя надпойменными террасами. Абсолютные отметки их поверхностей и ширина соответственно составляют: первой — от 40 до 60 м и от 0,3—0,5 до 6—7 км, второй — 50—62 м и 2,5—5 км, третьей — в среднем около 100 м и от 10—15 до 30 км, четвертой — от 80 до 140 м. Лишь третья терраса, уступ которой обычно хорошо выражен, развита почти повсеместно, остальные прослеживаются отдельными участками. Поверхность террас в разной степени расчленена, обычно наклонена в сторону реки, но иногда (третья и вторая террасы) заметно понижается к тыловому шву, образуя вытянутую ложбину. Вблизи бровки третьей террасы, а местами и на второй развиты песчаные бугры и дюны.

Террасы сложены мощной (до 100 м) толщей аллювиальных, в меньшей степени эоловых, элювиально-делювиальных и болотных отложений, различные по возрасту комплексы которых вложены или прислонены друг к другу. К этим отложениям приурочены горизонты грунтовых вод, образующие единый фильтрационный поток, дренировавшийся Волгой и ее притоками (рис. 31).

При относительной пестроты и изменчивости состава водосодержащих пород строение их толщи имеет общие характерные черты: обычно в верхней части преобладают суглинки, а в нижней, большей по мощности, пески с подчиненными прослоями связанных пород. При общем преобладании среди песков тонкозернистых и мелкозернистых разностей 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 (увеличение русловых фаций за счет пойменных и старичных). Соответственно меняются и фильтрационные свойства пород, однако, в среднем для песков преобладают коэффициенты фильтрации порядка 1—5 м/сутки (наибольшие до 20—25 м/сутки), а для суглинков — 0,05—0,1 м/сутки.

Водоносные аллювиальные отложения в южной части района подстилаются водоупорными породами плиоцена или мезозоя, в северной — палеозойскими образованиями, водоупорными лишь местами.

Глубина залегания грунтовых вод изменялась в значительных пределах (первая и вторая террасы — от 0—1,5 до 16—17 м и четвертая — от 1—3 до 30—40 м), однако глубины увеличиваются от низких к более

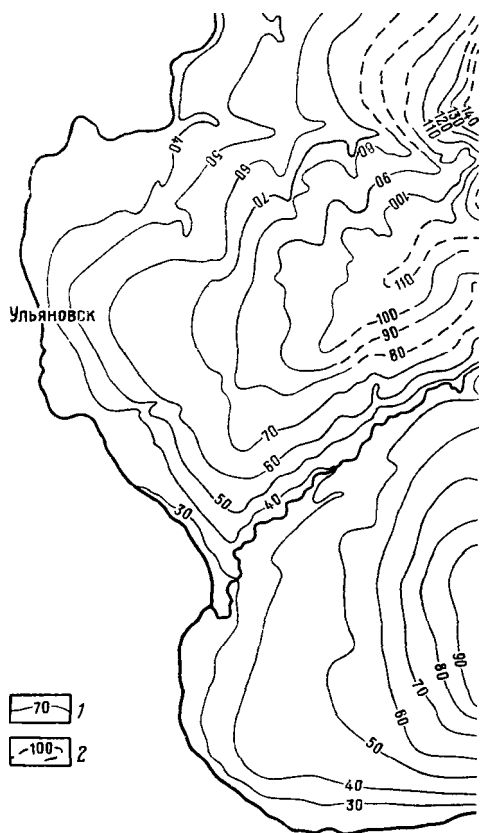


Рис. 31. Схема гидроизогипс левобережья р. Волги на период межи до создания Куйбышевского водохранилища (по М. А. Везировой).

1 — гидроизогипсы 2 — то же по предположению

высоким террасам (первая — 2—6 м, вторая — 5—10 м, третья и четвертая — 10—20 м) и по направлению от их тыловых швов к бровкам.

Зона аэрации в рассматриваемом районе была представлена преимущественно суглинками, реже песками. Естественная влажность и недостаток насыщения первых менялись в значительных пределах в зависимости от их состава и слоения и от положения относительно уровня грунтовых вод и поверхности земли. В среднем недостаток насыщения суглинков в зоне до 2 м от зеркала грунтовых вод составляет 0,07—0,08, на высоте от 2 до 5—6 м — 0,11—0,15, а выше 0,16—0,18. Недостаток насыщения песков более постоянен и в среднем равен 0,2—0,3.

В естественных условиях на рассматриваемой территории повсеместно преобладали пресные грунтовые воды гидрокарбонатного состава, однако их общая минерализация несколько возрастала к югу. На отдельных участках, преимущественно в тыловых частях террас, минерализация вод увеличивалась до 3—5 г/л и возрастало содержание в них сульфатов и хлоридов.

Наблюдения за естественным режимом грунтовых вод надпойменных террас показывают, что наибольшие колебания уровня происходили вблизи речных русел и заливаемой весенними паводками поймы. В долине Волги колебания достигали 10—11 м, в долинах Камы, Б. Черемшана и других рек они обычно не превышали 3—5 м. Максимум уровня наблюдался в середине мая — начале июня, вслед за пиком весеннего половодья. Зона влияния последнего имела ширину до 5—6 км. Далее господствовал водораздельный (по Г. Н. Каменскому) режим грунтовых вод. Амплитуда колебаний уровня здесь не превышала 0,5—1 м, ход их отражал влияние атмосферных агентов.

Правобережные условия. Правый склон Волжской долины поднимается уступами до абс. отметок 280—320 м. Две нижние ступени имеют отметки поверхностей 150—160 м и 200—240 м. Местами (Сенгилей, Шиловка) они отделены друг от друга уступом, иногда же между ними наблюдается плавный переход. Более высокая ступень выходит к Волге у сел Шиловка и Новодевичье, нижняя — на участках от с. Кременки до с. Криюши, от с. Мордово до с. Русская Бектяшка, от с. Подвалье до с. Новодевичье.

В хвостовых частях водохранилища правый склон долины Волги и аналогичные ему склоны долины Камы образованы карбонатными и песчано-глинистыми казанскими отложениями, заключающими в себе ряд водоносных горизонтов. Ниже по течению Волги распространены пестроцветные татарские отложения, подземные воды в которых чаще имеют спорадическое распространение, но иногда образуют выдержанные горизонты. Южнее с. Ундоры на значительном протяжении в правобережье Волги распространены отложения верхней юры и нижнего мела, которые представлены преимущественно глинистыми и песчано-глинистыми породами и поэтому бедны подземными водами. Лишь на небольшом участке к урезу водохранилища спускаются мергельно-меловые отложения верхнего мела, образующие два водоносных горизонта — турон-сантонский и маастрихтский. Водоносные горизонты всех перечисленных отложений разгружаются в долинах рек. В зоне дренирования они безнапорны, а с продвижением в глубь берега приобретают напор.

В головной части водохранилища, в районе Самарской Луки коренной берег долины образован карбонатными, сильно трещиноватыми породами верхнего карбона и перми, в верхней же части дренированными, а в нижней — заключающими единый водоносный горизонт со свободной поверхностью, который дренировался Волгой и ее притоком р. Усой.

Четвертичные отложения на правобережье Волги развиты ограниченно и представлены аллювием преимущественно в долинах притоков

Волги, делювием на относительно пологих склонах, эоловыми отложениями на участках сохранившихся волжских террас и оползневыми накоплениями.

Оползневые явления весьма характерны для правого склона долины Волги. В течение четвертичного периода оползневые процессы не раз получали здесь интенсивное развитие. В среднем плейстоцене отмечено образование оползней южнее г. Ульяновска. В районе сел Городище, Долиновка, Тарханская Пристань, Панская, Криуши, Мордово имеются оползни верхнечетвертичного возраста. Древние оползни являются коренными породами, а современные представляют собой перемятую, перемешанную массу коренных и четвертичных образований. Наиболее широкое распространение получили оползни на участках берега, сложенных в той или иной степени обводненными юрскими и меловыми песчано-глинистыми породами.

Изменение гидрогеологических и инженерно-геологических условий под влиянием водохранилищ. Естественные (бытовые) гидрогеологические и инженерно-геологические условия района водохранилища, кратко описанные выше, после наполнения последнего подверглись тем или иным изменениям, различным по их характеру, общей направленности и масштабу. Некоторые из них носили временный характер, другие, достигнув определенной стабилизации, оставались постоянными. Для многих участков берега водохранилища заранее были составлены прогнозы гидрогеологических и инженерно-геологических явлений. На некоторых участках эти прогнозы позднее были уточнены.

В соответствии с этим ниже характеризуются явления временной и постоянной фильтрации из водохранилища, явления подпора подземных вод и подтопления территории на незащищаемых и защищаемых участках берега с анализом данных гидрогеологических прогнозов, кратко характеризуются подтапливаемые земли, освещаются изменения в химическом составе подземных вод, приводятся некоторые сведения об изменениях гидрогеологических условий в нижнем бьефе плотины и, наконец, рассматриваются процессы реформирования (переработки) берегов водохранилища также в сравнении с их прогнозом.

Изменение подземного стока в долинах Волги и ее притоков. В естественных условиях в периоды летней и зимней межени подземный сток в рассматриваемом районе повсеместно был направлен к руслам рек. С наполнением водохранилища в начальный период его существования в узкой прибрежной зоне направление подземного стока изменялось на обратное. Происходила фильтрация воды в дно и борта чаши водохранилища. Еще в период проектирования был поставлен вопрос об оценке временных фильтрационных потерь из водохранилища. Соответствующие расчеты, в основе которых и имелись допущения, направленные на заведомое преувеличение оцениваемых потерь, были выполнены и дали следующие результаты.

Объем потерь воды на насыщение пород в дне водохранилища оценивался в 4—4,5 км³, из которых на долю поймы приходилось около 3 км³, а на долю затопляемых надпойменных террас 1—1,5 км³. Этот объем примерно соответствовал среднему максимальному суточному расходу Волги во время весеннего паводка. Расчеты показали, кроме того, что насыщение песчаных пород в дне водохранилища должно было произойти менее чем за сутки, а в суглинистых за 10—20 суток.

Временные фильтрационные потери в берега водохранилища в целом были оценены за первый год его существования в 3,5—4 км³, а за всё время, в течение которого может происходить фильтрация из водохранилища (т. е. до стабилизации режима подземных вод в его берегах), — около 15 км³. Рассчитанное время полного насыщения пород для

различных по геологическому строению участков берега водохранилища колебалось от нескольких месяцев до десятков лет. При этом средние суточные потери в первый год должны были составить всего $0,01 \text{ км}^3/\text{сутки}$, или около $1,6\%$, от среднего многолетнего расхода Волги в районе плотины $0,63 \text{ км}^3/\text{сутки}$. В последующие годы потери должны были прогрессивно уменьшаться.

Выполненные расчеты подтвердили и ранее высказывавшееся гидрогеологами мнение, что для крупных водохранилищ на больших равнинных реках, несущих значительные массы воды, временные фильтрационные потери не могут иметь существенного значения и нет необходимости проводить специальные гидрогеологические исследования для их оценки. Постоянный подземный сток из водохранилища ожидался и происходит в действительности лишь на участках плечевых примыканий плотин (обходная фильтрация) и через водораздел Волги (нижний бьеф плотины) и ее правого притока Усы (залив водохранилища). Однако общий расход фильтрации (по прогнозу и фактическим наблюдениям) невелик.

Рассмотрим кратко этот вопрос на примере Волго-Усинского водораздела (Каюков, 1964). Водораздел представляет собой узкую гряду, сложенную известняково-доломитовой толщей перми и карбона. Приуроченный к ней основной водоносный горизонт в естественных условиях залегал в осевой части водораздела на глубине от 60 до 150 м, превышение его уровня над урезом Волги составляло в межень 12—13 м, а над урезом Усы — около 16 м. При наполнении водохранилища в долине Усы образовался его глубокий залив, а волжский склон водораздела оказался в нижнем бьефе плотины. В связи с хорошей водопроницаемостью пород и большим перепадом гидростатических напоров (около 33 м) установившийся режим подземных вод в пределах водораздела сформировался довольно быстро. В настоящее время колебания их уровня обуславливаются как изменениями уровней воды в водохранилище и в русле Волги ниже плотины, так и в меньшей степени, метеорологическими факторами. В межень депрессионная поверхность имеет односторонний уклон, в результате чего большую часть года существует фильтрационный поток, направленный из залива водохранилища в нижний бьеф плотины.

Общая величина фильтрации через водораздел, по прогнозным расчетам С. П. Прохорова, составляет $42 \text{ м}^3/\text{сек}$, или всего $2,5\%$, от минимального расхода Волги ($1700 \text{ м}^3/\text{сек}$). Скорость фильтрации, рассчитанная при гидравлическом уклоне 0,011 и среднем коэффициенте фильтрации пород $54 \text{ м}/\text{сутки}$, оказалась также весьма малой. Основанный на этих расчетах вывод о незначительности фильтрационных потерь через Волго-Усинский водораздел и неопасных скоростях фильтрации подтверждается последующими наблюдениями, которые показывают, что после заполнения водохранилища, заметных изменений в режиме родников на волжском склоне водораздела не произошло.

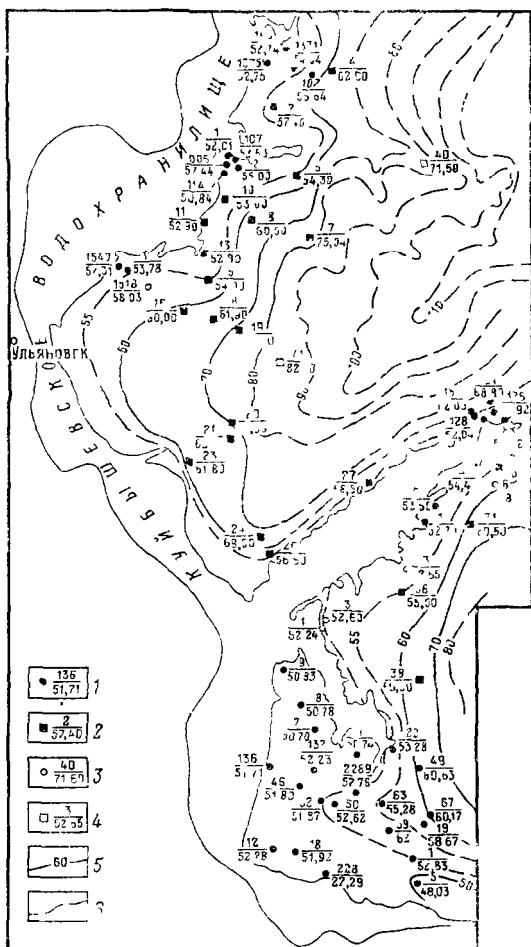
Подпор подземных вод в незащищенной части берегов водохранилища. После создания Куйбышевского водохранилища в его пределах пойма, большая часть первой и частично вторая надпойменные террасы были затоплены. Грунтовые воды первой, второй и третьей надпойменных террас, залегающие выше отметки нормального подпорного горизонта (53 м), подверглись влиянию подпора и в гидрогеологических условиях здесь произошли значительные изменения.

Стационарные гидрогеологические наблюдения в районе Куйбышевского водохранилища были начаты задолго до его наполнения (Каюков, 1964). Наблюдательные посты располагались от створа плотины

ввета по Волге до г. Зеленодольска, по Каме до г. Чистополя и до г. Мелекесса на р. Б. Черемшан. С заполнением водохранилища во всех наблюдательных створах отмечается ясно выраженный подъем уровня грунтовых вод. Величина подпора на разных участках различна и, как правило, уменьшается с удалением от плотины. В 1955 г. при частичном наполнении водохранилища до отметок 40—45 м депрессионная поверхность грунтовых вод повсеместно имела крутое падение в сторону берега на расстояние до 4 км, а далее повышалась в сторону водоразделов. При заполнении водохранилища до отметки НПГ (1957 г.) наблюдался дальнейший подъем уровня грунтовых вод в береговой зоне и постепенное распространение подпора в глубь берега. Общий характер зеркала грунтовых вод в левобережье водохранилища летом 1958 г., т. е. через год после его заполнения до отметки 53 м, отражен схемой гидроизогипс. Гидроизогипсы на летний период 1969 г., т. е. в условиях практической стабилизации подпора подземных вод, показаны на рис. 32.

После стабилизации подпора грунтовых вод их режим в некотором удалении от водохранилища сохранил водораздельный характер, однако в прибрежной полосе шириной до 3—4 км он существенно изменился и должен быть отнесен к «приводохранилищному» виду (Коноплянцев и Ковалевский, 1963). Здесь колебания уровня грунтовых вод отражают изменение горизонта водохранилища, его сработки и подъемы.

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. Однако 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 (или их строение тем или иным способом приводилось к однородному), а водоупорное ложе этих толщ принималось горизонтальным. В большинстве случаев допускалось, что поток грунтовых вод является



одномерным («плоским»). Считалось, что наполнение водохранилища до проектной отметки (НПГ) произойдет мгновенно и уровень его в дальнейшем будет оставаться постоянным (проектный гидрограф водохранилища во внимание не принимался). Изменения в инфильтрационном питании грунтовых вод не учитывались.

Эти упрощения, а иногда и ошибки в выборе расчетных значений гидрогеологических параметров обуславливали низкую оправдываемость прогнозов подпора подземных вод, составленных в 1952—1953 гг., на что указывают данные наблюдений Средне-Волжской гидрогеологической станции (Каюков, 1963, и др., Вевиоровская, 1960).

Рассмотрим более подробно прогнозы и фактическое формирование подпора подземных вод на трех характерных участках, расположенных в различных частях левобережья Куйбышевского водохранилища.

В головной части водохранилища наиболее полную картину формирования подпора грунтовых вод третьей надпойменной террасы можно проследить на Волго-Сусканском водоразделе (или «Ставропольском массиве»), где режим грунтовых вод изучается по значительному числу наблюдательных скважин Выселкского, Ставропольского, Степано-Разинского, Ново-Бритовского, Даниловского, Санчелевского и Комсомольского гидрогеологических постов.

Третья надпойменная терраса на этом участке была обращена к Волге четким уступом, высота которого над урезом Волги составляла 30—35 м, а над поверхностью первой надпойменной террасы, приклоненной здесь к третьей террасе, достигала 20—28 м. На западе вблизи бровки уступа поверхность третьей террасы имеет абс. отметки 75—80 м и опускается до отметок 52—54 м на востоке, где ее прорезает неглубокая долина речки Сускан.

В верхней части (мощностью от 5—8 до 25 м) разрез террасы представлен суглинками с прослоями супесей и песков, а в нижней (20—40 м) преимущественно песками от мелкозернистых до крупнозернистых с гравием и галькой в подошве толщи. Аллювиальные отложения подстилаются плотными плиоценовыми глинами, которые вскрываются на абс. отметках +9—12 м.

Грунтовые воды в аллювиальных отложениях до подпора залегали на глубине от 3—7 до 25—32 м, а на абс. отметках от 48—50 м на севере до 35—42 м на юге. Поток грунтовых вод был направлен к Волге и Б. Черемшан; дренажное влияние р. Сускан сказывалось в небольшой степени.

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

В период проектирования для выяснения 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. 33 и 34). Расчеты производились по уравнениям одномерного фильтрационного потока в конечных разностях, а для стационарного подпора по формуле Г. Н. Каменского. При расчетах отметка подпора была принята равной +90 м, мощность водоносного горизонта — 50 м, коэффициент фильтрации песков 7 м/сутки, недостаток насыщения — 0,1, наполнение водохранилища до отметки НПГ мгновенное, уровень его постоянный.

По данным прогноза, на участке с. Светлое Озеро уже через 5 лет после наполнения водохранилища должно было произойти подтопление, а уровень грунтовых вод — достигнуть своей предельной высоты. На уча-

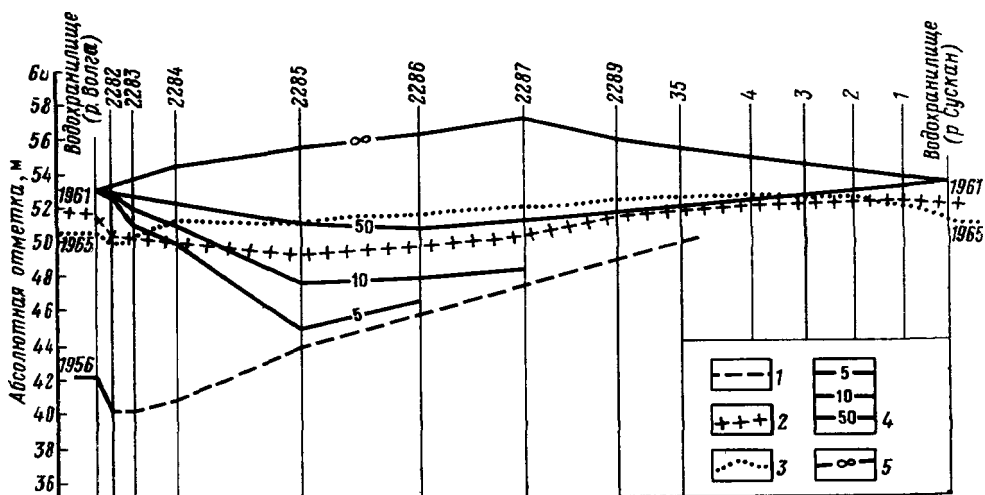


Рис. 33. Сопоставление прогнозных уровней грунтовых вод с фактическими на Волго-Сусанском водоразделе (разрез по линии А—А, см. рис. 35).

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

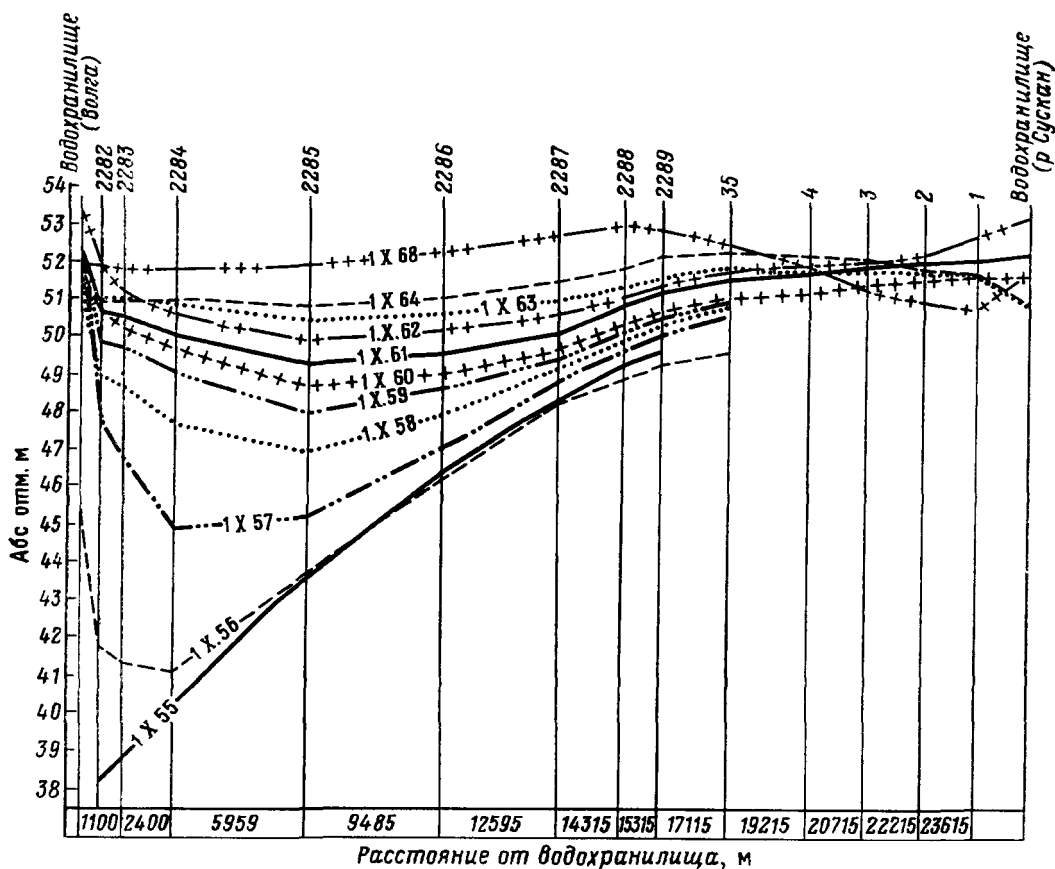


Рис. 34. Формирование подпора грунтовых вод на Волго-Сусанском водоразделе (разрез по линии А—А, см. рис. 35).

стке с Татарские Выселки распространение подпора прогнозировалось более 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 существенно разошлись с фактическими данными.

Фактически подпор грунтовых вод на Ставропольском массиве развивался следующим образом (табл. 8). В 1955 г., когда была затоплена пойма Волги, повысился уровень воды только на первой надпоймен-

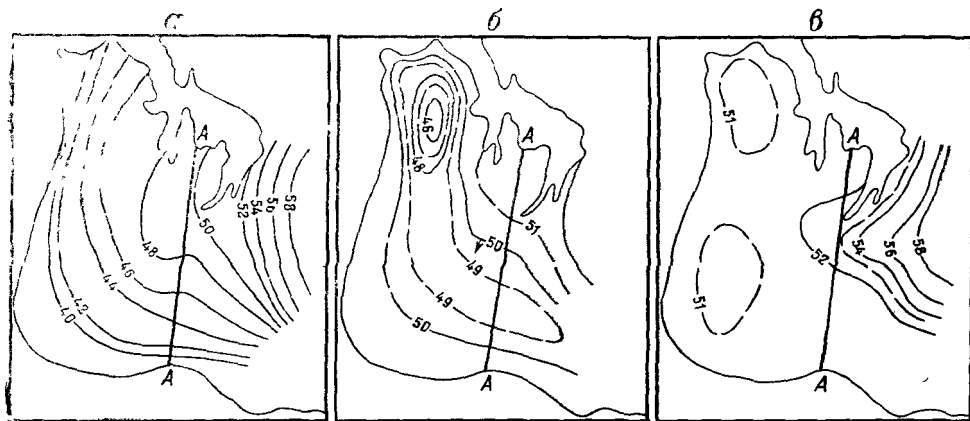


Рис. 35. Схема гидроизогипс на Ставропольском массиве:

а — на 1954 г., б — на 1960 г., в — на 1967 г., А—А — направление схематического разреза (см. рис. 33 и 34)

ной террасе, на третьей террасе сохранился их естественный режим. Весной и летом 1956 г. водохранилище подошло вплотную к уступу третьей надпойменной террасы, и высота подпора грунтовых вод последней составила в прибрежной части 6—8 м. Создались обратные уклоны от водохранилища 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 от водохранилища (скв. 2285) подпор грунтовых вод в этот период практически не сказался. Формирование подпора ускорилось с весны 1957 г., когда была достигнута проектная отметка НПГ водохранилища, а высота подпора грунтовых вод на его урезе составила 9,6—10,8 м. К октябрю 1957 г. подпор распространился на расстояние 12—15 км. В последующие годы наблюдался дальнейший подъем грунтовых вод, смещение в сторону водораздела оси депрессии на их поверхности и общее выполаживание депрессионной кривой, что отражено на схемах гидроизогипс (рис. 35). Выпуклую форму зеркало грунтовых вод приобрело после 1963 г. В краевых частях массива установился режим грунтовых вод, тесно связанный с сезонными колебаниями 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. Здесь сезонный режим уровня грунтовых вод характеризуется следующими элементами: весенний подъем, летне-осеннее высокое положение и осенне-зимний спад.

На южной окраине массива (скв. 2282, 2283, 2284) весенний подъем уровня грунтовых вод начинается в начале — середине апреля (с отста-

Таблица 8

Формирование подпора грунтовых вод на Ставропольском массиве

Номер скважины		Уровень воды в абс. отметках на 1 октября												
		1950 г.	1951 г.	1952 г.	1953 г.	1954 г.	1955 г.	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.		
Водохранение (р. Волга)														
2282	57,44	45,57	52,40	52,40	52,43	51,86	52,44	54,28	50,82	50,05	52,68	51,52	50,65	51,82
2283	38,29	41,52	47,89	48,46	49,78	—	50,38	51,82	51,00	50,24	51,73	51,62	51,11	51,71
2285	48,85	41,74	46,65	48,06	49,73	50,14	50,52	51,13	51,02	51,31	51,33	51,47	51,00	51,55
2284	49,37	41,08	44,85	47,36	49,68	49,61	50,03	50,30	50,91	51,00	51,41	51,62	51,54	51,89
2285	43,66	43,74	45,14	46,09	48,05	48,73	49,31	49,91	50,46	50,83	51,24	51,62	51,71	51,95
2286	46,18	44,33	47,00	47,37	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	49,25	49,45	49,74	50,15	50,65	51,02	51,49	52,01	52,44	52,35	52,81
2288	49,27	—	—	—	—	—	—	—	51,11	51,86	52,21	52,47	52,42	53,03
2289	41,66	40,37	50,07	50,78	50,60	50,55	51,23	51,45	51,68	52,35	52,45	51,95	52,42	52,83
35	—	41,46	50,59	50,84	51,02	51,11	51,61	51,82	51,89	52,34	52,89	—	52,07	52,55
4	—	—	—	—	—	51,27	51,77	51,93	51,87	52,24	52,55	52,10	51,72	52,06
5	—	—	—	—	—	51,49	51,91	52,00	51,85	52,12	52,44	52,06	51,26	51,46
2	—	—	—	—	—	51,69	52,06	52,27	51,87	51,95	52,07	51,80	51,16	51,11
1	—	—	—	—	—	51,66	51,95	52,06	51,75	51,69	51,83	51,69	51,00	50,81
Водохранение (р. Сухая)														
		—	—	—	—	51,80	52,40	53,30	50,91	50,91	52,65	51,36	50,55	51,98

ванием на 12—25 дней от подъема воды в водохранилище) и продолжается до октября — ноября, иногда даже до начала декабря, после чего идет спад, вызванный зимней сработкой водохранилища. Годовые амплитуды уровня, в основном равные весенним, колеблются от 0,77 до 2,40 м в зависимости от удаленности от водохранилища и амплитуды колебания горизонта последнего. Такие закономерности режима грунтовых вод наблюдались здесь в период формирования подпора грунтовых вод, но до 1962 г. их среднегодовые уровни непрерывно возрастали, поднявшись в целом на 9,8—12,4 м или до абс. отметок 50, 65—51,8 м. Глубины залегания грунтовых вод до подпора здесь составляли 23—32 м, а после окончания подъема — 12—20 м.

В зоне, прилегающей к Сусканскому заливу (скв. 1, 2, 3, 4) водохранилища, где грунтовые воды залегают на небольших глубинах, на их режим, кроме водохранилища, существенное влияние оказывают климатические факторы, особенно инфильтрация атмосферных осадков. Весенний подъем здесь начинается и достигает максимума обычно раньше, чем на юге массива, что связано с инфильтрацией талых вод. В зимний период, хотя и наблюдается спад уровня, но грунтовые воды удерживаются в относительно высоком положении. Общий подъем грунтовых вод на этом участке также прекратился. В результате подъема, который составил примерно 1—2,5 м, грунтовые воды залегают сейчас на глубинах 1,5—3,0 м. Произошло подтопление небольших участков, главным образом занятых лугами, но значительных изменений условий произрастания трав не наблюдается. Дальнейшего распространения подтопления не ожидается.

На расстоянии свыше 5—6 км от водохранилища (скв. 2286, 2287, 2288, 2289) влияние сезонных колебаний его горизонта не отражается на режиме грунтовых вод. При значительной глубине их залегания на фоне общего подъема уровня в течение года иногда наблюдается небольшой спад в феврале — апреле. По некоторым скважинам четко прослеживается зависимость колебаний уровня грунтовых вод от величин атмосферного давления. При менее глубоком залегании зеркала грунтовых вод наблюдается хорошо выраженный их весенний подъем, связанный с инфильтрацией талых вод, после чего следует небольшой спад, сменяющийся медленным подъемом, продолжающимся до конца года. Годовые амплитуды колебаний уровня грунтовых вод составляют здесь 0,25—1,06 м, а величины подъема — 0,14—0,62 м. За период существования водохранилища среднегодовые уровни грунтовых вод возросли на 3,4—5,0 м. До подпора грунтовые воды залегали здесь на глубинах 8—15 м, в настоящее время они поднялись до 4,7—9,7 м. Поскольку подъем грунтовых вод продолжается, возможны еще ухудшения гидрогеологических условий территории, и прогноз подпора грунтовых вод для этого участка имеет большое значение.

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 уводнепроводности, который был сильно занижен. В определенной степени сказалось увеличение инфильтрационного питания грунтовых вод при повышении их уровня.

В центральной части водохранилища режим грунтовых вод изучается по наблюдательным скважинам Волостниковского и Старо-Майнского постов, кроме того, имеются данные наблюдений по Архангельскому, Кременковскому и Ивановскому постам.

Характерный для этой части левобережья водохранилища участок с. Старая Майна расположен на третьей надпойменной террасе р. Вол-

ги Он прорезан долиной р. Майны, в которой развиты пойма и две надпойменные террасы. Тыловой шов поймы р. Майны имеет абс. отметки 48—49 м, первой надпойменной террасы — около 54 м, а второй террасы — 60 м. Поверхность третьей надпойменной террасы Волги постепенно повышается до отметки 76 м. Слагающие участок аллювиальные отложения представлены сверху суглинками, а в нижней части песками, мощность отложений 45—60 м. На абс. отметке +20 м вскрыты глины и мергели татарского яруса.

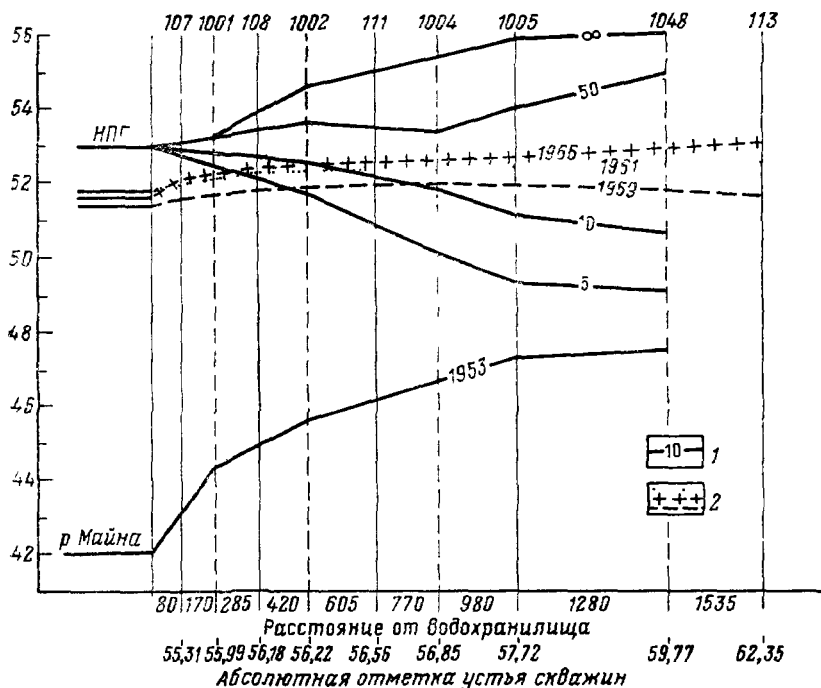


Рис. 36 График сопоставления прогнозных и фактических уровней на участке Старая Майна.

1 — прогнозные уровни (5, 10, 50 лет после наполнения водохранилища, ~ — при стабилизации подпора), 2 — фактические уровни.

Грунтовые воды аллювиальных отложений до подпора залегали на глубине от 4 до 25 м. Поток грунтовых вод был направлен как к р. Волге, так и к р. Майне и имел радиальный характер

Прогноз подпора грунтовых вод для участка Старая Майна первоначально основывался на расчетах по аналитическим формулам Н. Н. Веригина и Г. Н. Каменского (стационарный подпор) для одномерного фильтрационного потока в однородной толще пород (коэффициент уровнянепроводности около 300 м²/сутки) при мгновенном наполнении водохранилища. Результаты этого прогноза по одному из расчетных створов отражены на рис. 36. Несколько позднее прогноз был уточнен М. А. Вевировской путем моделирования неустановившейся фильтрации на гидравлическом интеграторе системы В. С. Лукьянова. Задача решалась как двухмерная в плане, при иных значениях расчетных гидрогеологических параметров (коэффициент уровнянепроводности около 600 м²/сутки) 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 вторую надпойменную террасу р. Майны через 10 лет после наполнения во-

одохранилища, а через год и пять 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 пойма ее притоков (реки Майна, Утка, Калмаюр и др.) в их устьевых частях. В районе с. Старая Майна создан небольшой обратный уклон грунтовых вод, а подпор распространился на расстояние до 1,0 км. Выше по водохранилищу у с. Волостниковки обратных уклонов в этот период не было, подпор выразился в подъеме грунтовых вод на 0,16—0,25 м, также на расстоянии до 1,0 км от водохранилища. 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 грунтовых вод продолжался до 1962 г., после чего в 1963—1964 гг. произошло их понижение, связанное с низкими уровнями водохранилища. За период с 1957 по 1962 г. подпор распространился на расстоянии 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. На большем расстоянии 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.

В сезонных колебаниях уровня грунтовых вод прибрежной (приводохранилищной) зоны выявлены те же закономерности, что и на Ставропольском массиве. Зимний спад уровня в зависимости от величины сработки водохранилища и удаленности от него составляет от 0,15 до 2,08 м. Весенний подъем начинается в конце марта — середине апреля и продолжается до сентября — ноября, реже до декабря. Годовые амплитуды, равные амплитудам весеннего подъема, составляют 0,23—3,31 м на Старо-Майнском, 0,23—1,59 на Архангельском и Волостниковском участках.

За время существования водохранилища грунтовые воды в рассматриваемой части его левобережья поднялись на 1,42—7,44 м, средняя скорость подъема составила 0,30—1,06 м в год. До подпора грунтовые воды залегали на Старо-Майнском участке на глубинах преимущественно 10—12 м, а на Волостниковском и Архангельском 9—28 м. В настоящее время на участке Старая Майна значительные площади подтоплены (глубина залегания грунтовых вод 1,5—2,0 м). На Волостниковском участке глубины залегания грунтовых вод преимущественно составляют 3—9 м и подтопление коснулось только небольших участков, прилегающих к заливу водохранилища в долине р. Утки. В районе Архангельского поста грунтовые воды не поднялись выше 15—20 м от поверхности земли, и подтопление отсутствует. Дальнейшего подъема грунтовых вод и распространения подтопления на всех этих участках не ожидается.

Сопоставление прогнозных расчетов подпора грунтовых вод по аналитическим формулам с фактическими данными показывает, что скорость формирования подпора (за исключением прибрежной зоны) по прогнозу 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 уровнепроводности, а во втором — неучетом колебаний горизонта водохранилища

Гораздо ближе к 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 горизонта водохранилища при моделировании не учитывалась. В целом же большую точность этого прогноза обеспечили учет радиальности потока грунтовых вод и удачный выбор значения коэффициента уровнепроводности. Последнее подтверждается выполненными позднее расчетами этого коэффициента по данным о колебаниях уровня грунтовых вод в прибрежной зоне. Средняя его величина при этом составила $580 \text{ м}^2/\text{сутки}$, что близко к принятой при моделировании

В верховьях водохранилища режим грунтовых вод изучается по скважинам Мелекесского поста, расположенного на р. Б. Черемшан, и Алексеевского поста на р. Кама. Кроме того, имеются данные наблюдений по Лебяжскому и Приморскому постам.

В долине р. Б. Черемшан развитие подпора началось с весны 1957 г., когда уровень водохранилища достиг отметки 53,0 м и была затоплена пойма реки. Подпор грунтовых вод за год распространился на расстояние до 1,3 км, а их уровни поднялись на 0,88—1,48 м. Обратные уклоны зеркала грунтовых вод наблюдались здесь только в первые месяцы (май—июнь) и распространялись до 0,7 км от водохранилища. Подъем грунтовых вод непрерывно шел до 1959 г. и после небольшого спада в 1960 г. вновь наблюдался в течение 1961—1962 гг. За это время подпор распространился на расстояние 1,5—2,0 км и составил 0,46—3,23 м. Далее здесь, как и в центральной части водохранилища, общий подъем грунтовых вод прекратился.

Сезонные колебания уровня грунтовых вод в зоне приводохранилищного их режима отражают колебания горизонта водохранилища и характеризуются теми же основными элементами, что и другие рассмотренные выше участки. Однако в связи с небольшими глубинами залегания грунтовых вод (2—10 м) здесь в значительной степени проявляется влияние климатических факторов. Характерен более ранний весенний подъем уровня грунтовых вод, что связано с двумя стадиями наводки на р. Б. Черемшан и с инфильтрацией атмосферных осадков. Амплитуды зимнего спада равны здесь 0,12—1,9 м, годовые амплитуды колеблются от 0,24 до 3,69 м в зависимости от расстояния до водохранилища.

В связи с тем, что на больших площадях в пределах города Мелекесса и его окрестностей грунтовые воды до создания водохранилища залегали на глубинах 1,0—3,0 м, даже небольшой их подъем привел к заметному ухудшению гидрогеологических условий территории. На значительных площадях началось заболачивание. Для защиты города от подтопления была создана система дренажно понизительных сооружений, характеристика работы которых будет дана ниже.

Участок Алексеевский находится на южном берегу Камского залива Куйбышевского водохранилища и большей своей частью расположен 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.

Толща четвертичных отложений, образующих террасу, с поверхности представлена пылеватými легкими и средними суглинками мощностью от 5 до 10 м. Ниже залегают преимущественно тяжелые суглинки, иногда глины, мощность которых в среднем составляет 8 м, а еще ниже — разнoзернистые главным образом тонко- и мелкозернистые пески, вверху иногда пылеватые и глинистые, а в нижней части толщи — гравелистые, местами со слоем мелкой гальки и гравия в основании. Мощность песков составляет 10—12 м.

Коренное ложе террасы, имеющее отметку 38—40 м, сложено окремелыми доломитами казанского яруса.

Уровень грунтовых вод до их подпора водохранилищем 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 этих отметок вся толща четвертичных отложений была насыщена водой, однако благодаря наличию в средней части толщи слоя тяжелых суглинков и глин воды нижних песков имели напорный характер 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 с. Алексеевского основывался на расчетах по формулам одномерной фильтрации (Г. Н. Каменского для установившегося подпора и Н. Н. Веригина для неуставившегося), и наличие заливов водохранилища, таким образом, не учитывалось. Водосодержащая толща четвертичных отложений была приведена к однородной, подстилающие ее казанские карбонатные породы рассматривались как водоупор. Уровень водохранилища был принят мгновенно установившимся и далее постоянно сохраняющим отметку НПГ (53 м).

Сравнение результатов этого прогноза с данными фактических наблюдений показало, что при прогнозе значительно занижена скорость формирования подпора, предельная же его величина несколько преувеличена. Данные наблюдений свидетельствуют о том, что подпор грунтовых вод на данном участке достиг предельной величины уже в первый год после заполнения водохранилища до проектной отметки. В дальнейшем колебания уровня грунтовых вод непосредственно следуют за повышениями и спадами горизонта водохранилища.

При уточнении прогноза подпора подземных вод на Алексеевском участке (Никитин, 1963) было принято, что развитие 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). Учитывалось, что фильтрационный поток, который до подпора в схеме был близок к одномерному, при подпоре благодаря наличию оврагов становится двумерным в плане. Наконец, 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 для всей территории села путем моделирования по методу ЭГДА и для сравнения с помощью расчетов в конечных разностях (двухмерная в плане задача). Колебания уровня грунтовых вод в суглинках были получены для отдельных точек расчетом по приближенной формуле в конечных разностях для двухслойной толщи.

Данные, приведенные в табл. 9, показывают хорошую сходимость результатов уточненных прогнозов с данными фактических наблюдений.

Подпор подземных вод на защищаемых участках берегов водохранилища. При заполнении Куйбышевского водохранилища многие населенные пункты и промышленные предприятия оказались в зоне затопления и подтопления, в связи с чем еще в период проектирования решался вопрос о целесообразности их перенесения на новые места или создания инженерной защиты. Наиболее значительные защитные сооружения были созданы в Ульяновске, Мелекесе и Казани.

Таблица 9

Высота установившегося подпора грунтовых вод (фактическая и по данным прогноза) Алексеевский участок

Номер скважины	Расстояние от берега водохранилища, м	Высота подпора фактическая, м		Высота подпора по прогнозу, м			
		наибольшая за год	средняя за год	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

В г. Ульяновске защитные мероприятия осуществлены в его заволжской части, которая расположена на левобережье р. Волги в пределах ее первой и третьей надпойменных террас. Первая надпойменная терраса имеет ровную поверхность, несколько пониженную к тыловому шву, где расположено Карасево болото (рис. 37). Абсолютные отметки поверхности террасы составляют 43—49 м, что на 4—9 м ниже НПГ водохранилища. Третья надпойменная терраса Волги, уступ которой хорошо выражен, имеет абс. отметки поверхности 60—72 м, она не затопляется водой и не подтопляется.

Первая надпойменная терраса сложена в верхней части тонко- и мелкозернистыми глинистыми песками с прослоями суглинков и глин, а в нижней — разнотернистыми песками с гравием и галькой. Мощность аллювия колеблется от 28 до 45 м. Грунтовые воды аллювиальных отложений залегают на глубине 5—9 м, мощность водоносной толщи составляла 17—36 м, водоупор представлен верхнеюрскими сланцеватыми глинами.

Для защиты территории от затопления в 1952 г. было начато строительство защитных сооружений, в комплекс которых в настоящее время входит:

1. Земляная дамба с железобетонным покрытием, которая ограждает территорию с трех сторон и на востоке примыкает к уступу третьей надпойменной террасы.

2. Придамбовый дренаж в виде горизонтальных щелистых керамических труб, уложенных в основании внутреннего края дамбы. Вода из труб собирается в коллекторы и вместе со сточными промышленными водами сбрасывается в р. Волгу через шесть насосных станций. Общий приток воды при длине дренажа 8000 м составляет 896 000 м³/сутки.

3. Водоотлив поверхностных вод, собираемых сетью канав, идущих параллельно оси дамб на расстоянии 350—500 м от последней, осуществляется тремя насосными станциями из шести.

4. Дренаж на Карасевом болоте осуществляется открытой канавой, идущей через все болото и отводящей воду к одной из насосных станций.

5. Скважины вертикального дренажа для предотвращения подъема грунтовых вод, имеющие глубину от 28 до 45 м и вскрывающие всю толщу аллювиальных пород до водоупора. Скважины, в числе 354, расположены на протяжении 5000 м параллельно дамбе на расстоянии 150 м от нее и в 25 м друг от друга. Их фильтры имеют диаметр 169 мм и гравийную обсыпку. Вода из скважин по трубам подается на насосные станции и после очистки используется для технических и хозяйственных нужд. Дебиты глубокого дренажа при отметке водохранилища 47—48 м колеблются в пределах 400—1100 л/сек, а максимальные при отметках 52—53 м достигают 1800 л/сек.

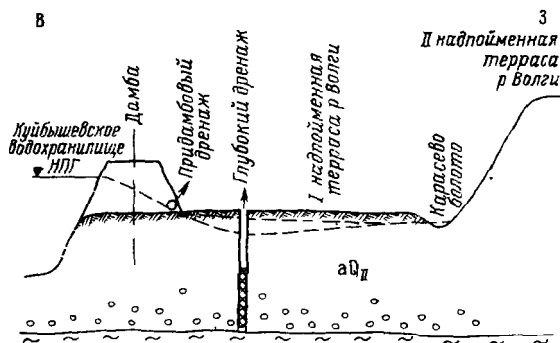


Рис. 37. Схема защитных сооружений Заволжья г. Ульяновска

В результате работы всех перечисленных защитных сооружений уровень грунтовых вод удерживается на глубинах 4—6 м, т. е. подтопление отсутствует, а существовавшее здесь ранее Карасево болото почти осушено.

Характеристика подтопленных земель. По проектным данным, зона подтопления Куйбышевского водохранилища определена в 28 711 га. Из них 15 406 га, или 53,7%, приходится на Татарскую АССР, 8903 га, или 31%, — на Ульяновскую область, 3038 га, или 10,6%, — на Куйбышевскую область, 872 га, или 3%, — на Марийскую АССР и 492 га, или 1,7%, — на Чувашскую АССР.

С целью уточнения фактических границ подтопления и выявления его влияния на сельскохозяйственное использование земель отделом водного хозяйства Казанского филиала Академии наук проведено комплексное обследование подтопленных земель, включающее геоморфологическое, геоботаническое, почвенное и агротехническое изучение (рис. 38, табл. 10).

Подтопленные земли расположены или в виде отдельных участков площадью от нескольких десятков до сотни гектаров или сплошными массивами. Наиболее крупные массивы подтопленных земель расположены по левому берегу Камы, по левому берегу Вятки и по левому берегу Свияги, а также на поймах.

Свыше половины подтопленных территорий — 85,7 га расположено на участках с расчлененным рельефом, где мелководные заливы чередуются с полосами подтопленных и неподтопленных земель. Это заметно осложняет сельскохозяйственное использование площади, несмотря на сравнительно небольшие участки подтопления.

В зависимости от изменений, происходящих в растительном и почвенном покрове, в пределах площадей подтопления можно выделить три зоны:

1) сильного влияния подтопления; 2) умеренного влияния подтопления и 3) слабого влияния подтопления

Для первой зоны характерно залегание грунтовых вод ближе 50 см от поверхности. Это создает условия, при которых происходит полная смена видового состава растительности. Зона умеренного влияния подтопления расположена несколько выше по рельефу, и уровень грунтовых вод колеблется здесь в пределах глубин от 0,5 до 1 м. В зоне слабого подтопления глубина залегания грунтовых вод варьирует от 1 до 1,5 м.

В годы с более высоким уровнем воды в водохранилище зона сильного подтопления может частично или полностью оказаться затопленной, зона умеренного подтопления — подтопленной в сильной степени, а зона слабого подтопления — испытывать умеренное подтопление.

Изменение химического состава подземных вод под влиянием их подпора. Куйбышевское водохранилище оказало заметное влияние на изменение химического состава как поверхностных вод, особенно малых рек (Уса, Б Черемшан, Казанка) и озер (Нижний, Средний и Верхний Кабаны на территории г. Казани), так и подземных вод, развитых по его берегам (Кавеев, 1963; Каюков, 1964). Эти изменения, скорее локального, чем регионального характера, коснулись грунтовых вод четвертичных отложений левобережья и различных

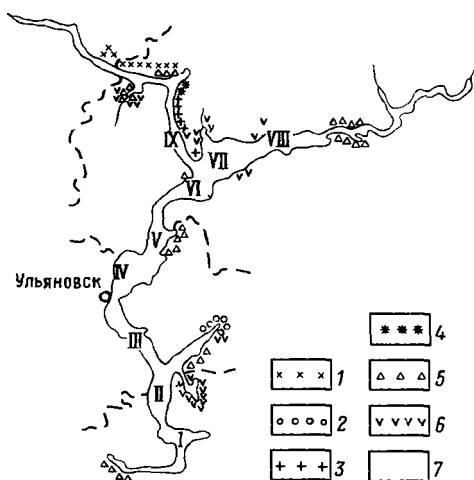


Рис. 38. Схема размещения подтопленных земель.

Подтопленные леса 1 — дубовые, 2 — сосновые, 3 — осинные, 4 — березовые, 5 — подтопленные луга, 6 — подтопленные пашни, 7 — подтопленные использованные пашни Римские цифры на схеме I — Приплотинный озеровидный плес с Усинским заливом, II — Нововеличский озеровидный плес с Мелекесским заливом, III — Нижне-Ульяновский озеровидный плес, IV — Верхне-Ульяновский озеровидный плес, V — Нижне Тютюшский озеровидный плес, VI — Верхне Тютюшский озеровидный плес, VII — Вожако-Камский озеровидный плес, VIII — Чистопольский район перемениго подпора, IX — Казанский район перемениго подпора

Таблица 10

Распределение подтопленных земель по областям и угодьям (в %)

Местоположение	Всего подтопленных земель к общей площади	Пашни используемые	Пашни трансформированные в выгоны	Луга
Татарская АССР	83,4	—	20,2	79,8
Ульяновская область	9,5	59,1	40,9	—
Куйбышевская область	7,1	30,0	55,7	14,3
Итого по Куйбышевскому водохранилищу	100	7,7	24,9	67,4

водоносных горизонтов в дочетвертичных породах на правом берегу Волги.

Значительные изменения химического состава грунтовых вод отмечены на Ставропольском массиве. Наиболее заметные изменения происходили в центре депрессии, образовавшейся на поверхности грунтовых вод в процессе формирования их подпора. Сюда до 1963 г. был направлен подземный сток как от водохранилища, так и со стороны водораздела. Здесь в скв. 2283 минерализация грунтовых вод возросла от 0,13 г/л в 1955 г. до 1,39 г/л в 1963 г. При этом увеличилось содержание почти всех компонентов, но особенно сульфатов, что привело к изменению типа грунтовых вод, которые из гидрокарбонатных превратились в сульфатные. Обогащение грунтовых вод растворенными солями происходило за счет выщелачивания последних из пород бывшей зоны аэрации водами, поступавшими из водохранилища. Некоторую роль играло усилившееся испарение грунтовых вод на участках, где их уровень приблизился к поверхности. Максимальная минерализация грунтовых вод наблюдалась в 1963 г., когда в основном закончился подъем грунтовых вод и установилось их движение к водохранилищу. В последующие годы отмечено снижение минерализации до 0,9 г/л (1968 г.) Это следует объяснить восстановлением естественного характера баланса грунтовых вод, в котором основное значение приобрели инфильтрационное питание и сток в водохранилище.

На участке Старо-Майнском, Волостниковском и Архангельском значительных изменений минерализации и химического состава грунтовых вод под влиянием подпора не произошло. Однако на Старо-Майнском участке в скв. 107 вначале наблюдалось некоторое уменьшение общей минерализации воды (2,23 г/л в 1957 г. и 1,59—1,97 в 1958—1960 гг.), а в 1964 г. отмечено резкое ее увеличение до 4,0 г/л. Первое следует объяснить разбавлением грунтовых вод водами, фильтровавшимися из водохранилища, а второе — проникновением загрязненных вод как с поверхности земли, так и из водохранилища, что подтверждается наличием в воде NO_3 до 2,7 мг/л и NO_2 — 1,5 мг/л.

На территории Казани после создания Куйбышевского водохранилища качество грунтовых вод первой надпойменной террасы, защищаемой от затопления и подтопления, ухудшилось, увеличилась ее минерализация, преобладающее значение в ее составе приобрели сульфаты, натрия и кальция. В некоторых случаях увеличение минерализации грунтовых вод происходит непосредственно около дренажных магистралей, созданных для понижения уровня грунтовых вод. Одной из причин этого, по нашему мнению, является засоление верхней толщи грунтов, которое произошло до начала нормальной работы дренажной сети (Каюков, 1964).

Заметные изменения в химическом составе грунтовых вод произошли в хвостовой части водохранилища (район пос. Краснооктябрьский). Здесь наблюдениями по скважинам, расположенным на первой надпойменной террасе, установлено, что минерализация грунтовых вод заметно возросла после того, как водохранилище заполнилось до проектной отметки. В 1956 г. грунтовые воды по составу относились к гидрокарбонатным—кальциевым, а в 1957—1958 гг. они становятся сульфатно-гидрокарбонатными.

В целом изменение химического состава грунтовых вод аллювиальных отложений произошло в основном в верхней части водоносного горизонта, представленной обычно суглинками. В средней и особенно нижней части горизонта, сложенной крупнозернистыми песками, воды повсеместно остаются пресными. Это объясняется тем, что после наполнения водохранилища подъем уровня грунтовых вод вызвал растворение солей

в нижней части зоны аэрации. Происходило перемещение солей, их миграция с восходящими токами грунтовых вод. Кроме того, местами засолению способствовало усилившееся испарение с поверхности грунтовых вод.

Значительный практический интерес представляют участки на Волго-Усинском водоразделе, на которых ясно выражены изменения в химическом составе подземных вод пермских отложений. В скв. 1202 Переволоцкого наблюдательного створа до заполнения водохранилища минерализация воды составляла 5—6 мг-экв, в последующие годы она достигла 26 мг-экв. Особенно резкое увеличение минерализации подземных вод произошло с января 1957 г. с ясно выраженным преобладанием в воде сульфатов магния и кальция. Повышение минерализации подземных вод наблюдается также в районе с. Образцово, расположенного в 4 км к востоку от с. Переволоки. Подземные воды здесь до затопления водохранилища были гидрокарбонатными — кальциевыми с повышенным содержанием натрия. Минерализация их не превышала 6—8 мг-экв, сухой остаток — 0,2—0,3 г/л. Эти воды широко использовались для водоснабжения населенных пунктов. Начиная с 1956 г. минерализация вод верхнепермского водоносного горизонта на участке скв. 558 постепенно увеличивается и в июне 1957 г. достигает 14 мг-экв.

Изменения в химическом составе подземных вод пермских отложений на Волго-Усинском водоразделе, как и в рассмотренных ранее случаях грунтовых вод левобережья водохранилища, объясняются перемещением их уровня в такие породы, которые до подпора были безводными. Здесь фильтрующий поток поднялся в верхние горизонты трещиноватой, существенно загипсованной толщи пермских известняков и доломитов, что вызвало их выщелачивание.

Иной характер имеют изменения химического состава подземных вод под влиянием водохранилища в ряде пунктов по правобережью. На правом берегу р. Волги в г. Жигулевске до заполнения водохранилища все водозаборные скважины, эксплуатирующие каменноугольный водоносный горизонт, давали пресную воду гидрокарбонатного типа. Вода отличалась невысокой жесткостью и хорошими вкусовыми качествами. В период заполнения водохранилища началось весьма интенсивное изменение в химическом составе подземных вод (табл. 11).

Таблица 11

**Изменения химического состава
подземных вод каменноугольных
отложений в г. Жигулевске**

Дата отбора	Минерализация, г/л	Содержание хлоридов, г/л
10 VII 1956 г.	0,54	0,18
24/IX 1956 г.	1,17	0,46
17/I 1957 г.	1,86	0,45
15/III 1957 г.	3,40	1,77
16/V 1957 г.	5,70	3,03

Характерно, что процесс изменения химического состава воды начался в наиболее глубоких скважинах, тогда как в менее глубоких скважинах изменения минерализации почти не произошло. В скважинах, расположенных вдали от уреза водохранилища, химический состав воды остался также без существенных изменений.

Сходную картину можно наблюдать в этом районе и на другом водозаборе, расположенном в 4—5 км от берега Волги

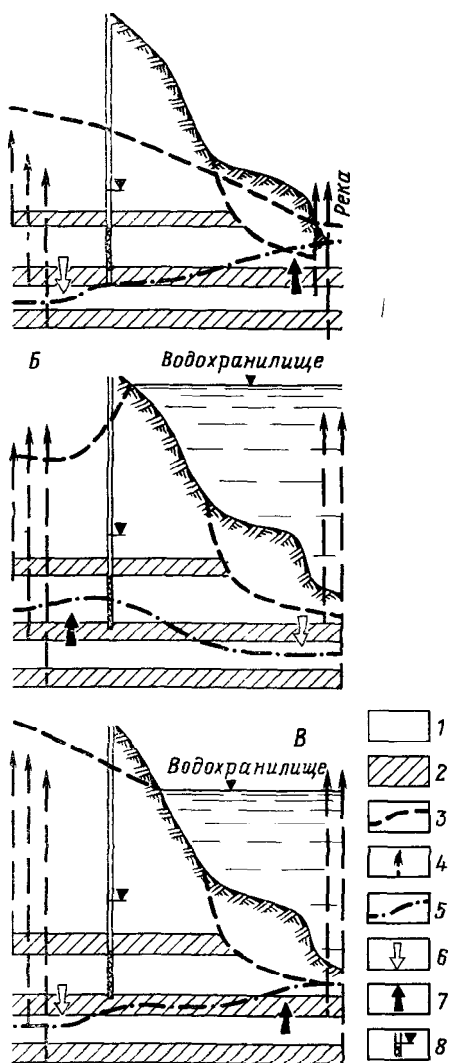


Рис. 39 Схема переформирования «купола» соленых подземных вод под влиянием водохранилища.

А — до создания водохранилища Б — после наполнения водохранилища при неустановившемся подпоре В — при стабилизировавшемся подпоре

1 — водопроницаемые породы, 2 — относительно водоупорные породы, 3 — уровень грунтовых вод, 4 — напорные уровни подземных вод, 5 — граница раздела пресных и соленых вод, 6 — направление движения пресных вод, 7 — то же соленых вод, 8 — водозаборная скважина и динамический уровень в ней

Рассмотренное явление можно объяснить следующим. В естественных условиях р. Волга дренировала водоносный горизонт в известняках верхнего карбона, а также и более глубокие водоносные горизонты среднего и нижнего карбона, содержащие высокоминерализованные воды. Поверхность последних имела характерную «куполообразную» форму (Силин-Бекчурин, 1941), и занимала наиболее высокое положение под русловой частью долины (рис. 39, А). С наполнением водохранилища и возникновением избыточного гидростатического давления под днищем долины область разгрузки глубоких подземных вод переместилась в глубь берега (рис. 39, Б), а в рассматриваемом примере (головная часть водохранилища) к тому же в сторону нижнего бьефа плотины и к воронке депрессии действующего водозабора. Все это способствовало проникновению соленых вод в водозаборные скважины.

Можно предположить, что резкое ухудшение качества воды в водозаборных скважинах в некоторых случаях может оказаться временным, если перемещение «купола» соленых подземных вод в сторону склона долины вызвано существенной разницей в скорости формирования подпора напорных и безнапорных вод. В таких случаях по мере стабилизации подпора грунтовых вод верхняя граница соленых подземных вод может вновь несколько опуститься и занять положение, близкое к естественному (рис. 39, В).

Представляет интерес характер изменений химического состава подземных вод на ряде водозаборов в средней и верхней частях водохранилища в пределах Татарской АССР. Здесь подземные воды на

правобережье р. Волги приурочены к водоносным горизонтам казанского и татарского ярусов, подстилаемым нижнепермскими гипсами и ангидритами. По составу подземные воды в верхних горизонтах в основном относились к гидрокарбонатным кальциево-магниевым. С глубиной

минерализация их увеличивается и в нижних горизонтах воды приобрели сульфатный кальцево-магниевый состав.

По данным наблюдений за режимом подземных вод в районе Нижнего Услона, на правом берегу Волги, на расстоянии 300 м от водохранилища, и до создания водохранилища, весеннее повышение уровня воды в реке сопровождалось увеличением общей минерализации подземных вод в породах казанского яруса. С понижением уровня Волги минерализация подземных вод вновь уменьшалась.

Сходная картина наблюдается и после наполнения водохранилища при повышении и сработках его уровня. Таким образом, в период высокого стояния уровня воды в реке или в водохранилище, по-видимому, возникает достаточное гидростатическое давление для выжимания более минерализованных вод из нижележащих горизонтов в вышележащие.

В рассматриваемом районе нормальный подпорный горизонт водохранилища близок к среднему уровню паводка реки в естественных условиях. Однако сработка водохранилища не достигает бытового межennaleго уровня Волги. Поэтому в целом минерализация подземных вод в зоне влияния водохранилища здесь выше, чем до перекрытия Волги плотиной.

Переработка берегов водохранилища. Прогноз и фактическая переработка берегов Куйбышевского водохранилища широко освещены в литературе. Поэтому ниже рассматривается лишь часть побережья водохранилища (рис. 40), охваченная в 1968—1969 гг. исследованиями Ульяновской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической станции. Для характеристики переформирования береговых склонов в этом районе за первые годы существования водохранилища использованы данные Московского университета и Комсомольской гидрометеорологической обсерватории.

Переработка берегов водохранилища происходит под воздействием различных факторов, из которых основными являются изменение условий обводненности склонов и ветровое волнение на акватории водохранилища. Характер и масштабы переработки зависят от морфологии склонов, их геологического строения и гидрогеологических условий, а также от развития на склонах физико-геологических процессов и явлений.

Прогноз переработки берегов Куйбышевского водохранилища был составлен Заволжской экспедицией Всесоюзного гидрогеологического треста по методике, разработанной Г. С. Золотаревым (1955). Прогноз основывался на выделении генетических типов береговых склонов (обвальные, осыпные, оползневые, эрозионные, делювиальные, сложного генезиса) и инженерно-геологическом районировании берегов водохранилища по признакам преобладания склонов того или иного типа.

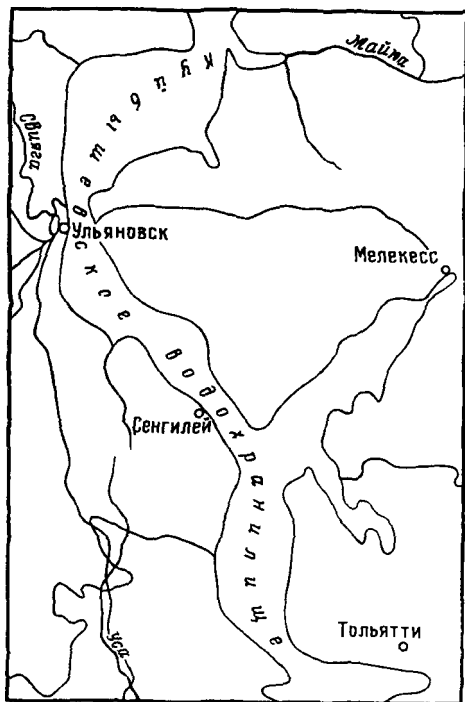


Рис. 40. Обзорная карта района работ Ульяновской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической станции

Рассмотрим переформирование берегов водохранилища на ряде конкретных участков, характеризующих следующие наиболее подверженные разрушению и широко распространенные типы склонов.

1. Левобережные обвально-осыпные склоны надпойменных террас р. Волги, образованные аллювиальными отложениями (участки Белый Яр и Красный Яр)

2. Правобережные обвально-осыпные склоны, сложенные суглинками и супесчаными отложениями, притоков р. Волги, и частично сложенные оползнями (участки Мордово, Березовка, Шиловка).

3. Оползневые склоны, образованные юрскими (участок Городище) и меловыми (участок Усолье) породами.

Прогноз переработки берегов на этих участках сравнивается с ее действительными размерами (табл. 12). Более детально происходившие здесь процессы характеризуются ниже

Таблица 12

Прогнозная и фактическая переработка берегов Куйбышевского водохранилища (перемещение бровки берега в м)

Участок	Номер створа	Прогноз переработки на 10 лет	Фактическая переработка	Фактическая переработка в % к прогнозной	Примечание
Левобережные обвально-осыпные склоны					
Белый Яр	5	110	110	110	Фактическая переработка дана на 1969 г, но благодаря незначительному отступлению бровки абразионного уступа в последние годы она очень мало отличается от десятилетней
	6	95	80	84	
Красный Яр	1	65	20	31	
Правобережные обвально-осыпные склоны					
Мордово	—	—	66	—	Неизвестна величина прогноза переработки за 10 лет
Березовка	1	70	61	80,7	Переработка за 10 лет (1965 г)
Шиловка	—	34	48	141	Фактическая переработка взята за 14 лет, за 10 лет, по-видимому, была близка к прогнозной
Оползневые склоны					
Городище	2	30	22	73	Фактическая переработка дана на 1969 г. Данных за 10 лет существования водохранилища нет
	3	25	34	136	
Усолье	1	35	16	45,7	Фактическая переработка дана на 1965 г, т. е. за 10 лет
	2	—	17		

Левобережные обвально-осыпные склоны Белый Яр находится на левом берегу суженного участка Куйбышевского водохранилища, ориентированного с юго-востока на северо-запад. По данным Сенгилеевской метеостанции здесь преобладают ветры с-з и ю-з. направлений, которые при большой глубине водохранилища образуют волны высотой до 2,5—3 м, подходящие к берегу почти под прямым углом. Это способствует размыву берега.

Участок Красный Яр, расположенный севернее, находится в сходных условиях, но благодаря изгибу берега северная часть его подмывается волнами более интенсивно. Участки расположены на третьей и четвертой надпойменных террасах р. Волги, уступы которых сложены тонко- и мелкозернистыми песками с прослоями глин, суглинков и супесей. В верхней части уступов на отдельных участках террас развиты золотые пески. Абсолютные отметки поверхности террас колеблются от 85 до 120 м. Переработка берега на этих участках шла довольно активно и до создания водохранилища. По данным М. К. Граве и И. М. Шатровой, берега Волги здесь отступали на 3—4 м в год.

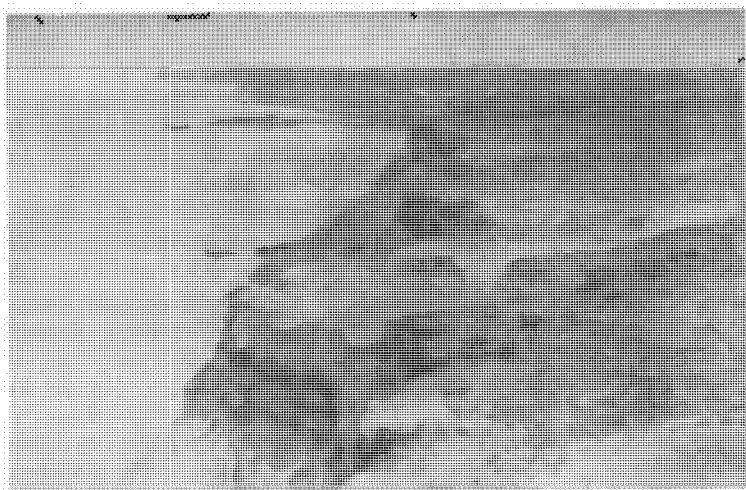


Рис. 41. Белый Яр. Створ 5 (у школы)

С весны 1956 г., когда уровень водохранилища достиг отметок 45,0—45,5 м, на участке Белый Яр особенно сильно начал размываться уступ четвертой надпойменной террасы (створ у школы, рис. 41). В Красном Яре в 1956 г. размыв берега отмечен лишь в северной части села, в южной же части, затопленная пойма образовала мелководье шириной более 100 м, которое гасило силу волн.

В 1957 г. водохранилище было заполнено до проектной отметки и размыв берегов резко увеличился. При подмыве основания уступа в Красном Яре происходили такой величины обвалы и осывы, что их переработка волнами длилась несколько месяцев и они успевали покрыться травяной растительностью.

В 1958 г. наиболее значительный размыв наблюдался весной и в первую половину лета при форсированном уровне водохранилища (53,5 м). В Красном Яре в створе 1 объем размытых пород за этот период равнялся 100 м³ на 1 пог. м берега. В Белом Яре у школы он составил 150 м³ на 1 пог. м берега, а в створе мельницы — 50 м³. В конце лета и осенью уровень водохранилища понизился, и энергия волн затрачивалась в основном на переформирование отмели. Объем размытых песчаных пород отмели составил 14 м³ на 1 пог. м берега. На тех участках, где волны осенних штормов размывали абразивные отмели, образовались новые крупные осывы и осыпи объемом до 1000 м³. К лету 1969 г. общая величина переработки берега достигла следующих размеров на 1 пог. м берега (в м³):

Красный Яр	900
Белый Яр у школы	1870
Белый Яр у мельницы	365

Зависимость величины размыва от ширины подводной отмели можно проследить из сопоставления этих данных по участку Белый Яр (табл. 13).

Таблица 13

Переработка берега на участке Белый Яр

Створ	Показатели переработки	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1969 г.
У школы	Ширина абразионной отмели, м	15—16	20—22	46	100
	Объем размываемых пород, м ³	550	600	150	
У мельницы	Ширина абразионной отмели, м	20	27—30	51	100
	Объем размываемых пород, м ³	30	120	50	

Следует отметить, что профили отмелей, построенные по данным 1969 г., близки к прогнозным. Формы разрушения берега на всех створах сходны. Периодически по мере подмыва основания берегового уступа происходят осыпи, а на более глинистых участках — обвалы, размеры которых зависят от высоты и крутизны уступа. После этого разрушение берега на некоторое время прекращается, размывается материал осыпей и обвалов, на поверхности которых появляются трещины и небольшие осывы.

В последние годы переработка берега сильно замедлилась. Бровка берега с 1968 по 1969 г. в Белом Яре отступила в створе у школы на 0,8 м, в створе у мельницы — на 2 м, в Красном Яре — на 1,1 м, т. е. примерно на величину, отмечающуюся до создания водохранилища.

Правобережные обвально-осыпные склоны. Для участков Мордово и Шиловка (Сенгилеевский район Ульяновской области) характерно, что ветры преобладающих направлений (ЮЗ, З, СЗ) образуют волны, идущие от берега. На Березовском же участке при сильных ветрах северного и северо-восточного направлений может развиваться значительное волнение. Береговые склоны всех участков до затопления были довольно пологи, средний угол их не превышал 15°. У сел Шиловки и Мордово это объясняется наличием оползневых ступеней и широких бечевников с крутизной 6—7°, выработанных в мелко-рых породах. На Березовском участке затоплены поймы и нижняя часть уступа III надпойменной террасы р. Усы, также образующие мелководье.

В геологическом строении участка Мордово принимают участие аптские слабовлажные, жирные и плотные глины, перекрытые аллювиальными отложениями III надпойменной террасы притока р. Волги, представленные легким суглинком с прослойками песка, гальки и илистой глины. Склон покрыт маломощным плащом делювиального суглинка.

Переработка берега на участке с. Мордово началась в 1956 г., когда несмотря на лишь частичное заполнение водохранилища, размыв составил 106 м³ на 1 пог. м. берега. С 1958 г. интенсивность переработки значительно уменьшилась, так как волны гасились образовавшейся отмелью, которая достигла в 1957 г. ширины 21 м. В 1958 г. вы-

сота абразионного уступа составляла 14 м. В 1961 г. размыв еще сократился, но формы и характер переработки остались те же. К 1968 г. высота уступа достигла 17 м. Уступ имел выпуклую форму со следами обвалов. Поверхность абразионной отмели была покрыта галечными наносами мощностью 10—20 см. При пониженном уровне водохранилища обнажался пляж шириной от 2 до 5 м, сложенный галькой мела, мергеля и опоки. На пляже имелись два хорошо выраженных штормовых вала высотой до 0,5 м. Переработка берега по годам происходила неравномерно, но все же наблюдалась тенденция к уменьшению переработки со временем. Так, если за первые пять лет существования водохранилища объем размытых пород на 1 пог. м берега был равен примерно 550 м³, то за последние пять лет эта величина составила 115 м³.

На Шиловском участке меловые глинисто-карбонатные породы прикрыты четвертичными оползневыми, аллювиальными, делювиальными, пролювиальными и осыпными образованиями. По времени образования здесь можно выделить три комплекса оползневых накоплений. Среднечетвертичные развиты к северу и северо-западу от Шиловки и слагают пологий склон. В рельефе они не выражены, видны лишь в обнажениях в бортах оврагов и в разрезах скважин. Эти оползни захватывают породы от аптских глин до маастрихтского мела. Верхнечетвертичные оползни образовались за счет вторичного смещения среднечетвертичных. При этом сформировались оползневые цирки на северной окраине Шиловки и на правом берегу Попова ручья, а меловые породы в результате повторных подвижек были сильно раздроблены и перемяты. Современные оползни развиты в основном в нижней части оползневых цирков и образованы суглинисто-щебенистыми продуктами разрушения мергелистых и глинистых пород. Аллювиальные отложения образуют I и II террасы притока Волги — Попова ручья, и поймы Волги и впадающих в нее ручьев. Отложения надпойменных террас представлены внизу галечником и песками мелкозернистыми, глинистыми, вверху — иловатыми суглинками. Современные аллювиальные отложения притоков Волги, а также делювиальные (мощность 10—12 м) и пролювиальные образования представлены суглинистым материалом с щебнем мергеля и мела.

В окрестностях Шиловки водоносные горизонты приурочены к аптским, альбским, туронским и четвертичным отложениям. Оползни закрывают зону выклинивания аптских вод (60—95 м абс. высоты). Альбскими водами питаются источники в верхней части склона, туронскими — источники на юго-западной окраине села. Воды четвертичных отложений в верхней части II надпойменной террасы залегают на абс. отметке 58—55 м и после заполнения водохранилища испытывают подпор.

Переработка берега на участке Шиловки началась в 1956 г. и продолжалась очень интенсивно в течение 1957 г. По данным Н. Н. Реутской, объем размытых пород по 1 створу за 1956—1957 гг. составил 25—40 м³ на 1 пог. м, бровка абразионного уступа отступила на 10 м. В 1958 г. переработка берега была меньше, чем в 1957 г. Объем размыва пород на 1 пог. м берега составил 90 м³, бровка отступила всего лишь на 4,2 м и к августу 1958 г. образовалась отмель шириной 20 м при крутизне 6°20'. 1958—1969 гг. бровка по первому створу отодвинулась на 34 м, а объем размытых пород с 1956 по 1968 г. на 1 пог. м берега достиг 174 м³.

Березовский участок имеет очень простое геологическое строение. Берег здесь сложен аллювиальными отложениями III надпойменной террасы р. Усы, представленными супесью с прослоями и гнездами пес-

ка и песком мелко- и среднезернистым. Уже в 1956 г. здесь образовался крутой абразионный уступ, но особенно интенсивно размывался берег в 1957 г., в течение которого его бровка отступила на 18 м, а объемом размытых пород на 1 пог. м берега составил 225 м³. В последующие годы переработки берега сильно замедлилась, и в 1958 г. бровка уступа отступила всего лишь на 2 м, в 1959 г. — на 9 м, в 1960 г. — на 3,5 м. По данным Комсомольской гидрометеообсерватории, к осени 1965 г. перемещение бровки уступа составило 61 м. После этого неожиданно увеличилась интенсивность переработки берега. С осени 1965 г. до осени 1966 г. бровка уступа отодвинулась на 66,5 м, т. е. больше, чем за предыдущие 10 лет. С 1966 по 1969 г. величина отступления бровки составила 23,5 м, т. е. переработка берега снова замедлилась, но все же была больше, чем в 1958—1960 гг.

К сожалению, сведения о формировании подводной отмели отсутствуют и невозможно во всех деталях представить картину изменения хода переработки и выяснить причину этого изменения. В надводной части форма переработки не изменилась, по-прежнему она идет за счет обваливания, обрушения пород в абразионном уступе и последующего размыва обвалившегося материала. По-видимому, увеличение переработки связано с размывом подводной отмели или же с усилением каких-либо физико-геологических процессов на данном участке. Так, в 1966 г. вблизи створа было отмечено образование оползня-обвала. Возможно, что подобный оползень образовался непосредственно в створе, а оползший материал был размыт.

Оползневые склоны. Участок Городище находится в 40 км выше г. Ульяновска, на правом берегу Куйбышевского водохранилища, которое здесь образовало Верхне-Ульяновский плес шириной около 33 км. Береговой склон сложен известковистыми глинами келловейского, оксфордского, кимериджского и волжского ярусов. До затопления водохранилища на склоне наблюдались хорошо выраженные в рельефе древние верхнечетвертичные оползни и широко были распространены современные действующие оползни — потоки мощностью до 4—5 м в нижней части склона, образующие цирки диаметром до 200 м. Один из наблюдательных створов (№ 2) проходит по современному межоползневому гребню, представляющему собой блок древнего оползня, в срыве которого ясно видно нарушенное залегание слоев коренных пород. В нижней части гребень круто обрывается к водохранилищу. Другой створ (№ 3) расположен на оползне-потоке с очень крутой, почти отвесной стенкой срыва высотой 9,5 м и осыпью у ее подошвы. Оползень активен, поверхность его мелкобугристая, язык севернее створа выдвинут в водохранилище.

Переработка началась в основном в 1957 г. с образования трещин, щелевидных ниш и обвалов. Образовался абразионный уступ, который в конце 1957 г. имел высоту по створу № 2 около 5 м, а по створу № 3 около 4 м. На абразионной отмели наблюдалось скопление ползших масс. Затем оползневые процессы активизировались и распространились вверх по склону. Надоползневой уступ начинает быстро выветриваться и разрушаться. За бровкой склона наблюдаются трещины, отчленяющие блоки пород. Обрушающийся материал дробится, увлажняется подземными водами и атмосферными осадками и двигается к урезу в виде оползневых потоков. Особенно активизировался оползень в створе № 3 в 1960—1961 гг., когда язык оползня выдвинулся в водохранилище и увеличилась скорость размыва. Объем размытых пород в 1960 г. составил 32—58 м³, а в 1961 г. 47—77 м³ на 1 пог. м берега. По участку оползня шириной 200 пог. м размыто за год около 7177 м³. По створу № 2 форма разрушения берега была несколько

иною, здесь происходили обрушения объемом 60—63 м³, вызванные увеличением крутизны откоса межоползневого гребня, подрезкой его волнами и нарушением устойчивости. К 1966 г. бровка отступа межоползневого гребня отступила на 17 м, а к осени 1969 г. — на 22 м. По створу № 3 стенки срыва оползня отступили очень мало (на 3 м за период 1957—1969 гг.), в основном за счет выветривания, но значительно понизилась поверхность оползня за счет выноса в водохранилище и размыва материала, его составляющего. Объем размывов пород за период существования водохранилища на I пог. м берега по межоползневому гребню составил около 660 м³, а по оползню — 400 м³ на I пог. м берега. Учитывая, что межоползневые гребни на оползневом склоне занимают незначительную по сравнению с оползнями площадь, наиболее характерна для данного типа берега величина переработки по створу № 3.

Наблюдательный участок в с. Усолье Куйбышевской области (рис. 42) расположен на правом берегу расширенной части водохранилища. Участок характеризует размыв сложного по строению делювиально-оползневого склона. В нижней части склон образован нижнечетвертичными и плиоценовыми оползнями мела, мергелей и глин. Крутизна склона составляет 23—25°. Мощность смещенных пород, по данным Г. С. Золотарева, достигает 20 м. Пачки глин и мела перемещались по альбским глинам.

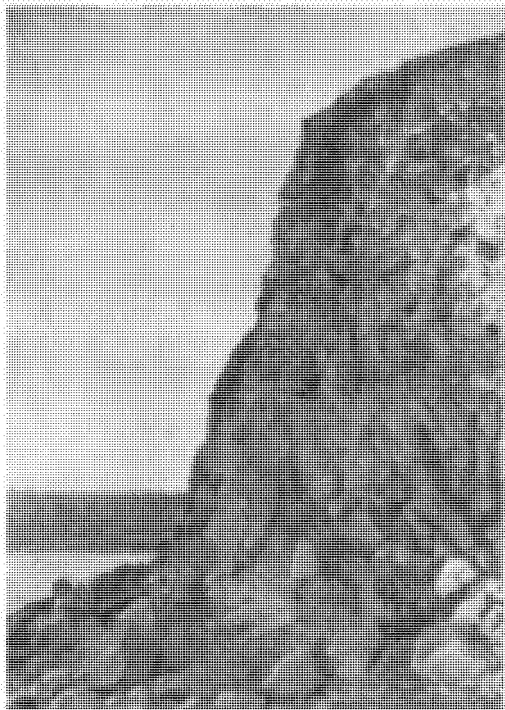


Рис. 42. Соль Усолье. Абразионный уступ.

Древние оползни прикрыты аллювиальными накоплениями III надпойменной террасы р. Елшанки, в свою очередь перекрытыми маломощным чехлом делювиальных суглинков. Древние оползни обводнены. Подземные воды содержатся в трещиноватых нарушенных карбонатных породах, их поверхность имеет абс. отметку 52—53 м, ложе их находится на 10 м ниже уровня водохранилища.

Береговая линия на описываемом участке ориентирована с северо-запада на юго-восток. Размыв берега происходит при ветрах северного направления. Переработка берега началась здесь в 1956 г. при уровне водохранилища 45,7 м. Размывались смещенные карбонатные породы верхнего мела, разрушенные до состояния плотно сжатой щебенки с мунистым заполнителем. В створе № 2 образовался абразионный уступ высотой около 5 м, в створе же № 1, где уровень водохранилища почти соприкасался с пологой поверхностью оползневогоступа, размыва фактически не было. В 1957 г. уровень воды в водохранилище поднялся до высоты надоползневого откоса, начали размываться делювиальные суглинки, а также блоки древних оползней. При этом в первую очередь вымывается по трещинам рыхлый заполнитель,

вызывая вываливание целых глыб и щебня у уреза. При подмыве делювиальных суглинков иногда образуются ниши, над которыми также происходят обвалы, и щебень карбонатных пород скапливается у уреза. Более мелкие частицы уносятся волнением. В створе № 1 в 1957 г. образовался абразионный уступ высотой 6—7 м, в створе № 2 — около 3 м. За обследованный период 1957 г. бровка абразионного уступа отступила на 8 м в створе № 1 и на 5 м в створе № 2.

В дальнейшем скорость переработки значительно сократилась. Отступление бровки абразионного уступа было равно в 1958 г. 2,1—2,4 м, в 1959 г. 1,2—3,0 м, в 1969 г. 0,8—1,5 м.

По данным М. П. Самохваловой, в прибрежной части наблюдалась аккумуляция осадков, составляющая примерно 50% объема размытых пород, но впоследствии эта масса наносов была почти полностью размыва и в 1965 г. составила 0,5% от объема размытых пород.

Несмотря на замедление со временем процесса переработки берега, форма его сохранилась. В 1969 г. при наблюдениях отмечены на бечевнике навалы крупных глыб и щебня, а также мела и мергеля, обвалившихся в результате вымывания из основания абразионного уступа мелкого заполнителя. Высота уступа по обоим створам составляет 7 м. Объем размытых пород за время существования водохранилища равен 103—117 м³ на 1 пог. м берега.

Общие выводы, которые можно сделать из рассмотрения переработки береговых склонов разного типа, заключаются в следующем. Наибольшая величина переработки наблюдалась на обвально-осыпных склонах левого берега, что объясняется литологическим составом пород, легко разрушающихся, а также преобладанием ветров, направляющих волны под большим углом к берегу.

При прочих равных условиях величина отступления бровки бывает больше на участках с низкими береговыми откосами, а объем размытых пород — на берегах с высокими склонами.

Фактическая переработка обвально-осыпных склонов правобережья оказалась близкой к прогнозной, за исключением Березовского участка, где переработка берега внезапно усилилась в 1966 г., когда наблюдения там не проводились, вследствие чего не представляется возможным выявить причину интенсификации разрушения берега.

Размыв оползневых склонов вызывает оживление оползней. У с. Городище, где развиты оползневые процессы в юрских глинах, фактическая переработка берега превысила прогнозную; на участке у с. Усолье, представленном древними оползнями в породах верхнего мела, фактическая переработка оказалась значительно меньше прогнозной. По всем участкам наблюдается уменьшение скорости переработки после 3—4-х лет существования водохранилища.

Инженерно-геологические исследования на участках переработки берегов водохранилища необходимо продолжать в направлении изучения: 1) величины и формы переработки береговых уступов в различных геологических, гидрогеологических и геоморфологических условиях; 2) строения формирующихся аккумулятивных и абразионных отелей в различных условиях; 3) возможности и величины продольного перемещения наносов.

Каховское водохранилище

Основная водная артерия Украины — р. Днепр. Режим ее стока, составляющий 80% всех ресурсов поверхностных вод СССР, характеризуется значительной неравномерностью. За многоводным годом следует один или несколько маловодных. Во время паводка расход Днеп-

ра достигает $24\,000\text{ м}^3/\text{сек}$, а в межень нередко уменьшается до $300\text{—}400\text{ м}^3/\text{сек}$.

Большие масштабы и темпы развития промышленности, сельского хозяйства, транспорта были бы практически невозможны без зарегулирования стока Днепра, с целью использования для гидроэнергетики, водного транспорта, орошения, водоснабжения и других нужд народного хозяйства, что осуществляется путем создания водохранилищ комплексного назначения. К началу 1970 г. эксплуатируются Каховское,

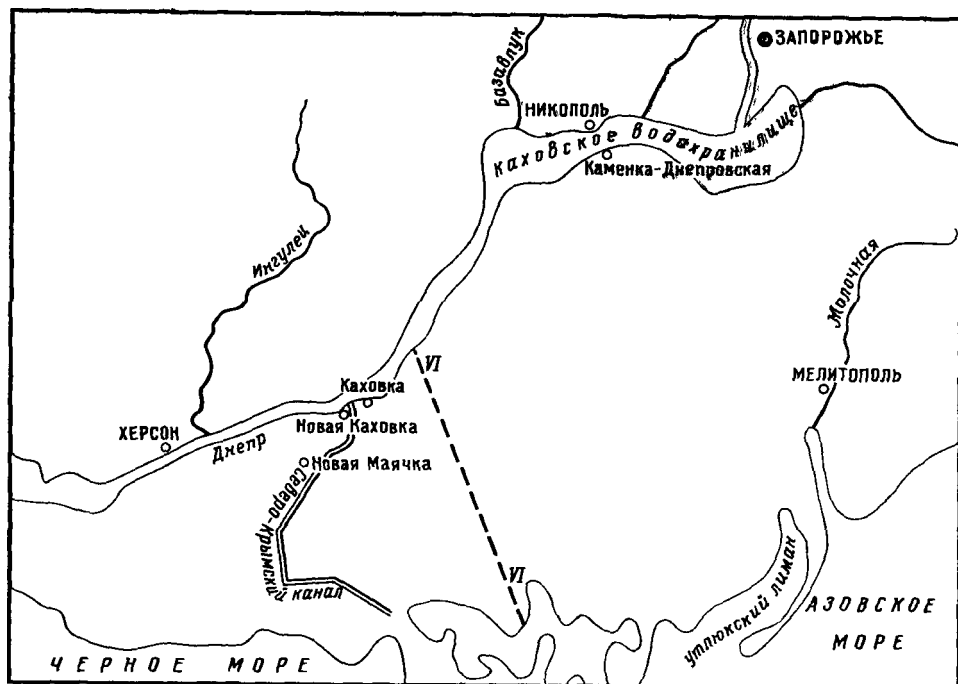


Рис. 43. Схематическая карта района Каховского водохранилища

Днепровское, Днепродзержинское, Кременчугское, Киевское водохранилища и строится Каневское. После завершения строительства Днепровского каскада водохранилищ, площадь водного зеркала Днепра на территории СССР увеличится с 600 до 6900 км^2 . Полный объем водохранилищ превысит 40 км^3 при полезном объеме более 20 км^3 .

Из всех водохранилищ Днепровского каскада наибольшее влияние на гидрогеологические и инженерно-геологические условия прилегающей территории оказывает Каховское водохранилище вместе с Северо-Крымским каналом и оросительными системами левобережья Нижнего Днепра (рис. 43).

Общая характеристика водохранилища. Каховское водохранилище в Днепровском каскаде является нижним. Оно имеет длину 220 км и расположено в пределах Днепропетровской, Запорожской и Херсонской областей СССР. По морфологическим условиям водохранилище делится на три участка.

1. Верхний участок прослеживается от зоны выклинивания подпора от водохранилища до с. Беленького и имеет длину 23 км . Глубина водохранилища здесь колеблется от 2 до 10 м , ширина от 4 до 22 км .

2. Центральный (озерный) участок — от с. Беленького до с. Бабино, длиной 97 км — образовался в результате затопления Базавлук-

ских и Конских плавней. В северо-восточной части участка, в районе бывших Конских плавней, имеется обширное мелководье (глубиной 1—4 м), отмели (глубиной менее 1 м) и острова. Глубина по фарватеру резко изменяется от 5 до 12 м. Береговая линия извилистая. Ширина водохранилища чаще 14—18 км, наибольшая 22 км, наименьшая (по линии гг. Никополь — Каменка-Днепровская) 4,5 км.

3. Нижний (перезжимный) участок от с. Бабино до плотины Каховской ГЭС. Длина участка 100 км. Плановые очертания берегов водохранилища соответствуют очертаниям долины Днепра. Преобладающая ширина от 5,5 до 8,0 км, глубина от 10 до 30 м.

Сооружение плотины у Каховки создало напор на 16 м. Водохранилище располагает полным объемом 18,5 км³ и рабочим — 7,2 км³.

Уровенный режим Каховского водохранилища зависит от режима верхних водохранилищ и запроектирован с учетом удовлетворения потребностей сельского хозяйства (на орошение), рыбного хозяйства, водного транспорта, энергетики и санитарных попусков. Санитарные попуски в объеме 400—500 м³/сек имеют большое значение для предотвращения засоления морской водой лимана и нижнего участка реки.

Ежегодно в период весеннего половодья (апрель—май) водохранилище наполняется до отметки 16,0 м. В летний период уровень сбрасывается до отметки 15,0 м. В осенне-зимний и предпаводковый период до отметок 13,7—14,0 м.

В прибрежной зоне водохранилища от затопления, подтопления и берегообрушения защищаются населенные пункты, ценные сельскохозяйственные угодья, месторождения полезных ископаемых, в том числе гг. Каховка, Никополь, Каменка-Днепровская, Марганец, села Бол. Знаменка, Водяное, орошаемый массив Каменский под, пойма р. Базавлук, марганцевые месторождения (см. рис. 43). Защита осуществлена системой дамб и противодиффузионных сооружений с насосными станциями.

Естественные гидрогеологические условия района водохранилища. Водохранилище Каховской ГЭС расположено в районе Нижнего Днепра, пересекающего здесь Причерноморскую впадину. Лишь в северной части водохранилища долина реки проходит по склону Украинского кристаллического массива. Граница между этими геологическими структурами проходит по линии городов Никополь—Орехово.

Украинский кристаллический массив на исследуемом участке представлен гранитами, гнейсами, метабазитами верхнего архея. Поверхность пород неровная. Выходы кристаллических пород на дневную поверхность отмечены в районе г. Запорожья, в долинах притоков Днепра: Ингульца, Базавлука и Чертомлыка. В районе с. Беленького и ниже по течению они прикрыты третичными и четвертичными отложениями и не выходят на поверхность. В районе гг. Никополь и Каменка-Днепровская на неровной размытой поверхности кристаллических пород залегают песчаные глины олигоцена харьковского яруса. К югу кристаллические породы резко погружаются под осадочные отложения Причерноморской впадины, которые в верхней части представлены полого падающими к Черному морю отложениями верхнего миоцена и нижнего плиоцена.

Неогеновые отложения представлены разнообразными известняками среднесарматского, верхнесарматского, мзотического и понтического ярусов. В подчиненном количестве присутствуют пески, мергели, известковистые глины и песчаники. Нижние горизонты неогена менее водопроницаемые, а верхние, представленные сильно закарстованными известняками, обладают высокой проницаемостью.

На размытой поверхности третичных отложений, а в верховой части водохранилища местами непосредственно на кристаллических породах залегают четвертичные осадочные образования, представленные лёссовидными суглинками, подстилаемыми песками и красно-бурыми глинами. Мощность отложений до 90 м.

Аллювий в долине Днепра развит в верховой части водохранилища и сложен преимущественно мелкозернистыми песками. В нижней части разреза они замещаются среднезернистыми, а местами и гравелистыми песками. Аллювиальные песчаные отложения, а на водораздельных плато и породы неогена перекрыты толщей лёссовидных суглинков мощностью до 40 м.

Неогеновые отложения в верховой части водохранилища высоко подняты над современным базисом эрозии, и содержащиеся в них воды последовательно перемещаются с севера на юг от верхнего и среднего сармата к мзотису и понту. По направлению к низовой части водохранилища кровля неогена погружается под более молодые отложения и воды неогена приобретают напор. Подземные воды залегают в песчаных отложениях и сильно кавернозных известняках. Высокая водообильность неогеновых отложений (удельные дебиты скважин составляют от 5 до 40 л/сек), малая минерализация воды (до 1 г/л) и сравнительно небольшие глубины залегания обусловили большое практическое значение водоносного горизонта неогена как источника централизованного водоснабжения и местного орошения.

Воды четвертичных отложений залегают в основном в аллювиальных террасовых отложениях Днепра, характеризующихся большой пестротой литологического состава. Питание всех водоносных горизонтов в естественных условиях происходило в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Подземные воды района водохранилища имели общее направление движения с севера на юг. На правом берегу они двигались в междуречье Днепр—Ингулец, постепенно растекаясь в обе стороны к долинам упомянутых рек, а на левом — в междуречье Днепр—Молочная к Сивашам, Азовскому и Черному морям.

По геолого-гидрогеологическим условиям в пределах исследуемой территории выделяются три района.

Первый район расположен в верховье водохранилища от г. Запорожье до линии сел Ново-Воронцовка — Малая Лепетиха. Наибольшее развитие здесь имеют аллювиальные отложения Днепра, которые представлены мелкозернистыми песками и супесями, переходящими в среднезернистые, а местами и гравелистые пески. В верхней части разреза пески покрыты суглинками. Зеркало аллювиального водоносного горизонта до подпора имело уклон в сторону русла Днепра от 0,002—0,005 до 0,03. На междуречьях Днепр — Молочная уровень подземных вод находится в третичных известняках с уклоном около 0,00005—0,001.

Второй район представляет собой среднюю часть водохранилища (линия сел Ново-Воронцовка — Малая Лепетиха на севере и Горностаевка — Красный Маяк на юге), в пределах которой распространены суглинисто-песчаные террасы, а коренные берега в зоне подпора сложены известняками и мергелями неогена с прослойками глин. У берега уклон грунтового потока был около 0,001. К водоразделам Днепр — Молочная и Днепр—Ингулец уровень грунтовых вод повышался соответственно на 8—20 м и 4—30 м, а уклон уменьшался до 0,00005—0,0007.

Третий район охватывает нижнюю часть водохранилища, южнее линии сел Горностаевка — Красный Маяк. Здесь крутые берега сложены трещиноватыми, сильно проницаемыми известняками неогена.

В прибрежной части подземные воды залегают в известняках и имели весьма слабо наклоненное к Днепру, почти горизонтальное зеркало. Наблюдения за уровнями подземных вод и вод Днепра показали наличие гидравлической связи и зависимость положения уровня подземных вод прибрежной полосы от колебания уровня Днепра. В верхней части водохранилища благоприятные условия для взаимосвязи подземных вод и вод Днепра создает наличие в нижней части разреза значительной толщи аллювиальных песков. В средней и нижней частях водохранилища этому способствует развитие известняков. Ширина зоны влияния Днепра на уровенный режим грунтовых вод составляла от 1—2 км в верхней и средней частях водохранилища до 5—8 км — в нижней. Кроме того, на уровенный режим грунтовых вод оказывали влияния инфильтрационные воды атмосферных осадков, отбор вод для водоснабжения и орошения. Максимальное положение зеркала грунтовых вод наблюдалось в период снеготаяния и прохождения паводка по Днепру. При этом величина подъема и амплитуда колебания уровня уменьшались в глубь берега. Продолжительность фаз запаздывания повышения уровня увеличивалась в этом же направлении. В течение лета и осени зеркало грунтовых вод медленно понижалось, достигая минимального положения в декабре месяце. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод составляла 0,6—5,6 м.

Вне зоны влияния днепровских паводков режим уровня грунтовых вод характеризовался тесной зависимостью от инфильтрации атмосферных осадков, забора воды для орошения и водоснабжения. Наличие между дневной поверхностью и водоносным горизонтом мощной толщи суглинков затрудняет просачивание атмосферных осадков, в связи с чем подъем уровня грунтовых вод происходит с запаздыванием на 1—2 месяца. Максимальные отметки зеркала грунтовых вод наблюдались в весенний период, а минимальные — в зимний.

Характеристика происшедших изменений гидрогеологических условий незащищаемого района водохранилища. Для получения исходных данных о положении уровня грунтовых вод до наполнения водохранилища и прогноза подпора Укргидэпом было пробурено в пределах узкой береговой полосы 176 гидрогеологических скважин по 56 поперечникам. Расчеты установившегося подпертого уровня грунтовых вод в верхней и средней частях водохранилища были проведены по формулам Г. Н. Каменского (1940) и И. А. Скабаллановича (1964) для наклонного и горизонтального пластов с учетом их водопроницаемости в условиях значительной площади их питания. На территории левобережья Нижнего Днепра прогноз был выполнен ВНИИГ методом ЭГДА.

Наблюдения за уровенным режимом подземных вод на незащищаемых территориях были начаты Укргидэпом в 1953 г. и продолжены в 1958 г. Южно-Украинской гидрогеологической станцией на семи створах, расположенных в селениях Верхняя Тарасовка, Бельное, Покровское, Карай-Дубина. Установлено, что скорость подъема подземных вод на различных участках берегов Каховского водохранилища неодинакова. Определяется она как общими гидрогеологическими условиями, так и геологическим строением, водопроницаемостью пород, расстоянием до водохранилища, режимом его эксплуатации.

В верхней и средней частях водохранилища формирование подпорной поверхности подземных вод происходило при наличии временной утечки из водохранилища, которая идет на насыщение сухих по-

род в зоне повышения подземных вод. Подтверждаются данные прогноза о том, что существенного смещения водораздела подземных вод после стабилизации подпора наблюдаться не будет.

В верховье водохранилища повышение подземных вод в 1969 г. продолжается, однако на участке от г. Запорожья до с. Беленького, где берега сложены песками и суглинками, к концу 1956 г. восстановилось их движение к Днепру. В с. Верхняя Тарасовка, расположенном ниже по течению, движение подземных вод к Днепру полностью восстановилось в 1961 г.

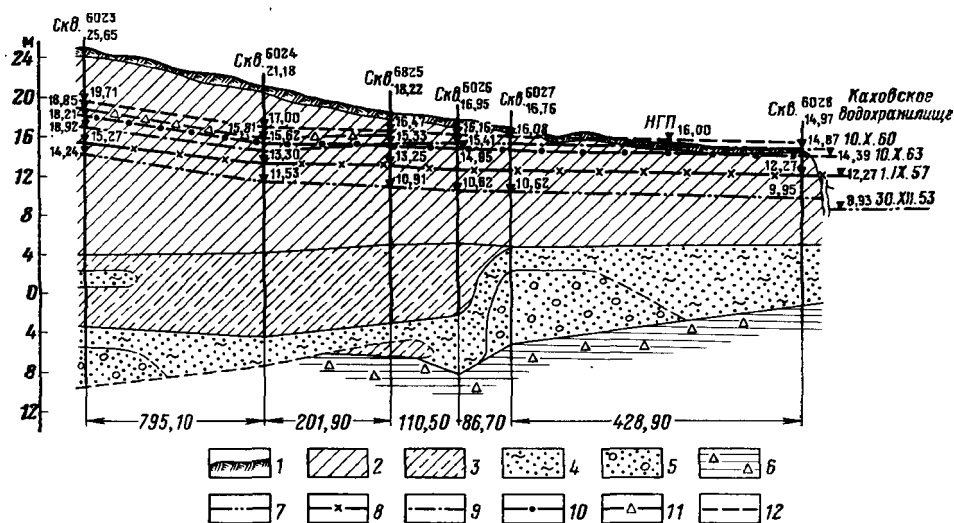


Рис. 44. Гидрогеологический разрез по створу 167 (с. Верхняя Тарасовка).

1 — почвенный горизонт; 2 — суглинок от легкого до тяжелого; 3 — супесь от легкой до тяжелой; 4 — песок с галькой; 5 — песок тонкозернистый и мелкозернистый; 6 — глина тяжелая; 7 — бытовой уровень грунтовых вод на 30/XII 1953 г.; 8 — уровень грунтовых вод на 1/X 1957 г.; 9 — уровень грунтовых вод на 10/X 1960 г.; 10 — уровень грунтовых вод на 10/X 1963 г.; 11 — уровень грунтовых вод на IX 1968 г.; 12 — расчетный подпорный уровень грунтовых вод при НГП 16,0 м

В средней части водохранилища продолжается шодъем уровня подземных вод, и их поток вблизи Днепра в 1970 г. все еще двигался в сторону коренного берега.

Наблюдения за режимом подземных вод показывают, что на участках, где водосодержащими породами являются пески и супеси, ежегодные колебания уровня водохранилища на 2,8—3 м сказываются на расстоянии до 300—400 м, иногда до 700 м. Там же, где берега сложены суглинками, это расстояние составляет 100—150 м.

Нанесенные на разрезе (рис. 44) результаты наблюдений на конец 1957, 1960, 1963, 1968 гг., т. е. на конец 2, 5, 8 и 13 годов существования водохранилища, характеризуют сравнительно медленное повышение подпорного уровня в песках и суглинках при ежегодной сработке водохранилища на 2—3 м. Величина распространения подпора в аллювиальных песках и супесях в 1956 г. не превышала 1000—1100 м, в 1960 г. она была порядка 1800—2000 м, в 1964 г. — 2700 м, а в 1968 г. — 3500 м. В суглинках к концу 1956 г. подпор распространился на 100—200 м, к 1960 г. на 400—500 м, к 1964 г. на 700—800 м и к концу 1968 г. на 900—1000 м, т. е. на величину в 4 раза меньшую, чем в песках.

В нижней части водохранилища берега сложены третичными известняками. При отметках уровня подземных вод на водоразделах

ниже уровня воды в водохранилище формирование подпора протекаато в условиях постоянной фильтрации воды из водохранилища Сарматские известняки характеризуются коэффициентом фильтрации (особенно в прибрежной части) преимущественно 50—250 м/сутки. Изменение уровня воды в водохранилище быстро сказалось на положении подземных вод этого района. В скв 129, расположенной в районе плотины, в 1200 м от уреза водохранилища, уровни почти полностью отражают колебания воды в постеднем. В известняках левого коренного берега вдоль водохранилища, выше плотины, южнее с Горностаевки,

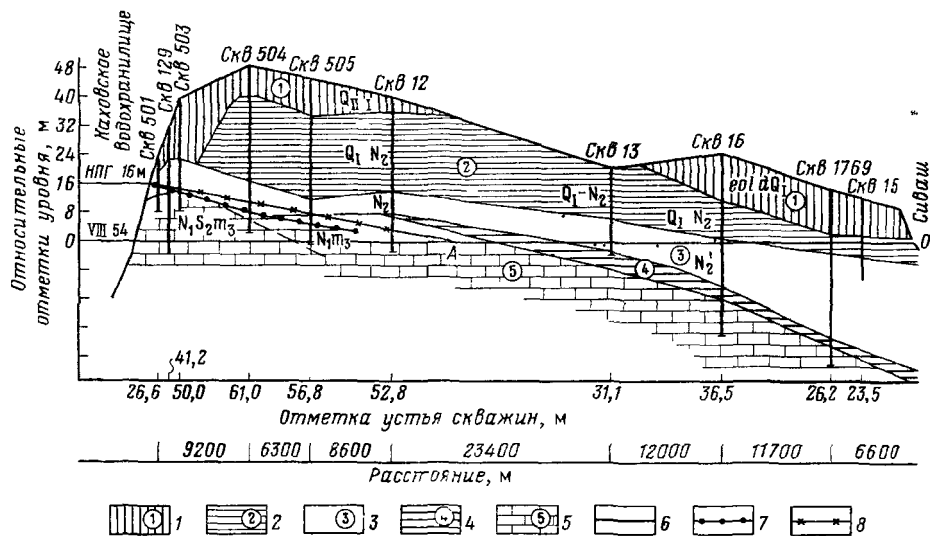


Рис 45 Гидрогеологический разрез по створу VI—VI (Днепр — Сиваш)

1 — суглинок тессовидный 2 — глина красно бурая плотная 3 — песок мелкозернистый 4 — глина зеленоватого черная плотная 5 — известняк оолитово ракушечный кавернозный 6 — естественный уровень грунтовых вод на 30/VIII 1954 г 7 — уровень грунтовых вод на 30/VIII 1960 г 8 — то же на 25/II 1969 г

подъем подземных вод произойдет к середине 1958 г в зоне шириной 12 км, к 1960 г — 18—20 км, к 1964 г — 22—25 км и к 1969 г — 26—30 км, т е со скоростью примерно 1—1,5 км/год (рис 45). По прогнозу, выполненному ВНИИГ методом ЭГДА, повышение уровня в водохранилище над естественной поверхностью подземных вод на 12—13 м вызывает смещение существующего в естественных условиях невысокого водораздела подземных вод до самого водохранилища. Формируется подпорная поверхность подземных вод со слабым уклоном от водохранилища на левом берегу к Черному морю, а на правом — к р Ингульцу.

Для оценки хода подпора подземных вод в разных породах, по данным замеров в наблюдательных скважинах опорных поперечников, были вычислены абсолютные величины подъема подпорного уровня над бытовыми (в метрах) и относительные его величины (в процентах к ожидаемому конечному подпорному уровню при НПГ водохранилища). По этим данным, на рис 46 построены кривые подъема уровня подземных вод в верховой части водохранилища в песках — супесях и суглинках в зависимости от расстояния до водохранилища на конец 1956—1963 гг.

В водоносных песках уровень подземных вод в 400 м от водохранилища поднялся в конце 1956 г на 36%, в 1958 г — на 70%, в 1960 г — на 78% и в 1963 г — на 88% от расчетного конечного под-

пора. В водосодержащих суглинках уровень подземных вод на расстоянии 200 м от водохранилища составлял к концу 1957 г. 40%, к концу 1960 г. — 61% и в 1963 г. примерно 75% от конечного подпора. В залегающих в низовой части водохранилища трещиноватых известняках в 2 км от уреза НПГ уровень подземных вод повысился к концу 1956 г. на 3%, в 1959—1960 гг. на 85% от конечного подпора, оставаясь в последующие годы на тех же отметках.

Для оценки подтопления большое значение имеют расчеты ожидаемого подпора во времени. Для оценки точности таких расчетов произведено сопоставление наблюдаемого хода подъема подземных вод

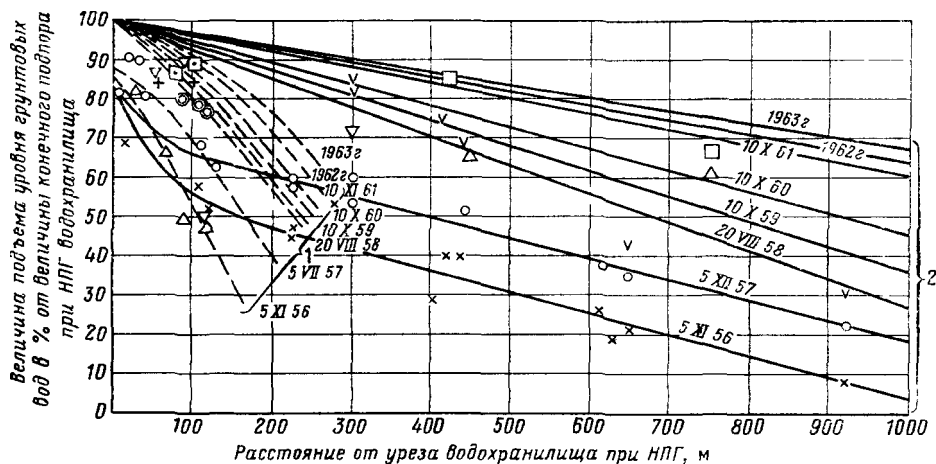


Рис. 46. Кривые подъема уровня подземных вод берегов Каховского водохранилища.
1 — в суглинках, 2 — в песках и супесях

с 1955 по 1961 г. с вычисленными по теоретическим формулам по девяти поперечникам, расположенным во всех трех районах водохранилища. Расчеты подпора производились по формулам неустановившегося движения подземных вод в конечных разностях Г. Н. Каменского с учетом колебания уровня водохранилища с 1953 по 1961 г. Величина инфильтрации W принята равной 3,5% от среднегодовых осадков, т.е. 0,00005 м/сутки. Значения коэффициента фильтрации K и недостатка насыщения μ получены расчетом по формуле Н. Н. Биндемана (1957), используя наблюдения за повышением уровня подземных вод в скважинах опорных поперечников во время паводка на Днепре. При формировании подпорного уровня в суглинках в связи с подъемом воды в Днепре на 12—13 м, разница между наблюдаемым и расчетным подпорными уровнями подземных вод на 1 октября 1961 г. составляла от +0,06 до +1,44 м. При залегании подземных вод в песках и супесях эта разница колебалась, при подъеме в водохранилище на 7—9 м от +0,80 до —0,98 м. В известняках, характеризующихся значительной неоднородностью по водопроницаемости, при подъеме в водохранилище на 16 м разница составила 0,54—1,33 м.

Ход формирования и конечное положение подпорного уровня подземных вод в значительной мере зависят от режима работы водохранилища, т.е. от размеров колебания и продолжительности стояния уровня воды в нем в течение суток, сезона и года. В условиях ежегодной весенней сработки водохранилища положение установившегося подпорного уровня подземных вод за пределами прибрежной зоны будет близко к рассчитанному по формулам Г. Н. Каменского, прини-

мая за исходную отметку НПГ средневзвешенную отметку уровня воды в водохранилище для среднего по водности года.

Сопоставление расчетного и фактически наблюдаемого положения подземных вод на берегах Каховского водохранилища указывает на возможность в процессе проектирования гидроэлектростанций давать прогноз хода формирования уровня подземных вод во времени на десятки лет вперед, но при условии учета уровенного режима водохранилища.

Изменение гидрогеологических условий территорий, защищаемых от затопления и подтопления. На территории ряда городов и поселков, рас-

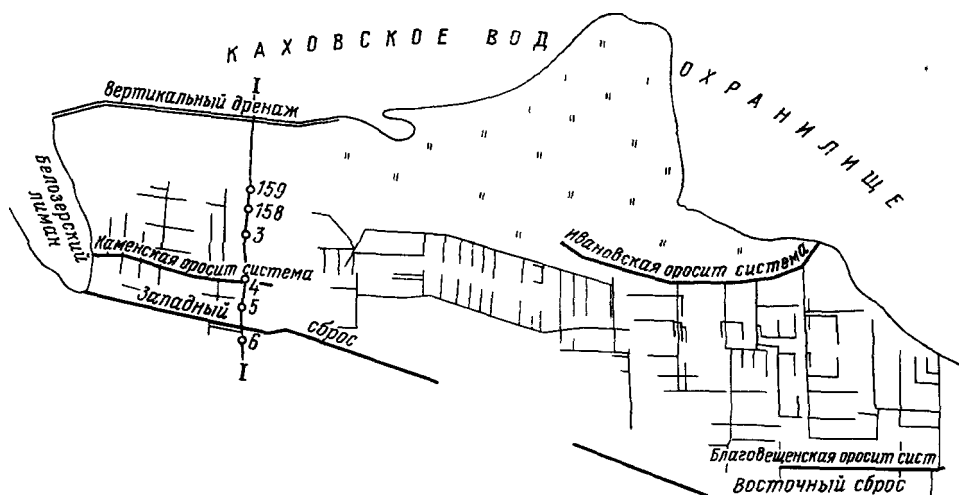


Рис 47 Схема расположения орошаемого массива Каменский под

положенных по берегам Каховского водохранилища, сооружены защитные мероприятия. Мы остановимся здесь на рассмотрении лишь двух наиболее характерных примеров.

Орошаемый массив Каменский под расположен на второй надпойменной левобережной террасе Днепра с отметками поверхности 12—20 м. Вторая терраса имеет небольшой (0,001—0,0005) обратный уклон и образует в присклоновой южной части подовые понижения. Наиболее пониженная часть Каменского пода с расположенной на ней оросительной системой защищается от затопления и подтопления водами водохранилища земляной дамбой и дренажной завесой из вертикальных колодцев, дополненной водопонижающими скважинами, оборудованными насосами АТН-10А.

Орошаемый массив с севера и востока омывается водами водохранилища, с запада — Белозерским лиманом. Южной границей массива служит коренной берег Днепра (рис. 47). Длина массива около 40 км, ширина — 10—11 км. Площадь орошаемых земель 17 200 га. В пределах массива действует три оросительные системы: Каменская, берущая воду из Белозерского лимана, Ивановская и Благовещенская с забором воды из Каховского водохранилища. Орошение начато в 1956 г.

Терраса сложена древнеаллювиальными отложениями, залегающими на глинах харьковского яруса. Нижняя часть древнеаллювиальных образований представлена разнотернистыми, местами крупнозернистыми, песками с включением гравия и гальки, верхняя — мелкозер-

нистыми песками, супесями и суглинками, перекрытыми песками и лёссовидными суглинками (рис. 48). Коэффициент фильтрации песков составлял 9—30 м/сутки, супесей — 1 м/сутки, аллювиальных суглинков — 0,005—0,05 м/сутки. Глины являются региональным водоупором горизонта грунтовых вод.

До наполнения водохранилища уровень грунтовых вод в пределах массива залегал на глубине 6—12 м, уменьшаясь на подовых уча-

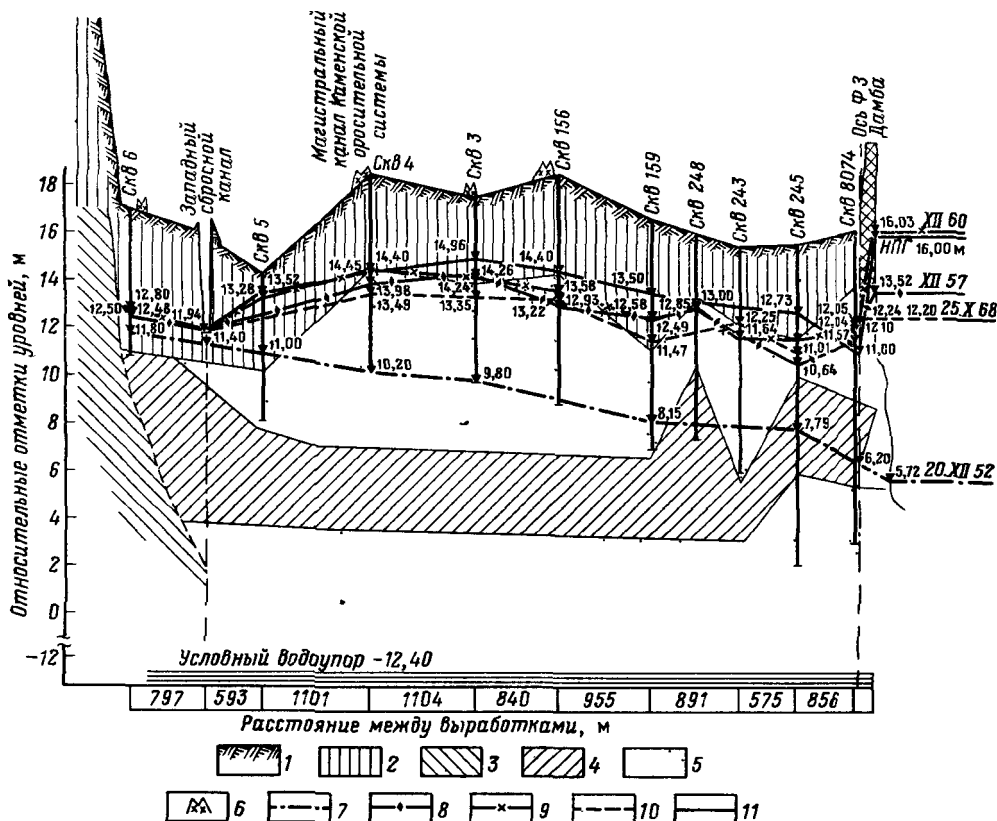


Рис. 48. Гидрогеологический разрез по створу I—I (Каменский под).

1 — почвенный слой 2 — лёссовидные породы, 3 — суглины, лёссовидный, 4 — суглинок, 5 — песок 6 — оросительные каналы, 7 — бытовой уровень грунтовых вод на 20/XII 1952 г., 8 — уровень грунтовых вод на XII 1957 г., 9 — то же на XII 1960 г., 10 — то же на 25/X 1968 г., 11 — уровень грунтовых вод на 1965—1966 гг по прогнозу 1959 г

стках до 2—3 м. В северной части массива грунтовые воды имеют аномальное куполообразное повышение. Купол образовался за счет повышенной инфильтрации атмосферных осадков в кучугурах, расположенных между селами Водяное и Ивановка.

С вводом в эксплуатацию водохранилища и расширением оросительных систем начался повсеместный подъем грунтовых вод. Наиболее значительное повышение грунтовых вод происходило в летние поливные периоды. Подъем грунтовых вод в весенне-летний период сменялся спадом в осенне-зимний, но отметки зеркала грунтовых вод никогда не возвращались к исходным предвесенним.

Построенные вдоль подовых участков Восточный и Западный магистральные сбросные каналы не обеспечили необходимого снижения грунтовых вод.

Повышение зеркала грунтовых вод вызвано как влиянием подпора со стороны Каховского водохранилища, так и инфильтрацией оросительных вод в поливной период. При этом наибольшее влияние оказали инфильтрационные оросительные воды. Исследованиями гидрогеологической станции и УкрНИИГиМа было установлено, что за период с 1956 по 1959 г. потери воды из оросительных каналов составляли 20—25% от водозабора. Наиболее неблагоприятные гидрогеологические условия сложились на пониженных, подовых участках, где глубина залегания грунтовых вод составила к концу 1959 г. 0,6—2,5 м. Почвы района подовых понижений подвергались вторичному засолению.

Для определения подъема уровня грунтовых вод на территории Каменского пода в условиях эксплуатации водохранилища и оросительных систем НИИГеология ДГУ совместно с Гидрогеологической станцией Минводхоза УССР составили в 1959 г. прогноз изменения гидрогеологической обстановки к 1965—1966 гг. (Скабалланович, Сергеева, 1964). Исследованиями было установлено, что к 1965—1966 гг. глубина залегания грунтовых вод уменьшится на большей территории массива до 2—4 м, а на отдельных пониженных участках они выйдут на дневную поверхность. Для уменьшения подъема грунтовых вод был рекомендован комплекс мероприятий по уменьшению потерь воды из магистральных каналов (облицовка железобетоном) и строительство дренажных сооружений (горизонтальный и вертикальный дренажи).

Наблюдениям за режимом грунтовых вод в основном были подвержены данные прогноза (см. рис. 48). К августу 1963 г. площади с глубиной залегания грунтовых вод до 3 м составили 270 га, а к марту 1967 г. они увеличились до 8473 га. Значительные площади наиболее пониженной территории массива были подтоплены, а земли подверглись вторичному засолению.

С целью уменьшения потерь воды из магистральных каналов Каменским управлением эксплуатации оросительных систем в 1962 г. были начаты работы по их облицовке. Коэффициент полезного действия облицованных железобетоном участков Каменского и Благовещенского магистральных каналов составил соответственно 0,91 и 0,96, а не облицованных 0,73 и 0,76.

В 1961 г. Укргипроводхозом был составлен проект мероприятий по защите от подтопления и заболачивания земель орошаемого массива. На участках с отметками поверхности ниже 19 м общей площадью 7557 га проектом предусматривалось сооружение 48 совершенных скважин глубиной 30—35 м с расстояниями между скважинами 500—2000 м и общей производительностью 146 м³/час. Дренажные скважины совместно со сбросными дренажными каналами должны были понизить уровень грунтовых вод до глубины 4—6 м ниже поверхности земли.

Откачки воды в количестве 50—105 м³/час из введенных в 1966 г. в эксплуатацию 19-ти скважин вертикального дренажа вызвали понижение уровня грунтовых вод на прилегающей площади на 0,1—1,8 м. В 1967 г. максимальное количество работающих скважин достигало 40, а дополнительное положение уровней составляло 0,4—1,34 м. В 1968 г. число работающих скважин увеличилось до 42—44 при производительности 80—100 м³/час. В результате эксплуатации скважин вертикального дренажа с радиусом влияния около 300 м и уменьшения потерь на фильтрацию из каналов площади с глубиной залегания грунтовых вод до 1 м к концу января 1969 г. исчезли, а с глубиной от 2 до 3 м уменьшились с 7350 га до 3724 га. Возросла площадь с глубиной залегания грунтовых вод свыше 3 м. Однако намеченное понижение грунтовых вод до глубины 4—6 м не достигнуто.

Работами, выполненными Каховской гидрогеолого-мелиоративной экспедицией Минводхоза СССР, установлено, что добиться улучшения гидрогеолого-мелиоративной обстановки на массиве орошения некоторым уменьшением подачи оросительной воды на поля и уменьшением потерь воды в каналах в условиях, сложившихся на орошаемых землях массива Каменский под, нельзя. Для этого необходимо увеличить понижение грунтовых вод действующим вертикальным дренажом и построить вертикальный дренаж в центральной части орошаемого массива.

Левобережье Нижнего Днепра. Рассматриваемая территория расположена в пределах аккумулятивных террас Днепра между р. Днепр на западе, северо-западе, Каховским водохранилищем на севере, Черным морем и Сивашем на юге, р. Молочной на востоке.

В геологическом строении района принимают участие сарматские, мэотические и понтические известняки, которые повсеместно перекрывают верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями. Исключение составляют берега Днепра, где известняки выходят на дневную поверхность. К отложениям сармата, мэотиса, понта и верхнего плиоцена приурочен неогеновый водоносный горизонт. Воды этих отложений гидравлически связаны между собой и определяют гидрогеологические условия левобережья Нижнего Днепра.

В бытовых условиях воды естественного купола, образовавшегося в Алешковских аллювиальных песках — кучугурах, расположенных вблизи Днепра на юго-запад от г. Новая Каховка и с. Чернянка, пополнявшихся атмосферными осадками и конденсационной влагой, радиально растекались во все стороны. В центральной части Левобережной степи они встречались с подземным потоком, движущимся со стороны междуречья Днепр—Молочная и полого растекались в сторону Черного моря и Сиваша. Наполнение Каховского водохранилища в 1955 г. и пуск в эксплуатацию Северо-Крымского канала в 1958 г. резко изменили гидрогеологическую обстановку на рассматриваемой территории. По гидрогеологическим условиям в пределах рассматриваемого участка можно выделить два района: 1) район фильтрации из водохранилища в Сиваш, Черное и Азовское моря и 2) район подпора Северо-Крымским каналом на участке Чернянка—Старая Маячка купола подземных вод в Алешковских песчаных кучугурах.

Первый район, расположенный в основном юго-восточнее Северо-Крымского канала, характеризуется постоянной фильтрацией воды из водохранилища в сторону Сиваша, Азовского и Черного морей. До наполнения Каховского водохранилища в этом районе имелась слабо наклоненная к Днепру и Сивашам на севере свободная, а южнее напорная поверхность подземных вод. После наполнения водохранилища началась свободная фильтрация из него в сторону Черного и Азовского морей и Сиваша. Существовавший в естественных условиях невысокий водораздел подземных вод между Днепром и Черным морем сместился к водохранилищу.

Исследованиями Каховской гидрогеолого-мелиоративной экспедиции Минводхоза СССР доказано, что уровень грунтовых вод, залегающий в настоящее время на глубинах 2—3 м, практически не претерпит изменений. Подъем уровня под влиянием фильтрации из Каховского водохранилища в 20—23 км севернее Сивашей и Черного моря на 4—5 м не вызовет подтопления населенных пунктов и сельскохозяйственных территорий, так как глубина залегания грунтовых вод в этом районе в настоящее время составляет 10—20 м.

Второй район приурочен к Краснознаменскому орошаемому массиву (рис. 49). Расположен он на границе участка обходной фильтра-

ции в левобережном примыкании плотины Каховской ГЭС и участка фильтрации из Каховского водохранилища в сторону Сиваша и Черного моря в зоне подпора купола грунтовых вод Алешковских песков водами водохранилища и в зоне влияния Краснознаменской оросительной системы.

После наполнения водохранилища в 1955 г. здесь начался подъем уровня подземных вод. В с. Чернянка, расположенном в 15 км от водохранилища, подъем подземных вод за 1956 г. составил 1,8—1,9 м, за

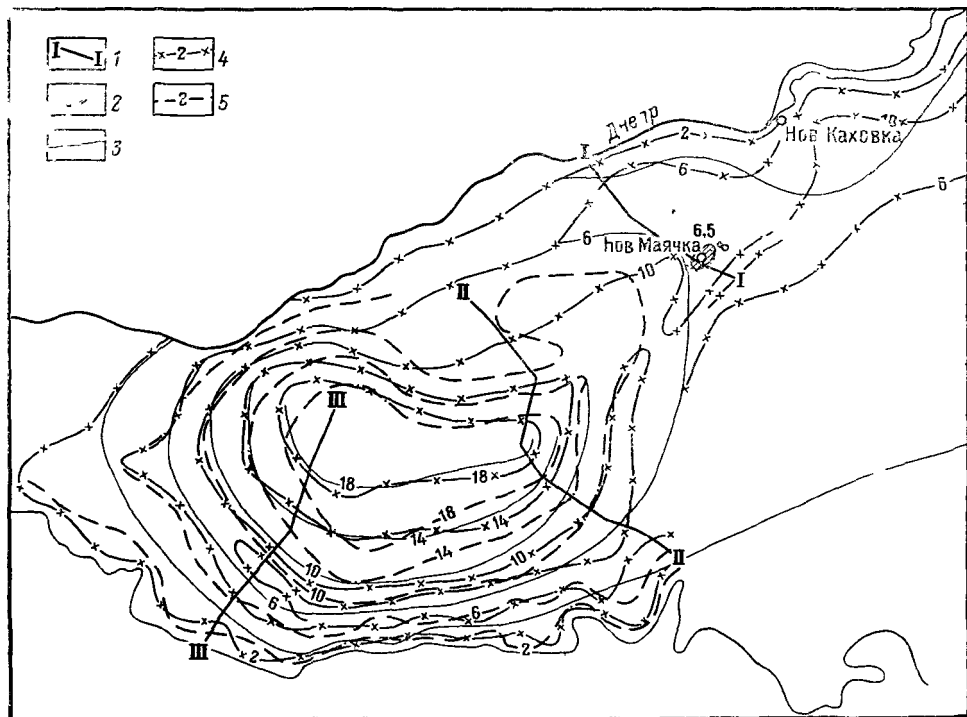


Рис. 49. Схема гидроизогипс грунтовых вод Краснознаменского орошаемого массива.

1 — линии гидрогеологических разрезов, 2 — контур водопонижающей установки в с. Нижняя Маячка, 3 — каналы СКК — Северо-Крымский канал, КМК — Краснознаменский магистральный канал, 4 — гидроизогипсы грунтовых вод до наполнения Каховского водохранилища и их отметки, 5 — гидроизогипсы грунтовых вод на 1/III 1968 г.

1957 г. — 0,5—0,6 м, за первую половину 1958 г. 0,2—0,3 м. К моменту пуска Северо-Крымского канала (июнь 1958 г.) в районе с. Чернянка проявилась тенденция к затуханию подъема уровня подземных вод под влиянием Каховского водохранилища.

С наполнением Северо-Крымского канала и вводом в частичную эксплуатацию Краснознаменской оросительной системы, наряду с инфильтрацией оросительных вод, воды подканального купола, образовавшегося под Северо-Крымским каналом, сомкнулись с подземными и подперли поток грунтовых вод, движущийся со стороны естественной области питания грунтовых вод, находящийся в районе Алешковских песков (см. рис. 49). Образовался почти бессточный подземный бассейн. В результате этого во второй половине 1958 г. произошел резкий подъем уровня подземных вод в районе с. Чернянка на 1,3—1,4 м и была затоплена пониженная часть села. В течение 1959 г. произошло дальнейшее повышение подземных вод на 0,8—1,0 м и площади затопленных сельскохозяйственных угодий и застроенной части с. Чернянка существенно увеличились. В 1959 г. началось повышение уровня

подземных вод в районе сел Новая Маячка и Старая Маячка, расположенных в 24 и 34 км от водохранилища и в 3—4 км от Северо-Крымского канала. Величина подъема подземных вод в течение года здесь составила 0,7—1,2 м, вызвав подтопление пониженных участков сел и прилегающих к ним земель. На отдельных участках совхоза «Новомаячковский» после наполнения канала еще до начала орошения грунтовые воды под влиянием фильтрации из канала повысились и глубина их залегания уменьшилась до 0,5—1,5 м. К концу 1959 г. по этой же причине был отмечен подъем грунтовых вод в с. Подокалиновка, расположенном в 40 км от Каховского водохранилища и в 1—2 км от Северо-Крымского канала.

Анализ наблюдений за положением грунтовых вод показывает, что если в 1963 г. площади с глубиной залегания грунтовых вод менее двух метров состав-

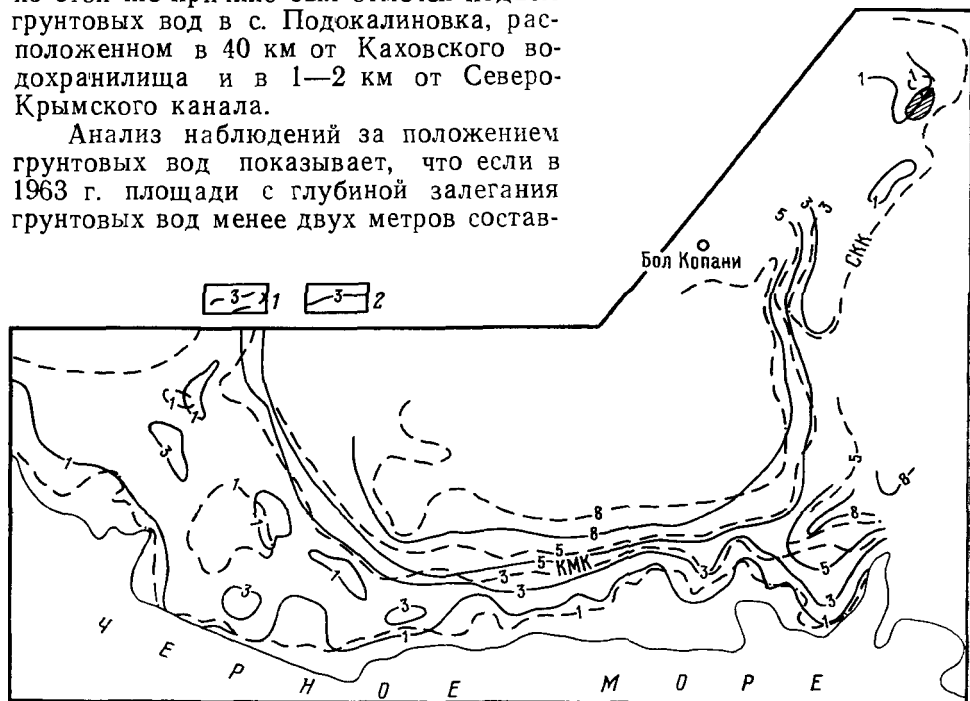


Рис. 50. Схема глубин залегания грунтовых вод Краснознаменского орошаемого массива. 1 — изолинии наблюдаемых глубин залегания грунтовых вод на 1/III 1968 г. 2 — прогнозные изолинии глубин залегания грунтовых вод на 1/III 1968 г.

ляли 12 920 га, то в 1968 г. они увеличились до 35 410 га, т. е. почти в три раза. В 1968 г. произошел значительный подъем грунтовых вод на всем левобережье Нижнего Днепра, особенно у водохранилища и каналов.

Следует отметить, что сопоставление положения грунтовых вод к 1968 г. в условиях влияния водохранилища и орошения, полученного моделированием на гидроинтеграторе в 1963 г. на 25-летний период (в том числе на 1968 г.) с фактически наблюдаемым в марте 1968 г., показало хорошую сходимость (см. рис. 49). Положение изолиний глубин залегания подземных вод, наблюдаемых в марте 1968 г., и по прогнозу на ту же дату практически совпадает (рис. 50).

Заложенный вертикальный дренаж в селах Чернянка и Нижняя Маячка приостановил повышение подземных вод на участках этих сел.

По данным гидрогеолого-мелиоративной экспедиции, на остальной орошаемой территории на участках населенных пунктов в ближайшие 3—5 лет без осуществления комплексных инженерных мероприятий по снижению уровня грунтовых вод, широкое развитие получают заболачивание, вторичное засоление земель и подтопление населенных

пунктов. Для предупреждения этих процессов необходимо осуществить строительство вертикального дренажа в северной части и горизонтального в южной части Краснознаменной системы. Предварительные расчеты показывают, что использование в рассматриваемом районе пресных подземных вод для орошения позволяет только за счет естественных ресурсов оросить 20 000 га земель.

Влияние водохранилища на условия водоснабжения населенных пунктов и ресурсы подземных вод. До создания Каховского водохранилища водоснабжение населенных пунктов в прибрежной зоне Днепра было построено в основном на водозаборе грунтовых вод аллювиальных, реже эолово-делювиальных отложений, колодцами при минерализации воды преимущественно 1—2 г/л. Лишь часть городов и крупных сел имели централизованное водоснабжение с забором грунтовых вод аллювиальных и неогеновых отложений с минерализацией 0,4—2,1 г/л.

В процессе строительства гидроузла и подготовки ложа водохранилища под затопление значительное количество сел было перенесено и построено на возвышенных местах. При этом в большинстве новых сел осуществлено централизованное водоснабжение, базирующееся на подземных водах известняков сарматских, мзотических и понтических отложений с минерализацией 0,4—2,1 г/л. Производительность скважин составляет 2—8 л/сек при понижении 0,5—7 м. Водоснабжение части населенных пунктов обеспечивается по-прежнему шахтными колодцами, но большей глубины, до 10—25 м, с использованием аллювиальных вод того же качества.

Наблюдения за качеством воды и санитарным состоянием колодцев, проводимые областными санитарно-эпидемическими станциями, показали, что в процессе первых 2—3 лет эксплуатации водохранилища при подъеме грунтовых вод в аллювиальных суглинисто-супесчаных отложениях прибрежной зоны качество воды в большинстве случаев ухудшалось. Во многих колодцах в селах Верхняя Тарасовка, Ильинка и Марьевка минерализация воды резко повысилась за счет обогащения ее сульфатами, кальцием и натрием; в с. Яковлево в части колодцев — за счет солей хлористого натрия, количество которого увеличилось вдвое, а в части колодцев — за счет сульфатов и кальция. Появился горько-соленый вкус. Только в отдельных колодцах, где вода стала мягче, вкусовые качества ее улучшились. Повышение минерализации воды и ее жесткости вызвано в первую очередь увеличившейся мощностью обводненных покровных лёссовидных супесей и суглинков, часто загипсованных, и уменьшением уклонов движения подземных вод. Отмечено улучшение бактериологических показателей, которое, по-видимому, объясняется увеличением столба воды в колодцах и большим разбавлением вносимых бактериальных загрязнений.

Данные наблюдений Южно-Украинской гидрогеологической станции за химическим составом грунтовых вод в течение 5—10 лет эксплуатации Каховского водохранилища показывают, что уже через 5 лет наблюдается либо незначительное снижение минерализации, либо она стабилизируется.

Изучение режима неогенового водоносного комплекса показало, что подпор уровня подземных вод не внес существенных изменений в их химический состав. Сухой остаток вод понтических и мзотических отложений, равный 0,1—0,2 г/л, не изменился. Сухой остаток вод верхнесарматских отложений при начальной величине 0,1—1,2 г/л за 1960—1965 гг. уменьшился на 0,2—0,3 г/л, а в среднесарматских отложениях при начальной величине 0,3—6,4 г/л с 1955 по 1965 г. снизился на 0,2—0,5 г/л. Наибольшее снижение минерализации наблюдается вблизи водохранилища, где произошло наибольшее повышение уровня

подземных вод и сильнее сказывается сезонная сработка водохранилища.

Создание Каховского водохранилища обусловило значительное увеличение ресурсов подземных вод в пределах речных террас Днепра (особенно в районе Каменского пода), на междуречьях Днепр—Молочная и Днепр—Ингулец.

На участке Каменский под таких подсчетов не производилось, однако, можно с уверенностью сказать, что в прибрежной части г. Каменка-Днепровская и с. Бол. Знаменка увеличение запасов подземных вод за счет инфильтрации из Каховского водохранилища в настоящее время немного меньше количества откачиваемых вод линейными вертикальными дренажами протяженностью 14 км, перехватывающими воды, фильтрующиеся в основании дамбы обвалования, т. е. примерно равно 130 000 м³/сутки.

На территории орошаемого массива Каменский под имеет место увеличение запасов подземных вод за счет фильтрации воды из Каховского водохранилища и инфильтрации оросительных вод. По подсчетам методом водного баланса Р. А. Смирнова в 1962 г., когда фильтрация из каналов оросительной сети и инфильтрация поливных вод составляли 63% от водозабора, пополнение подземных вод в аллювиальных отложениях орошаемого массива составляло за год 12,3 млн. м³, т. е. в среднем 33 000 м³/сутки. Подсчет показывает, что описанный вертикальный дренаж из 48 скважин с проектным дебитом 146 м³/час откачивает на массиве орошения только десятую часть воды, идущей на пополнение подземных вод. Естественно, что его дреназирующее влияние недостаточно для поддержания уровня грунтовых вод ниже допустимой критической глубины. Бетонирование оросительных каналов несколько снизит подсчитанное количество пополняемых запасов подземных вод в районе орошаемого массива Каменский под.

На территории междуречья Днепр—Молочная площадью около 22 тыс. км² оценка и распределение ресурсов подземных вод до и после наполнения Каховского водохранилища (без учета влияния каналов и орошения) была произведена В. И. Лялько и Г. А. Шнейдерманом.

Используя балансовый принцип, учитывающий общие ресурсы водоносного горизонта, и применив разработанный ими метод распределенного баланса и электромоделирование, В. И. Лялько и Г. А. Шнейдерман определили ресурсы подземных вод основного для водоснабжения неогенового водоносного комплекса. По их расчетам, общие естественные ресурсы неогенового водоносного комплекса, содержащиеся в известняках и песках понт-мэотис-сарматского возраста до ввода в строй Каховского водохранилища, составляли около 96,5 млн. м³/год. После установления стационарного движения подземного потока со стороны Каховского водохранилища прогнозная величина ресурсов неогенового водоносного комплекса составит 298 млн. м³, т. е. увеличится в три раза. Правда, основная их часть сосредоточена в зоне обходной фильтрации (вдоль левого примыкания плотины Каховской ГЭС), занимающей всего 2% рассматриваемой территории междуречья Днепр—Молочная.

При учете второй составляющей дополнительного питания — фильтрации из Северо-Крымского канала, Краснознаменской оросительной системы и поливных вод, прогнозные ресурсы будут получены еще большими при существенном уменьшении величины приведенного выше питания со стороны Каховского водохранилища основного участка междуречья, расположенного вне зоны обходной фильтрации.

Подсчет общих ресурсов основного неогенового водоносного комплекса междуречья Днепр—Ингулец до и после ввода в строй Кахов-

ского водохранилища и оросительных систем методом распределенного баланса с применением моделирования и вычислительных устройств произведен Г. А. Шнейдерманом.

Увеличение ресурсов подземных вод в районе влияния Каховского водохранилища и оросительных систем при условии использования их для питьевого и хозяйственного водоснабжения является положительным моментом и это должно быть учтено в планах разведки подземных вод для водоснабжения и орошения.

Влияние водохранилища на переформирование береговых склонов, активизацию оползневых процессов и просадочных явлений. Периметр Каховского водохранилища составляет около 900 км. Берега извилисты, имеются заливы. К началу 1969 г. 83 км береговой линии, в основном на участках населенных пунктов, защищено дамбами. Берега водохранилища на участках балок и заливов, где переработка берега практически отсутствует, имеют протяженность порядка 200 км. Переработка берега отсутствует также в верхней части водохранилища от плотины Днепрогэса до с. Лысая Гора. На остальных участках, имеющих протяженность около 450 км, происходит переформирование берегов за счет волновой абразии, оползневых и просадочных процессов.

Первоначально наблюдения за переформированием берегов выполнялись Укргидропроектом.

С 1957 г. наблюдения за переформированием берегов выполняются Гидрогеологической экспедицией Минводхоза УССР. По состоянию на январь 1969 г. на участках естественных берегов, крупных водозаборов, насосных станций, участках опытной защиты берега и песчаного промыва у дамбы г. Каменка-Днепровская наблюдения проводились по 160 поперечникам.

Прогноз переработки берегов водохранилища при проектировании. Для наблюдений за развитием инженерно-геологических процессов на берегах водохранилища и прогнозирования их во времени Укргидэпом было разбито и закреплено 364 поперечника на участках населенных пунктов и между ними. По этим поперечникам были составлены прогнозы переработки берегов во времени и на конечную стадию по формулам Е. Г. Качугина (по углам наклона береговой отмели), Г. С. Золотарева, Н. Е. Кондратьева. Согласно прогнозу, величина размыва на конечную стадию составляет от нескольких метров — для берегов, сложенных крепкими сарматскими известняками, до 250—300 м — для берегов, сложенных лёссовидными грунтами. Прогнозирование оползней и просадочных явлений на стадии проектного задания и в первые годы эксплуатации водохранилища не выполнялось ввиду слабой изученности этих процессов на водохранилищах. На Каховском водохранилище материалы долгосрочных прогнозов (на 10 лет) впервые были использованы в сметно-финансовых расчетах. Материалы о величине переработки берегов на конечную стадию по различным методам были использованы для определения границ нового сельского строительства.

В районе Каховского водохранилища преобладают ветры северо-восточного направления, поэтому большие величины переработки характерны для левого берега, расположенного нормально к направлению действия господствующих ветров.

Качественную и количественную характеристику фактической переработки берегов Каховского водохранилища с 1955 по 1969 г. можно осветить по данным Гидрогеологической экспедиции Минводхоза УССР, подразделив берега по геологическому строению и литологическому составу, слагающих их пород, на семь типов.

1. Берега, сложенные лёссовидными грунтами имеют наибольшее распространение и прослеживаются в верховой и центральной частях водохранилища (села Беленькое, Ниж. Павловка, Сулицкое, Покровское, Ново-Воронцовка, Западные Каиры, Ушкалка и др.).

2. Берега, сложенные известняками, перекрытыми лёссовидными породами, распространены в основном в приплотинной части водохранилища, реже в его центральной и озерной частях (села Фирсовка, Золотая Балка, Дудчино, Бабино, г. Каховка и др.).

В зону волнового воздействия берегов этого типа попадают породы с резко отличающейся степенью устойчивости размыву. Интенсивность обрушения их зависит прежде всего от высотного положения кровли известняков в пределах зоны волнового воздействия.

3. Берега, сложенные крепкими сарматскими известняками, распространены лишь в приплотинной части водохранилища на правом берегу, от плотины до г. Борислава. Величина их переработки зависит от степени выветрелости и трещиноватости известняков.

4. Берега, сложенные слабыми трещиноватыми известняками сармата с прослойками мергелей, встречаются в низовой части водохранилища в районе населенных пунктов Горностаевка, Большая Лепетиха. Красный Маяк, Качкаровка и др.

5. Берега, сложенные плотными красно-бурыми суглинками и глинами перекрытыми лёссовидными породами, встречаются на участке с. Яковлево, от с. Балки до с. Васильевки, а также в районе сел Карай-Дубина и Ушкалка. В пределах данного типа берегов развиты древние и современные оползни.

6. Берега, сложенные аллювиальными отложениями, перекрытыми лёссовидными породами.

7. Низкие берега, сложенные гумусированными суглинками и супесями почвенного слоя, в пределах водохранилища имеют ограниченное распространение.

Переработка берегов, сложенных лёссовидными грунтами. Лёссовидные породы отличаются большой неоднородностью состава, который предопределяет их размываемость. В их гранулометрическом составе содержание пылеватых и глинистых частиц доходит до 90% и более. Даже при небольшом волнении эти частицы легко взмучиваются и могут переноситься на значительные расстояния, осаждаясь в глубоких местах водохранилища. На участках распространения лёссовидных пород даже при небольшом волнении водохранилища можно наблюдать в прибрежной зоне значительные по площади ореолы серовато-желтого цвета, которые представляют собой взвешенные в воде пылеватые и глинистые частицы.

Абразия берегов, сложенных лёссовидными породами, проходит следующие основные циклы: 1) выработка волноприбойной ниши; 2) обрушение нависших блоков; 3) размыв обрушившегося материала.

Контур берега в плане неровный с ритмичным чередованием бухт и мысов. Интенсивность переработки берега во времени неодинакова. Причем положение о том, что наибольшая интенсивность переработки наблюдается в первые годы эксплуатации водохранилища, не оправдывается. Объясняется это различной энергией волнения во времени и неодинаковым уровнем режимом водохранилища. В годы эксплуатации водохранилища на отметках, близких к НППГ, наблюдаются значительные величины линейной переработки берега. В годы же, когда водохранилище эксплуатируется при более низких горизонтах, энергия волнения расходуется на размыв ранее сформировавшихся отелей, и линейная переработка берега бывает небольшой или даже может полностью отсутствовать.

Отмечается крайне неравномерный характер размыва лессовидных берегов. Даже на небольших участках, удаленных друг от друга на 200—500 м, крайние значения величин переработки берега могут отличаться в несколько раз как для одного года, так и для ряда лет. В первые два года эксплуатации Каховского водохранилища (1956—1957 гг.) линейная величина переработки берегов не превышала 25—30 м/год, составляя в среднем 10—15 м/год. Большие величины размыва характерны для приглубых* берегов, меньшие — для отмелей**. В 1958 г. водохранилище впервые было наполнено до проектной отметки. Ввиду этого средняя скорость берегообрушения была несколько выше. Интенсивность берегообрушения в 1959 г. была несколько меньшей, чем в предшествующие годы, и характеризовалась максимальными величинами 10—12 м/год, составляя в среднем 6—7 м/год. Интенсивность переработки берега в 1960 г. также отличалась значительными величинами. В целом за первые пять лет эксплуатации водохранилища заметной тенденции к затуханию процесса берегообрушения не наблюдалось.

В последующие 5 лет (1961—1965 гг.) интенсивность переработки берегов несколько уменьшилась и составляла в среднем 2—7 м/год. Данное явление объясняется тем, что водохранилище эксплуатируется на более низких отметках. При положении уровня воды в водохранилище ниже НПГ перерабатывались ранее сформировавшиеся подводные склоны. Период с 1966 по 1968 г. характеризуется повышенной интенсивностью размыва берегов. В 1966 г. на участках тел Ушкалка и Нижний Рогачик она составляла соответственно 28, 25 м и 25, 65 м. В последующие годы линейная величина отступления бровки берега в среднем составила 5—10 м/год. В большей мере переработке подвергались мысовые участки берега. Максимальная величина переработки берега зафиксирована на участке с. Нижний Рогачик. За период с 1956 по 1968 г. линейная величина переработки здесь составила 157 м.

К 1969 г. почти на всех участках берега сформированы отмели шириной 100—200 м, с углом наклона —1—2°.

Переработка берегов, сложенных известняками, перекрытыми лессовидными породами. Интенсивность их переработки зависит от высотного положения кровли известняков. Сведения о переработке берегов данного типа приведены в табл. 14. Из таблицы видно, что интенсивность переработки берега во времени неодинакова. Максимальные величины размыва берега в с. Золотая Балка наблюдались в пятый, в с. Осокоровка в третий, а в с. Бабино во второй год эксплуатации водохранилища. В целом же интенсивность переработки является незначительной.

Переработка берегов, сложенных крепкими сарматскими известняками. Нередко в известняках, слагающих береговой уступ, образуются трещины, иногда целые серии, способствующие переработке берега. Линейная переработка определяется состоянием известняков (выветрелостью, трещиноватостью, кавернозностью и т. д.). Величина переработки незначительная, в среднем 0,1—1 м/год, иногда 2—5 м/год. В профиле подводной части существенных изменений не происходит.

Переработка берегов, сложенных слабыми трещиноватыми известняками сармата с прослойками мергелей. В процессе переработки происходит медленное врезание про-

* Берега с незначительным бичевником, с большой крутизной подводного склона на которых преобладают абразионные процессы

** Берега с пологой отмелью, на которых преобладает аккумуляция

филя в коренной берег. Образуется небольшие абразионные террасы. При сработке водохранилища абразионные террасы обнажаются в виде пляжа с нагромождением каменных глыб различного размера и формы. Темпы переработки берега невелики, составляя в среднем 1—3 м/год. В отдельные годы при слабой волновой активности, а также низких горизонтах воды в водохранилище переработка берегов практически отсутствует. Размеры переработки берегов данного типа приведены в табл. 14.

Переработка берегов, сложенных плотными красно-бурыми суглинками и глинами, перекрытыми лессовидными породами. Характерной особенностью размыва данных берегов является большая неравномерность величин переработки во времени. Объясняется данное явление большой разнородностью литологического состава пород в зоне волноприбоя. Берегообрушение идет с образованием останцов и навалов более устойчивых против размыва пород. Процесс переработки берега часто активизируется за счет оползневых процессов. Оползание вышележащих пород происходит по контакту с красно-бурыми суглинками и глинами.

Линейная величина переработки берега составляла от 2 до 15 м/год в первые годы эксплуатации водохранилища и 0,1—10 м/год в последующие 10 лет (табл. 15).

Переработка берегов, сложенных аллювиальными отложениями, перекрыты-

Таблица 14

Переработка берегов, сложенных известняками

Населенный пункт	Номер поперечника	Характеристика берега		Линейная переработка берега, м за год													
		средняя высота уступа	тип берега	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	
Берега сложены известняками, перекрытыми лессовидными породами																	
Осокоровка	315	3,6	Отмелый	0,2	13,3	15,0	2,0	3,8	1,7	0,0	0,3	0,4	0,5	—	—	—	—
Золотая Балка	325	2,0	Приглубый	0,2	7,4	8,7	1,3	15,5	0,0	1,5	1,3	0,0	0,3	1,1	0,35	0,85	—
Бабино	248	3,0	"	4,8	8,6	8,1	1,1	0,6	2,3	1,2	0,5	0,2	0,7	1,7	—	—	—
"	250	5,0	"	19,0	2,4	5,1	0,1	2,4	2,4	1,0	0,7	0,7	0,1	0,2	0,1	3,6	—
Михайловка	308	3,0	"	5,7	4,8	0,5	4,5	0,8	0,8	0,0	1,1	0,8	0,1	2,7	2,10	0,20	—
Берега сложены трещиноватыми известняками сармата с прослойками мергелей																	
Горностаевка	425	3,5	Приглубый	6,5	6,0	3,0	3,8	0,7	2,2	0,8	0,2	0,4	0,5	0,3	0,0	0,9	—
Бол. Лепетиха	255	3,5	"	7,5	19,7	7,8	3,6	2,2	1,8	0,7	0,1	1,1	1,1	2,8	1,5	2,2	—
Красный Маяк	689	16,0	"	—	6,1	7,2	—	—	2,4	0,0	1,0	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	—
Качкаровка	407	3,0	"	6,8	5,4	0,4	1,3	3,0	0,0	0,5	0,3	0,5	1,9	0,2	0,0	0,0	—

Таблица 15
Линейная величина переработки берегов водохранилища (в м/год) за период с 1956 по 1968 г.

Населенный пункт	Помер поперечника	Средняя высота уступа	Тип берега	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.	1966 г.	1967 г.	1968 г.
Берега сложены плотными красно-бурыми суглинками и глинами, перекрытыми лессовидными породами																
Скельки-Васильевка	291	3,0	Отмелый	9,7	8,0	4,0	4,7	5,2	5,2	1,1	0,8	—	—	—	1,4	10,0
Златополь	268	8,5	"	12,3	10,0	8,6	2,1	0,0	1,7	2,1	3,2	0,1	0,5	0,3	2,4	4,1
Балки	287	2,5	"	11,1	6,9	14,8	9,2	0,5	2,4	0,5	1,1	0,1	0,5	13,5	0,3	0,2
Берега сложены аллювиальными отложениями, перекрытыми лессовидными породами																
Карай-Дубина	241	8,0	Отмелый	—	15,2	14,5	19,1	4,9	5,9	0,0	4,4	5,1	0,4	0,0	0,0	0,2
Ивановка	235	5,2	"	28,4	26,7	11,5	3,7	6,8	6,0	0,2	0,0	3,4	12,6	6,2	4,4	3,6
"	237	5,6	"	17,7	11,5	14,2	2,2	5,3	6,2	2,1	0,8	0,0	—	13,1	4,2	3,2
Благопещенка	702	4,5	"	0,2	10,5	19,2	8,5	9,8	1,6	0,0	0,0	—	—	9,7	4,7	7,0
Беленькое	203	4,0	Приглубый	18,0	3,9	3,9	6,1	0,0	0,0	2,8	0,1	0,0	2,4	1,9	1,2	1,3

ми лёссовидными породами. Одной из характерных особенностей формирования берегов данного типа является большая линейная переработка берега и быстрое формирование отмели за счет песчаного материала. Высота берегового уступа составляет 3—10 м, достигая иногда 30 м. Сведения о переработке берегов данного типа приведены в табл. 15.

Переработка берегов, сложенных гумусированными суглинками и супесями почвенного слоя. В большинстве случаев на берегах данного типа происходит поверхностный смыв отложений. Образующиеся отмели имеют неровную поверхность. Высота берегового уступа, как правило, невелика и составляет 0,5—1 м. Линейное перемещение бровки берегового уступа значительное и достигало максимальных значений в первые годы эксплуатации водохранилища. Берега данного типа в пределах водохранилища имеют ограниченное распространение.

Сопоставление фактических данных о величине переработки берегов водохранилища в первые 14 лет его эксплуатации позволяют сделать определенные выводы о точности результатов прогнозирования по различным методам. В табл. 16 приведены прогнозные и фактические размеры переработки берега за период (2 года и 10 лет) эксплуатации Каховского водохранилища. Кроме того, было проведено сравнение по 38 поперечникам прогнозной величины переработки берегов, по методу Е. Г. Качугина, с фактической за первый год эксплуатации водохранилища.

Сравнение прогнозных величин переработки с фактиче-

скими за 10 лет эксплуатации водохранилища показало, что, по методу Г. С. Золотарева, удовлетворительные данные получены в 45,4% случаев и данные в сторону занижения размеров переработки наблюдаются в 36,4% случаев. При расчетах переработки, по методу Булаха, удовлетворительные данные получены в 10% случаев, все прогнозные размеры переработки завышены. По методу Розовского, удовлетворительные прогнозные данные получены в 8,5% случаев и в 95,7% случаев эти данные завышены. По методу Е. Г. Качугина, удовлетворительные величины переработки берега получены в 33% случаев и в 60% случаев прогнозные величины меньше фактически наблюдаемых. Наиболее значительные расхождения между прогнозными и наблюдаемыми данными имеют место для берегов, представленных в зоне абразии рыхлыми, полусвязными и связными отложениями (аллювиальные пески, супеси, суглинки, лессовидные супеси и суглинки). При этом максимальные значения характерны для участков, сложенных лессовидными породами. Если для берегов, сложенных известняками различной крепости, эти расхождения в среднем составляют от нескольких метров до 15—30 м и не имеют в ряде случаев большого практического значения, то для берегов, сложенных лессовидными отложениями, они достигают 100—300 м.

Проведенное сопоставление фактических данных о переработке берегов с прогнозируемыми в значительной мере является условным, так как надежность прогнозируемых величин переработки зависит от прогноза ветрового и волнового режима и точности определения параметров, входящих в уравнения.

Просадочные и оползневые процессы. Наполнение и эксплуатация Каховского водохранилища вызвали повышение уровня подземных вод в прибрежной зоне, а также изменение физико-механических свойств грунтов и их несущей способности. В результате этого на многих участках получили значительное развитие просадочные и оползневые процессы.

В прибрежной зоне водохранилища широко развиты лессовидные отложения. В южной части (от плотины Каховской ГЭС до с. Бабино) они перекрывают коренные склоны долины Днепра, сложенные верхнетретичными известняками, глинами и песками. Выше с. Бабино лессовидные породы покрывают аллювиальные отложения надпойменных террас Днепра и склоны плато. Мощность лессовидного покрова достигает нескольких десятков метров.

В естественных условиях лессовидные отложения, как правило, залегали выше уровня грунтовых вод. Наполнение водохранилища повысило горизонт воды на участке верхнего бьефа на 15—16 м и в его верховой части до 2 м. Повышение в прибрежной зоне уровня грунтовых вод примерно на эти же величины привело к замачиванию значительной по мощности толщи лессовидных пород и появлению просадочных явлений. Последнее выразилось в образовании трещин на береговых склонах и нарушении прочности хозяйственных построек.

Впервые трещины в грунтах берегового склона и деформации сооружений появились в начале 1956 г. Они не прекратились и до начала 1969 г. Наиболее же интенсивно просадочные процессы протекали в первые пять лет эксплуатации водохранилища. Проявление просадочных процессов было отмечено в селах Красногригорьевка, Лапинка, Сулицкое, Дудчино, Меловое, Западные Каиры, Капуловка, Покровское, г. Никополе и других населенных пунктах. Наиболее характерно они выражены в селах Капуловка, Покровское, Меловое.

Просадочные трещины, как правило, появлялись в прибрежной полосе шириной 100—300 м (чаще 150—200 м), достигая местами

400—600 м. Трещины в плане имеют извилистую форму. От основной трещины ответвляются трещины второго порядка. Общая ориентировка их наблюдается параллельно береговой линии. Длина просадочных трещин варьирует в широких пределах, а протяженность целых систем достигает 1,3—2,0 км. Первоначальная ширина трещин составляет от нескольких сантиметров до 0,5 м. В результате действия ливневых и талых вод трещины с поверхности размываются на ширину 0,3—1 м. Глубина трещин, доступная для замеров с поверхности, составляет до 4—10 м, достигая, по-видимому, зеркала грунтовых вод.

Развитие просадочной трещиноватости происходит в результате удлинения первоначальных трещин по простиранию и возникновения новых выше по склону. Видимое смещение стенок по вертикали отсутствует. Распространение деформаций берегового склона не выходит за пределы зоны подпора подземных вод. Просадочные трещины представляют собой разломы в породах прибрежной зоны водохранилища вследствие тангенциальных напряжений. Последние обусловлены проседанием блока, прилегающего к водохранилищу. Исходя из данных о мощности замоченной части лессовидных грунтов и их относительной просадочности, абсолютная просадка измеряется десятками сантиметров.

Наиболее крупные оползни наблюдались вблизи населенных пунктов Гавриловка и Скельки. Оползень вблизи северо-западной части с. Гавриловка произошел в мае 1956 г. Длина его первоначально составляла 200—250 м, а глубина — до 70 м. К 1958 г. длина оползня достигла 450—500 м. Оползают по глинам и мергелям суглинки коренного склона и прислоненные к ним отложения делювиальной террасы. Оползнями в районе с. Скельки охвачена прибрежная полоса, которая тянется на десятки километров. Здесь развиты как древние, так и современные оползни.

Значительное развитие оползневые процессы получили также вблизи сел Ушкалка, Карай-Дубина, Кушугум, Балабино, Тарасовка, Яковлево, Ново-Воронцовка, Осокоровка, Большая Лепетиха. Развитие оползневых процессов наносит определенный ущерб народному хозяйству.

По условиям образования оползни можно подразделить на две группы: 1) возникшие за счет абразии и увлажнения глинистых пород (плоскость скольжения), связанных с подпором; 2) возникновение за счет механического нарушения равновесия склона.

К первой группе относятся оползни вблизи сел Ушкалка, Яковлево и др. На участке с. Ушкалки оползень возник в 1963 г. Он расположен на склоне коренного плато и в плане имеет форму, вытянутую вдоль берега. Длина линии отрыва составляет около 350 м, а глубина захвата до 50 м. Сползание лессовидных суглинков и супесей происходит по красно-бурому суглинкам неогена.

Во вторую группу попадают оползни, развитые в селах Балабино, Кушугум и частично в районе Маячка—Скельки. В с. Балабино оползень возник в 1965 г. в результате подвижек суглинистых масс отвала старых горных выработок. В с. Кушугум при строительстве железной дороги для устройства насыпи был выбран грунт на отмели у основания берегового уступа, вследствие чего равновесие склона было нарушено. Со временем это привело к активизации древнего оползня. Оползневые процессы на участке с. Маячка—Скельки были вызваны устройством карьеров при разработке стройматериалов.

В целом анализируя просадочные и оползневые процессы, можно констатировать, что просадочные явления находятся в стадии затухания, а оползневые — в активной фазе.

Опытное крепление берегов водохранилища. Наблюдениями за переработкой берегов Каховского водохранилища с 1956 по 1968 г. установлено, что общая площадь потерянных земель составляет значительную величину.

Вопросу закрепления берегов в период выполнения проектных, строительных работ и эксплуатации Каховского водохранилища уделялось и уделяется большое внимание. В лабораторных и в полевых условиях различными научно-исследовательскими институтами проведены большие исследования по закреплению берегов различными методами. К ним в первую очередь следует отнести искусственное улучшение физико-механических свойств грунтов в зоне волноприбоя (закрепление лёссовых грунтов различными суспензиями, химическими веществами, обжигом и т. д.), биологическую защиту берегов от разрушения, создание подводных волноломов, бун и т. д. Большинство из них в условиях незначительной ширины подводной отмели оказались малоэффективными, а часть к тому же и дорогостоящими.

Опытная защита берега на участке с. Ново-Воронцовка была выполнена методом каменной наброски с отсыпкой 1,5—3 м³ камня на 1 пог. м берега. К 1968 г. каменная наброска была в основном уничтожена и сохранилась лишь в центральной части поселка.

В 1967—1968 гг. Управлением службы эксплуатации защитных сооружений на Каховском водохранилище выполнена защита берегов на участке г. Никополь, пос. Ново-Григорьевка, с. Ленинское методом каменной наброски в объеме от 2 до 7 м³ камня на 1 пог. м берега. Крепление осуществлялось на таких участках, где ширина подводной части отмели равна 80—150 м, а наклонные углы 1—2,5°. Наблюдениями установлено, что переработка берегов на закрепленных участках прекратилась и состояние каменной наброски является удовлетворительным.

Новосибирское водохранилище

Общая характеристика водохранилища. Новосибирское водохранилище, созданное плотиной ГЭС, является первой ступенью Обского гидротехнического каскада. К строительству ГЭС приступили в 1950 г. Створ гидроэлектростанции был заложен на р. Оби у с. Нижние Чемы.

После перекрытия р. Оби осенью 1956 г. началось наполнение водохранилища и летом следующего года образовался водоем ёмкостью около 3 км³ с площадью водного зеркала, равной 500 км². В июне 1959 г. намеченный проектом нормальный подпорный уровень (НПУ) воды был достигнут. Он был поднят в створе ГЭС на 19,5 м выше меженного уровня р. Оби при ее незарегулированном состоянии. Созданный водоем имеет объем воды при НПУ, равный 8,86 км³, а площадь водного зеркала — 1070 км². Средняя его ширина 10 км, максимальная — 22 км, а минимальная — 2 км. Длина водохранилища по затопленному руслу Оби — 230 км. Подпор от плотины при НПУ распространяется несколько выше г. Камень-на-Оби. После создания водохранилища площади водного зеркала с глубинами от 5 до 10 м достигли 440 км², а с глубинами от 15 м и больше — 40 км². На территории водохранилища находилось 59 населенных пунктов. Наряду с выносом мелких сел и деревень из зоны затопления на новое место, перенесен и г. Бердск.

Водосборный бассейн Оби до створа Новосибирской ГЭС охватывает территорию 228 тыс км², из них площадь, прилегающая непо-

средственно к водохранилищу, составляет около 19 тыс. км². В водохранилище впадает 19 рек. Наиболее крупным из притоков является р. Бердь. При заполнении водохранилища в низовьях Берди образовался залив с площадью 44 км² и запасом воды при НПУ до 0,28 км³. Подпор по этой реке распространился на 55 км и захватил ее нижнюю и среднюю части, достигнув г. Искитима.

Средний многолетний сток в створе плотины составляет 55,6 км³, из него только около 20% используется Новосибирской ГЭС.

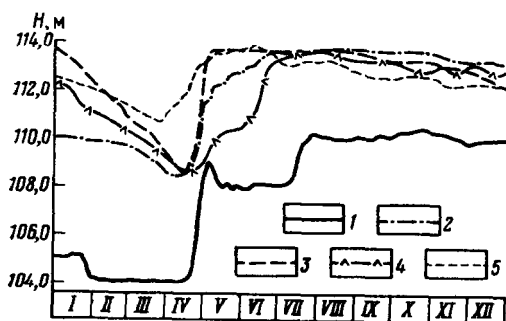


Рис. 51. График колебаний уровня Новосибирского водохранилища. Водомерный пост. «Верхний бьеф». 1 — 1958 г.; 2 — 1959 г.; 3 — 1962 г.; 4 — 1963 г.; 5 — 1968 г.

Водоохранилище относится к долинному типу с сезонным регулированием стока. Полезная призма водоема при НПУ достигает 4,4 км³.

В годовом ходе колебания уровней воды в водохранилище выделяются три основных периода: весеннее наполнение, которое продолжается обычно 50—60 дней; устойчивое стояние в летний период на отметках ПНУ в течение 120—130 дней; сработка уровня в осенний и зимний периоды — 176—196 дней.

После достижения нормального подпорного уровня его понижение отмечается только в осенний период и не превышает 1 м, в зимний же период сработка уровня достигает максимума и в середине апреля составляет 5 м. Характер изменения уровня воды по одному из восьми водомерных постов показан на рис. 51.

Кроме сезонных изменений уровня, которые повторяются каждый год с небольшими отклонениями, имеются неперiodические колебания, когда длительные ветры способствуют возникновению сгонно-нагонных девиаций уровня. Эти перекосы по длине водохранилища могут достигать 0,5—0,7 м. Как правило, ось равновесия при таких одноузловых перекосах находится в районе с. Завьялово.

Акватория водохранилища делится на три участка: нижний, начинается от плотины и доходит до с. Завьялово, средний — до с. Усть-Алеус и верхний — до г. Камень-на-Оби (рис. 52).

Нижняя озеровидная часть водохранилища, вытянутая с юго-запада на северо-восток, имеет протяженность 65 км и ширину до 22 км. Глубины водоема над затопленным руслом достигают 25 м.

Средняя часть водохранилища суженная, несколько длиннее нижней озеровидной. Ширина ее в среднем не превышает 4 км. Крутые берега покрыты сосновым бором. Вдоль левобережья в нижней и средней частях водохранилища тянутся мелкие плоские острова — останцы возвышенных участков затопленной второй надпойменной террасы р. Оби.

Верхняя часть водохранилища вытянута с юга на север и имеет протяженность 35 км. Здесь затоплена в основном пойма р. Оби, в результате чего образовалось большое количество мелких и крупных островов. Район характерен обширным мелководьем и пологими берегами.

Ледостав на водохранилище начинается в первой декаде ноября, а заканчивается в первых числах мая. Это на 5—10 дней позже, чем на незарегулированной р. Оби.

В результате создания водохранилища скорость ветра над водной поверхностью увеличилась в 1,4 раза по сравнению с Обью. Наиболее значительные среднемесячные скорости ветра, наблюдаемые в переходные сезоны (весной и осенью), достигают 5,9—6,8 м/сек.

Сильные ветры над водохранилищем отличаются малой продолжительностью. Из всего времени за безледоставный период бывает не более 6% ветров со скоростями 10 м/сек. Значительнее повторяемость сильных ветров в осенний период года. Так, наиболее сильный ветер за весь период эксплуатации водохранилища был отмечен 11—12 сентября 1959 г., когда его скорость достигала 31,5 м/сек. Сильные и устойчивые ветры имеют юго-западное направление. Лето, как правило, характеризуется наибольшим количеством штилей и минимальных скоростей ветра.

По условиям возникновения ветрового волнения водо-

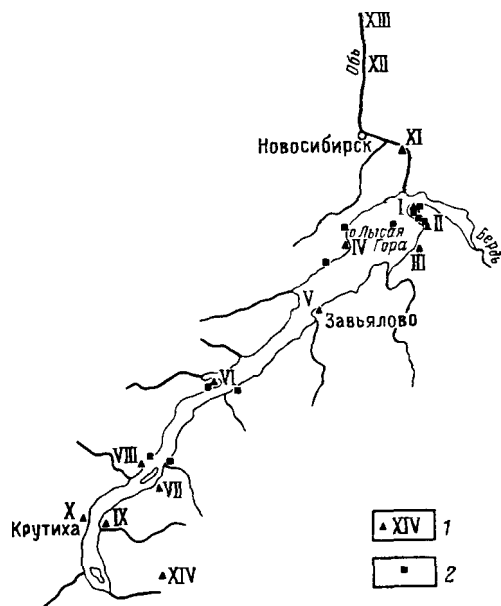


Рис. 52. Схема расположения наблюдательной сети на Новосибирском водохранилище
1 — гидрогеологические створы и их номера, 2 — пункты наблюдения за отступанием бровки берега

хранилище можно разделить на три участка, границы между которыми проходят у с. Завьялово и у с. Спирино (Рыбка, 1963). Наибольшее ветровое волнение развивается в нижнем участке. Здесь отмечены волны высотой до 3,5 м при 1%-ной обеспеченности.

Естественные гидрогеологические условия района водохранилища. Новосибирское водохранилище находится почти на границе Западно-Сибирской равнины и по схеме тектонического районирования фундамента Западно-Сибирской плиты попадает в пределы позднегерцинской Колывань-Томской складчатой зоны её юго-восточного обрамления.

Геологический разрез территории, прилегающей к водохранилищу, состоит из двух ярусов. Нижний — это дислоцированные осадочные породы девонского и каменноугольного возраста. Они представлены глинистыми, алевролитоглинистыми, хлоритовыми, хлорито-альбито-серицитовыми сланцами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и известняками. Верхний ярус составляют песчано-глинистые горизонтально залегающие неогеновые и четвертичные отложения. Поверхность палеозойского фундамента местами покрыта корой выветривания мел-палеогенового возраста, представленной глинисгым

и каменным элювием, постепенно переходящим в слабо разрушенные коренные породы.

По генезису четвертичных отложений, их мощности, глубине залегания фундамента и степени его проявления в рельефе в районе водохранилища выделяются: 1) возвышенная эрозионно-аккумулятивная равнина правобережья р. Оби; 2) Приобская возвышенная аккумулятивная равнина (плато) левого берега и 3) эрозионно-аккумулятивные аллювиальные равнины пойменных и надпойменных террас р. Оби (рис. 53).

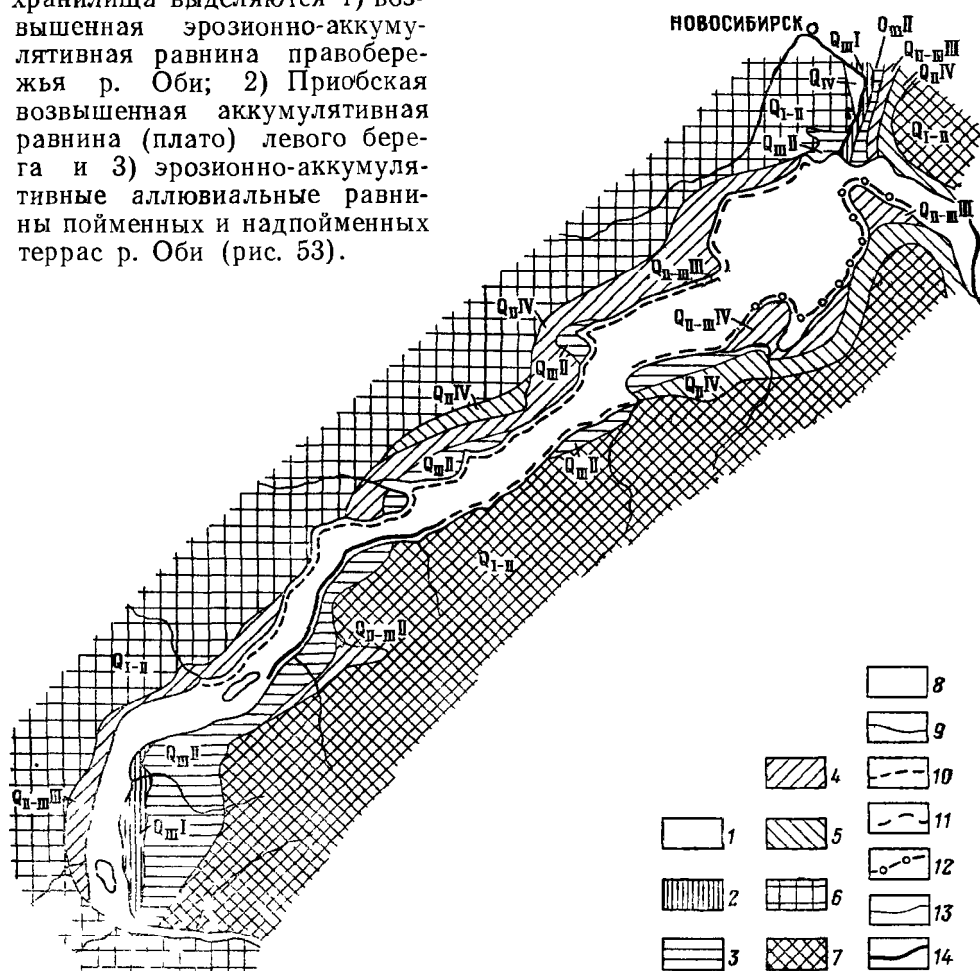


Рис 53 Геоморфологическая схема берегов Новосибирского водохранилища (составили С. Г. Бейром, И. К. Невечеря, В. М. Савкин, 1970 г.).

Типы рельефа 1 — пойма 2 — I надпойменная терраса, 3 — II надпойменная терраса, 4 — III надпойменная терраса 5 — IV надпойменная терраса

Приобское плато 6 — возвышенная аккумулятивная равнина левого берега, 7 — возвышенная эрозионно аккумулятивная равнина правобережья

Отступление бровки берега водохранилища за 1957—1967 гг (в м) 8 — отсутствует, 9 — до 10, 10 — от 10 до 20, 11 — от 20 до 30, 12 — более 100

Прочие обозначения 13 — геоморфологические границы, 14 — урез водохранилища при НПУ

На правобережье водохранилища поверхность палеозойских пород круто повышается по мере удаления от уреза и на некоторых участках подходит к поверхности земли. На трещиноватых и местами сильно выветрелых породах палеозойского фундамента в нижней и средней частях водохранилища залегают глины, алевроиты и суглинки верхне-кочковской подсвиты плиоцена.

Выше находятся ниже-среднечетвертичные отложения красnodубровской свиты, представленные песками, суглинками и супесями. В пре-

делах территории, прилегающей к верхней части водохранилища, эти отложения залегают непосредственно на палеозойских породах.

Общая мощность рыхлых отложений на правобережье колеблется от нескольких до 100 м, увеличиваясь от верховья к низовью водохранилища.

На левом берегу Оби, как правило, прослеживается резкое погружение поверхности палеозойского фундамента в сторону центральной части Западно-Сибирской равнины. Отложения верхнего яруса разреза представлены здесь аральскими глинами миоцена, песками нижне-кочковской и суглинками и супесями верхнекочковской подсвит, а также широко распространенными песками, суглинками и супесями краснодубровской свиты. Общая мощность рыхлых отложений достигает 150 м и увеличивается по мере удаления от водохранилища.

В пределах юго-восточной окраины Западно-Сибирской равнины к круто погружающимся палеозойским отложениям примыкают песчаные и глинистые осадки палеогенового и мелового возраста, граница распространения которых находится в 10—15 км к северо-востоку от водохранилища.

В долине р. Оби, ширина которой достигает 22 км, сужаясь в местах пересечения выходов коренных пород до 2—3 км, выделяют пойменную и четыре надпойменных террасы, возраст которых определяется от современного до среднечетвертичного. Выделение четвертой надпойменной террасы произведено по данным бурения. Невыраженность этой террасы в рельефе, сходство ее разреза с отложениями плато, небольшое количество скважин, вскрывающих толщу осадков, не позволяют обоснованно доказать существование этой высокой террасы р. Оби. Возможно вместо четвертой надпойменной террасы имеют место сниженные участки Приобского плато с песчаной нижнекочковской подсвитой в основании разреза или обрывки террас более древней гидрографической сети.

Аллювиальные отложения лоймы четвертой и отдельные участки третьей надпойменной террасы имеют двухслойное строение. В основании их разрезов залегают пески, часто с галькой, которые затем сменяются суглинками и реже глинами. Остальные террасы сложены песками.

Врезаны террасы, как правило, до одного уровня, чаще всего до палеозойских пород. На левом берегу террасы местами врезаны в неогеновые отложения — в пески и суглинки кочковской и глины аральской свит. Причленяются террасы к плато, сложенному образованиями нижне-среднечетвертичной краснодубровской свиты. Мощность аллювиальных отложений колеблется от 3 до 60 м.

К особенностям геологического, геоморфологического и тектонического строения, оказывающим влияние на характер распространения, питания и дренирования водоносных горизонтов в прибрежной зоне Новосибирского водохранилища, относятся: а) близкое к поверхности залегание трещиноватых пород палеозойского фундамента в пределах правобережья и долины реки и резкое погружение на левобережье; б) отсутствие мощных выдержанных толщ глинистых отложений на контакте рыхлых и коренных пород, а также между аллювиальными отложениями различного возраста; в) примыкание мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины к крутопогружающимся трещиноватым породам фундамента в пределах левобережья, невыдержанность мощности и литологического состава этих отложений в зоне примыкания к фундаменту; г) врезание на отдельных участках долины надпойменной террасы в отложения кайнозойского чехла и отсутствие здесь региональных водоупоров.

До создания водохранилища в пределах долины реки и прилегающих участков коренного берега были вскрыты водоносные горизонты в песчано-галечниковой толще террас, в песках нижнеочковской подсытки и трещинах палеозойских пород. Аллювиальные водоносные горизонты были, как правило, безнапорные или имели слабый напор на участках, где они перекрывались глинистой толщей. Глубокие скважины в пределах долины вскрывали воду в трещинах палеозойских пород.

Отметки пьезометрической поверхности трещинных палеозойских водоносных горизонтов на правом берегу превышают отметки неогенового водоносного горизонта левобережья. Депрессионное понижение, образующееся вследствие дренажа водоносных горизонтов Обью, имеет асимметричную форму с более крутой правой ветвью.

Вследствие отмеченных выше геологических особенностей в пределах долины Оби в естественных условиях водоносные горизонты представляли собой единый ненапорный комплекс с депрессионной поверхностью, наклоненной к реке. Этот водоносный комплекс непосредственно сочленялся с водоносными горизонтами окружающей территории — неогеновым и палеозойским.

Формирование водоносного комплекса долины Оби происходило за счет притока со стороны окружающих водоносных горизонтов и инфильтрации атмосферных осадков, величина интенсивности которой в среднем за год составляла 0,5 мм/сутки. Питание водоносных горизонтов происходило главным образом за счет инфильтрации талых вод. Величина подъема уровня равнялась в среднем 20—30 см, а интенсивность инфильтрации в весенний период — 1 мм/сутки.

Депрессионная поверхность водоносного комплекса долины Оби в естественных условиях была круто наклонена к реке. Влияние паводка распространялось в водоносные горизонты не далее 0,5 км. Величина подъема уровня достигала в максимум 2 м, что составляет до 40% от общего повышения уровня воды в реке при паводке.

Гидрогеологические условия района после создания водохранилища. Режим водоносных горизонтов долины Оби изучается на четырнадцати наблюдательных створах, из которых десять расположены на берегах водохранилища. Эти наблюдения показали, что водохранилище изменило гидрогеологические условия прилегающей к нему территории. Влияние его на водоносные горизонты неодинаково в нижнем, среднем и верхнем участках.

Рассмотрим характер формирования подпора подземных вод на двух наблюдательных створах — IV Боровском и X Крутихинском, расположенных в нижнем и верхнем участках водохранилища.

Створ IV Боровский находится на левом берегу водохранилища в 35 км от плотины и состоит из 8 скважин, пройденных в 1957 г. (рис. 54). Створ пересекает III и II надпойменные террасы Оби. Протяженность створа составляет 2034 м от уреза водохранилища при НПУ. До заполнения водохранилища бровка III надпойменной террасы находилась в 8 км от реки, на протяжении которых располагались пойма, I и II надпойменные террасы. Поверхности поймы и I надпойменной террасы были заболочены, имели много озер и стариц.

Заполнение водохранилища вначале вызвало подъем уровня в этих озерах и старицах, а затем вся территория была затоплена. В настоящее время в районе створа берегом водохранилища является тыловая часть II надпойменной террасы.

Аллювий II надпойменной террасы представлен бурыми и серыми мелкозернистыми песками, содержащими небольшое количество гальки размером до 10—20 мм. Мощность песков равна 18 м. Аллювий III над-

пойменной террасы имеет двухслойное строение. Верхний слой состоит из суглинков и супесей серого и бурого цвета, содержащих до 87% пылеватых фракций. Мощность этой части разреза составляет 25 м. Нижний слой аллювия представлен серыми и синевато-серыми мелкозернистыми песками, в нижней части которых содержится галька и гравий (до 40%), а в верхней — глинистые прослои. Мощность песчаной толщи по створу неодинакова из-за наклонного основания террасы, она колеблется от 16 до 30 м. Подошвой террасы вблизи водохранилища служат палеозойские сланцы, а дальше — плотные неогеновые глины, так как поверхность палеозоя резко погружается от реки в сто-

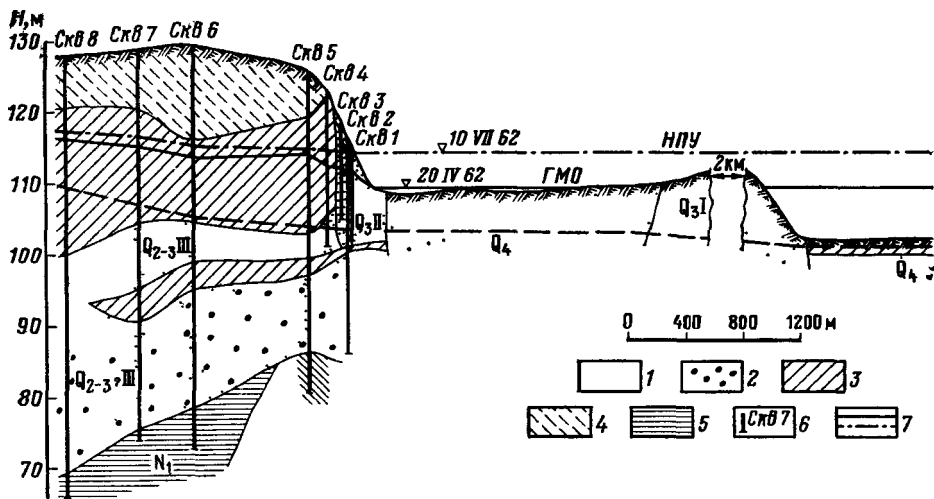


Рис 54 Гидрогеологический разрез по IV Боровскому створу.

1 — пески 2 — пески с галькой 3 — суглинки 4 — супеси 5 — глины, 6 — скважина и ее номер, 7 — уровни подземных вод на указанную дату

рону Западно-Сибирской равнины. Уклон водоупорного основания террасы от реки в пределах створа составляет 0,01.

В естественных условиях пески и нижняя часть суглинков были обводнены. Мощность водоносного горизонта по створу составляла в среднем 30 м. Депрессионная поверхность в естественных условиях была наклонена к реке, горизонт дренировался ею и заболоченными участками поймы и низких террас, где глубина залегания уровня подземных вод от поверхности составляла 0—2 м. На III надпойменной террасе глубина залегания естественного уровня подземных вод колебалась от 19 до 22 м.

Как показывает анализ режима подземных вод района, в условиях створа IV при глубоком залегании поверхности подземных вод и глинистом составе зоны аэрации неосредственного и быстрого попадания талых вод весной на поверхность водоносного горизонта не происходит. Питание его осуществляется из коренных отложений, окружающих долину.

Во всех наблюдательных скважинах створа произошел подъем уровня водоносного горизонта на 8—12 м. Ширина зоны распространения подпора превышает 4,5 км. На большей части створа депрессионная поверхность наклонена в сторону реки в течение всего периода наблюдений при высоких и низких уровнях водохранилища и лишь на участке шириной до 300 м периодически, при подъеме уровня водохранилища в течение апреля — мая, происходит фильтрация воды в берег.

Поверхность подземных вод на этом участке из наклоненной в сторону водохранилища в конце периода его сработки превращается в вогнутую с минимумом в скв. 3, реже скв. 4 (рис. 55). Уровни в скважинах продолжают повышаться и уже в июне депрессионная поверхность вновь принимает наклонное к водохранилищу положение.

В ближайших к урезу скважинах наивысшие летние уровни были отмечены в 1960 г., а самые высокие меженные весенние уровни — в 1961 г., лишь в скв. 8 происходит незначительный прирост уровня.

Ежегодные колебания уровня воды в скважинах составляют по профилю 1,5—3,0 м, достигая в самой удаленной от уреза скважине

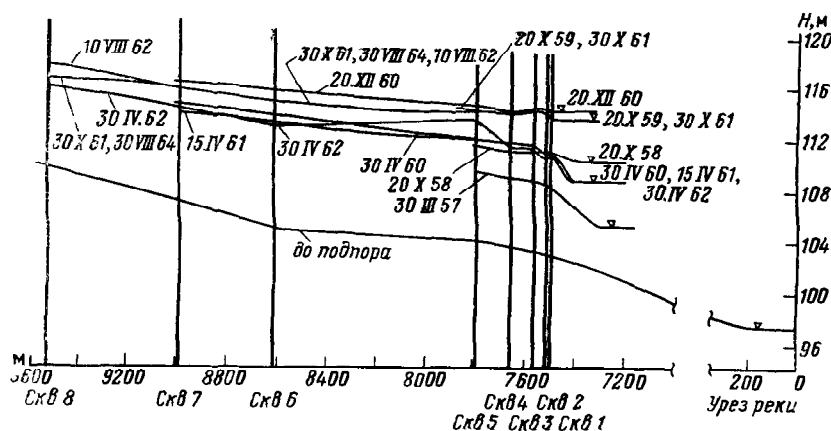


Рис. 55. Формирование депрессионной поверхности водоносного горизонта по IV Боровскому створу при подпоре

0,87 м. Ширина зоны, в которой отражаются сезонные колебания уровня водохранилища, равна 3,2 км.

Подъем депрессионной поверхности горизонта при наполнении водохранилища, как правило, начинается сразу же одновременно во всех скважинах. Снижение уровня водоносного горизонта даже в ближайшей к урезу скважине запаздывает по сравнению с началом сработки водохранилища на 20—30 суток, причем в отдельные годы спад уровня во всех скважинах начинается одновременно и с небольшим запаздыванием по сравнению с водохранилищем.

Химический режим водоносного горизонта за период с 1958 по 1969 г. характеризуется следующим: вода гидрокарбонатно-кальциевая и гидрокарбонатно-магниевая, ультрапресная и пресная. Величина общей минерализации по створу неодинакова. В скважинах, расположенных вблизи уреза, она равна 0,3—0,4 г/л, в средних скважинах створа — 0,4—0,5 г/л и в скв. 8, самой отдаленной от уреза, — 0,6—0,7 г/л.

Таким образом, в течение 13 лет с начала заполнения водохранилища на створе произошли следующие изменения.

Мощность водоносного горизонта увеличилась на 8—12 м в прилегающей к водохранилищу части, а подпор распространился в берег более чем на 4,5 км.

Отмечена зона распространения кратковременного фильтрационного потока из водохранилища, ширина которой не превышает 300 м.

Наполнение и сработка водохранилища отражаются на уровнях водоносного горизонта не во всей зоне развития подпора, а до 3,2 км от уреза. Величины сезонных колебаний уровней подземных вод равны

1—2 м. Подъем уровней воды во всех скважинах происходит одновременно с водохранилищем, а снижение запаздывает на 20—30 суток.

Химический режим водоносного горизонта свидетельствует о двух путях формирования подпора — за счет фильтрации воды из водохранилища в приустьевом участке пласта и за счет затрудненной разгрузки на остальной, большей части. В зоне шириной до 1,5 км от уреза отмечено увеличение количества гидрокарбонатов и кальция, а в более удаленных участках каких-либо изменений химического состава воды не произошло.

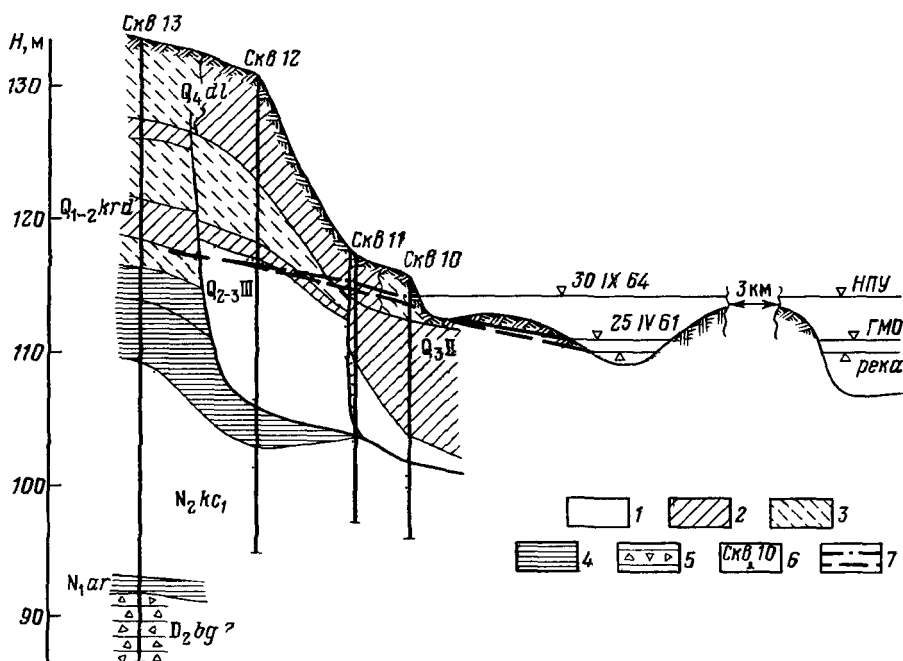


Рис 56. Гидрогеологический разрез по Х Крутихинскому створу.

1 — пески, 2 — суглинки, 3 — супеси, 4 — глины, 5 — кора выветривания, 6 — скважина и ее номер, 7 — уровни подземных вод на указанную дату

Створ Х Крутихинский состоит из трех наблюдательных скважин, пройденных на поверхности II и III надпойменных террас левобережья водохранилища в 160 км от плотины. Террасы имеют двухслойное строение. Верхняя часть разреза II террасы представлена шестиметровой толщей коричневых и серых легких пылеватых суглинков, переходящих вниз в супеси, а III террасы — желтовато-серыми супесями и суглинками общей мощностью в 2—6 м. Внизу разреза террас залегают серые разнозернистые пески, содержащие гравий. Мощность песков III террасы равна 12 м, а II — 4—6 м (рис 56).

Вторая надпойменная терраса вложена в третью, которая в свою очередь врезана в отложения Приобского плато — в суглинки и супеси красnodубровской свиты. Основанием обеих террас служат пески нижнекочковской подсвиты, имеющие мощность 10—20 м и залегающие на неогеновых глинах. Кора выветривания среднедевонских сланцев вскрыта под отложениями плато и неогеновыми глинами на глубине 40 м.

Левобережная часть долины реки в районе створа превышает 5,5 км, из них 4 км занимает пойма, 0,3 км — II и 0,5 км — III надпой-

менные террасы. На пойме было много стариц, озер, болот и протекала р. Суетка. При паводках пойма затапливалась.

Ближайшая к створу протока находится примерно в 0,5 км от уступа II террасы. Весной при наполнении до НПУ расстояние начальной скважины створа до водохранилища уменьшается до 40 м. Обнажающаяся при низких уровнях поверхность поймы заболочена.

Подземные воды содержатся в песках и суглинках террас, а также в песках кочковской свиты. На плато кочковской водоносный горизонт имеет напор до 30 м.

В пределах долины реки в надпойменных террасах развит единый комплекс подземных вод, имеющий свободную поверхность. На пойме и в реке происходит его высачивание. Мощность обводненной толщи достигает 30 м, а глубина залегания уровня увеличивается по мере удаления от уреза от 1 до 15 м. Наклон депрессионной поверхности при низких и высоких уровнях водоносного горизонта невелик, он равен 0,004—0,006.

Режим водохранилища близок к естественному режиму реки, особенно в межень. Общего повышения уровня водоносного горизонта за счет подпора на створе нет.

Ежегодно весной происходит подъем поверхности водоносного горизонта на 0,1—2,2 м, связанный с подъемом уровня воды в водохранилище и инфильтрацией талых вод. Дата начала этого подъема приходится в различные годы на первые половины марта — апреля. По скважинам 10 и 11 с глубинами залегания уровня воды от 1,1 до 3,5 м, как правило, отмечается более раннее по сравнению с водохранилищем начало весеннего повышения уровней. В скважине 12 с мощностью зоны аэрации, достигающей 15 м, весенний подъем уровня начинается всегда позже, чем подъем уровня водохранилища.

Такой характер уровня режима водоносного горизонта свидетельствует о влиянии на него в весенний период двух факторов — подъема уровня воды в водохранилище и инфильтрации атмосферных осадков.

Максимально высокие уровни в скважинах приходятся на середину апреля — середину августа. С этого момента и до весны следующего года наблюдается общий спад уровней горизонта, который в сентябре — октябре осложняется кратковременными подъемами на 0,1—0,3 м.

Эти подъемы также обусловлены двумя причинами — подъемом уровня воды в водохранилище и инфильтрацией осенне-летних осадков.

Расчленение весеннего и осеннего подъемов уровней воды в скважинах на подъем вследствие подпора со стороны водохранилища и инфильтрации атмосферных осадков показывает, что в зоне влияния сезонного колебания уровня водохранилища все годы находится лишь скв. 10, ближайшая к урезу. Величина подъема уровня в ней за счет подпора водохранилища достигает 0,27—2,12 м. При НПУ на участке между водохранилищем и этой скважиной происходит фильтрация воды в берег. На остальной части пласта, а также при низких уровнях водохранилища депрессионная поверхность водоносного горизонта наклонена к реке.

В отдельные годы влияние подпора водохранилища отмечается и в скважинах 11 и 12, вызывая подъем уровня в них на 0,5—0,8 м и 0,1—0,2 м. Ширина зоны влияния колебаний уровня воды в водохранилище на водоносный горизонт равна 300 м.

Небольшие колебания уровня водохранилища осенью вызывают в отдельные годы подъем уровня в скв. 10 на 0,1—0,2 м, а в скв. 11 —

на 0,1 м. Подъема уровня воды в скв. 12 вследствие подпора от водохранилища осенью не происходит.

Инфильтрация талых вод вызывает повышение уровня в скважинах на 0,1—0,6 м, а летне-осенних дождей — на 0,01—0,06 м. Величина подъема уровня уменьшается по мере возрастания мощности зоны аэрации. Интенсивность весеннего питания горизонта составляет 0,10—2,24 мм/сутки, а осеннего — 0,004—0,4 мм/сутки. Среднегодовая величина инфильтрационного питания горизонта в различные годы колеблется от 0,10 до 0,26 мм/сутки.

Химический состав воды отражает тесную связь водоносного горизонта в террасовых отложениях с кочковским горизонтом, который в прилегающих районах имеет аналогичный состав.

Вода во всех скважинах слабо соленоватая, сульфатно-хлоридно-натриево-магниевая, общая минерализация ее равна 1,1—2,6 г/л. Количество ионов в течение года и за период наблюдений изменяется мало.

В режиме водоносного горизонта, таким образом, отмечаются следующие особенности.

Повышение уровня водоносного горизонта после создания водохранилища не произошло. Ежегодные его наполнения и сработка отражаются в пласте на 300 м от уреза. Сезонные колебания уровня подземных вод вблизи уреза достигают 2,12 м.

Кратковременный фильтрационный поток распространяется на 150 м от уреза при НПУ.

Заметную роль в формировании режима водоносного горизонта играет весенняя и осенняя инфильтрация атмосферных осадков.

Химический состав воды полностью отражает связь водоносного горизонта в прибрежной зоне с обводненными нижнекочковскими песками и за период наблюдений остается неизменным.

Рассмотренные створы являются характерными для аналогичных по геологическому строению и расположению участков берега водохранилища. Развитие подпора на створе IV Боровском типично для таких створов как II, III и V, расположенных на нижнем и среднем участках водохранилища. Близок по своему типу и процесс развития подпора по створу IX в верхнем участке водохранилища.

Створ X Крутихинский характерен для значительной части берега в верховьях водохранилища (створы VII и VIII).

Подробное рассмотрение режима водоносных горизонтов в приводохранилищной зоне позволило установить следующие закономерности формирования подпора в нижнем, среднем и верхнем участках водоема.

В пределах нижнего участка водохранилища превышение НПУ над среднемноголетним меженным уровнем Оби равно 19,5 м, величина сезонного колебания уровня — 5 м, а превышение НПУ над максимальным естественным паводком — 14,7 м. В береговой зоне, прилегающей к этой части водохранилища, произошел подпор водоносных горизонтов и уровень их повысился до 13 м. Формирование подпора происходило как за счет фильтрации воды в берег, так и за счет затрудненной разгрузки горизонта. Ширина зоны распространения фильтрации в берега на различных участках колеблется от 300 до 1500 м. Этот процесс сезонный и происходит при высоких уровнях водохранилища. Даты его начала и конца зависят от интенсивности наполнения и сработки водоема, а продолжительность периода фильтрации за годы наблюдений несколько уменьшилась. Общая ширина зоны, в которой прослежен подпор водоносных горизонтов, достигает 4,5 км от уреза при НПУ. В течение первых трех лет после начала за-

полнения водохранилища уровни подземных вод непрерывно повышались, а начиная с 1960—1961 гг. они следуют сезонным колебаниям его уровня при наполнении и сработке и периодически повышаются и снижаются. Величина сезонных колебаний депрессионной поверхности достигает 0,5—3,0 м, а ширина зоны, в которой они прослеживаются,— 3—4 км. Колебания уровня водохранилища передаются в пласт с запаздыванием, величина которого достигает десятки суток. За период наблюдений отмечена тенденция к уменьшению этого срока.

Почти 90% всего подъема уровней водоносных горизонтов произошло за период с 1957 по 1962 г. В настоящее время отмечается небольшое (на 0,1—0,3 м) ежегодное увеличение экстремальных годовых уровней подземных вод.

Средний участок водохранилища характеризуется превышением НПУ над среднегодовым меженным уровнем на 10 м, сезонной величиной колебания уровня, равной 5 м, и превышением НПУ над максимальным естественным паводком на 6,5 м.

Водоносные горизонты на территории, прилегающей к этой части водохранилища, находятся в подпоре. Формирование его происходит за счет фильтрации воды из водохранилища в берег и затрудненного стока. Общая величина подъема уровня водоносных горизонтов при подпоре достигает 4—8 м, а ширина зоны, в которой произошел подъем уровней, составляет 1200—3500 м. В течение первых трех лет после начала заполнения водохранилища (1957—1959 гг.) шло непрерывное насыщение пластов водой из водохранилища и их депрессионная поверхность все это время повышалась. Начиная с 1960 г. сезонные колебания уровня водохранилища отражаются в пластах, вызывая то повышение, то снижение депрессионной поверхности на 0,5—3,0 м. Эти сезонные колебания депрессионной поверхности отражаются в пласте на расстоянии 400—800 м от уреза водохранилища при НПУ. Фильтрация воды водохранилища в берега происходит только при его высоких уровнях и продолжается 140—270 суток. Основной подъем уровней водоносных горизонтов произошел в течение 1957—1961 гг., а в остальные годы приращения экстремальных годовых уровней почти не наблюдалось, за исключением участков, удаленных от уреза скважин.

Верхний участок водохранилища по гидрологическому режиму близок к естественным условиям реки. Превышение НПУ над среднегодовым уровнем Оби составляет 6,5 м, сезонное колебание уровня водохранилища равно 4,8 м, а превышение НПУ над максимальным естественным паводком реки 1,8 м. Влияние водохранилища на водоносные горизонты территории, прилегающей к верхней части, неоднозначно.

На большей части участка режим водоносных горизонтов после создания водохранилища почти не отличается от режима в естественных условиях. Повышения уровней горизонтов вследствие подпора не произошло. Прибрежная часть пластов находится под влиянием сезонного наполнения и сработки водохранилища. Величина колебания депрессионной поверхности достигает 0,1—2,1 м, а расстояние, на котором это колебание отмечено, равно 300 м от уреза водохранилища при НПУ.

При высоких уровнях водохранилища в некоторых частях берега отмечена кратковременная фильтрация воды в берега, распространяющаяся на 100—150 м.

На правом берегу водохранилища в пределах широкой II надпойменной террасы Оби произошел подпор водоносного горизонта в аллювиальных отложениях. Максимальная величина подъема уровня равна 2,5 м, ширина зоны влияния подпора достигает 1500 м. Депрес-

сионная поверхность горизонта ежегодно колеблется на 0,2—1,2 м в полосе шириной до 800 м от уреза при НПУ. Это изменение уровня происходит в соответствии с колебанием уровня водохранилищ.

Период непрерывного повышения уровней водоносных горизонтов отсутствует. При высоких уровнях водохранилища наблюдается фильтрация воды в берег, продолжающаяся в течение 130 суток и охватывающая пласт на 1500 м от уреза при НПУ. При сработке водохранилища фильтрация воды в берег не происходит, депрессионная поверхность горизонта наклонена к реке.

Химический состав подземных вод под влиянием поступления в пласт значительного количества поверхностных вод при подпоре несколько изменился. По составу они остались гидрокарбонатно-натриевыми, магниевыми или кальциевыми. По сравнению с естественными условиями возросло количество гидрокарбонатов и кальция, уменьшилась величина общей минерализации.

Температура подземных вод и амплитуда годовых колебаний изменилась по сравнению с естественными условиями лишь в тех пунктах, где уровень водоносных горизонтов после подпора значительно приблизился к поверхности земли.

Наиболее существенные изменения, происшедшие в гидрогеологических условиях прибрежной территории р. Оби после создания Новосибирского водохранилища, состоят в следующем:

1. Ненапорный водоносный комплекс, существовавший в долине Оби, включает в настоящее время в свой состав еще и водоносные горизонты верхней части террасовых отложений. Они возникли за счет горизонтального и вертикального насыщения этих песчаных и суглинистых грунтов в процессе формирования подпора. Увеличение мощности обводненных отложений в нижней части водохранилища произошло в пределах всей долины реки, а в средней и верхней частях — вблизи уреза. Особенностью Новосибирского водохранилища является сравнительно небольшая ширина зоны распространения подпора, которая на обоих берегах вместе не превышает 10 км (рис. 57). Площадь водоносных горизонтов, находящихся в подпоре, составляет 550 км². В коренных берегах долины Оби подпора водоносных горизонтов не произошло.

2. Глубина залегания депрессионной поверхности водоносного комплекса долины Оби уменьшилась до 4—20 м. При такой мощности зоны аэрации величина интенсивности инфильтрационного питания водоносных горизонтов осталась на большинстве участков такой же, как и в естественных условиях, не только в среднем за год, но и в период максимальной весенней инфильтрации. Средняя по створам интенсивность весенней инфильтрации после подпора равна 1,3 мм/сутки

3. Подтопление территории вследствие подпора водоносных горизонтов произошло на весьма ограниченных по площади участках берега. В низовьях водохранилища максимальная ширина зоны, где подземные воды залегают на глубине менее 3 м, равна 300 м и отмечена на створе III. В верхней части водохранилища в пределах II надпойменной террасы (створы VII и VIII) глубина залегания поверхности водоносных горизонтов и в естественных условиях не превышала 3 м. Возникновение сезонного подпора подземных вод в районе створа X вызывает подтопление зоны шириной менее 300 м. В районе створа IX глубина залегания подземных вод осталась более 3 м.

4. Спустя три-четыре года после начала заполнения водохранилища в водоносных горизонтах нижней и средней его частей происходит повышение депрессионной поверхности. Затем начинают четко выделяться периоды подъема уровня водоносных горизонтов весной и

снижение осенью и зимой, связанные, как и в естественных условиях, с сезонным колебанием уровня поверхностных вод водохранилища. Величина амплитуды сезонных колебаний уровня водоносных горизонтов в максимуме равна 2—3 м и близка к амплитуде естественных ко-

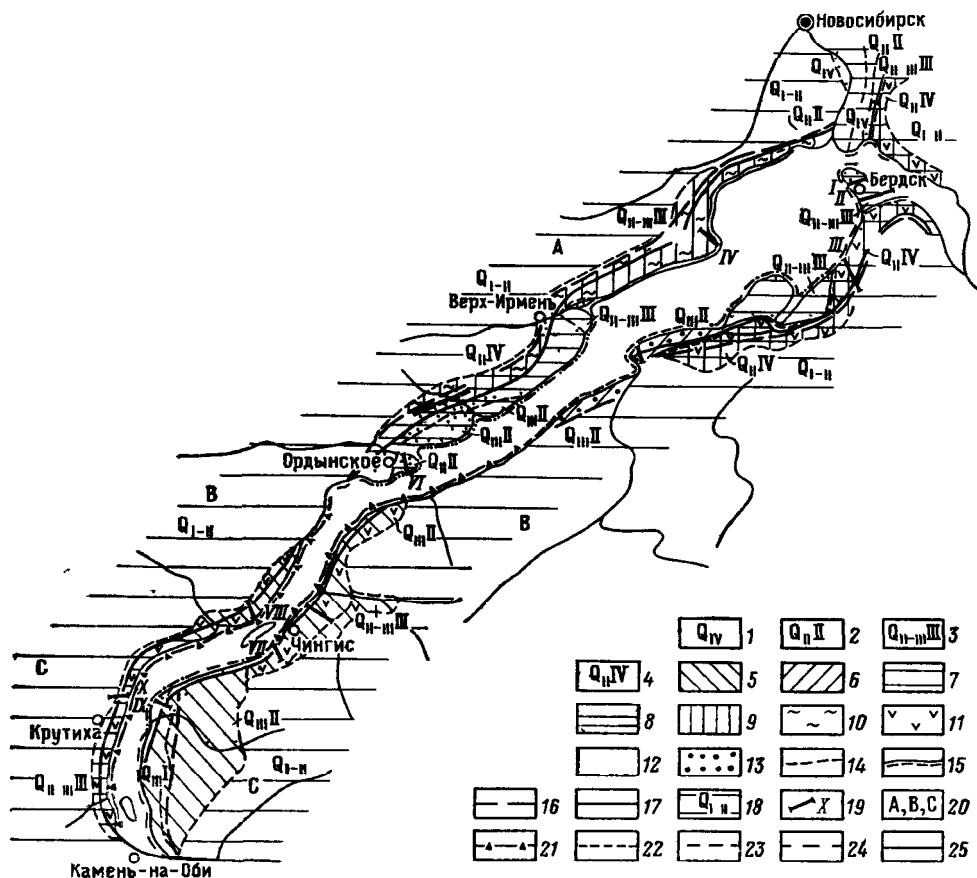


Рис 57 Схематическая гидрогеологическая карта прибрежной территории Новосибирского водохранилища (составила И К Невечера 1969 г)

Распространение водоносных горизонтов 1 — водоносные горизонты в песках и супесях поймы, 2 — водоносные горизонты в песках II надпойменной террасы 3 — водоносные горизонты в песках или суглинках III надпойменной террасы 4 — водоносные горизонты в песках и суглинках IV надпойменной террасы

Коэффициенты уводнепроводности пластов $m^2/сутки$ 5 — до 1000 6 — от 1000 до 2000 7 — от 2000 до 3000 8 — от 3000 до 4000 9 — от 6000 до 7000

Грунты зоны колебания депрессионной поверхности подземных вод и соответствующие им коэффициенты недостатка насыщения или водоотдачи 10 — суглинки тяжелые пылеватые от 0 036 до 0 039 11 — суглинки легкие пылеватые от 0 029 до 0 140 12 — пески тонкозернистые от 0 039 до 0 168, 13 — пески мелкозернистые от 0 052 до 0 089

Прочие обозначения 14 — границы надпойменных террас и поймы 15 — границы участков пластов с различными коэффициентами уводнепроводности 16 — граница зоны распространения подпора 17 — граница зоны сезонных колебаний зеркала подземных вод вслед за уровнем водохранилища, 18 — территория распространения отложений Приобского плато 19 — расчетные створы и их номера 20 — выделенные районы

Фильтрационное сопротивление ложа водоема м (ΔL) и схематические разрезы участков (в скобках даны величины ΔL) 21 — 0(0) 22 — от 100 до 300(731) 23 — от 300 до 500(400—945) 24 — от 500 до 700(817) 25 — от 700 до 900 (1000—1287)

лебаний уровней подземных вод при паводках Вследствие уменьшения наклона зеркала подземных вод величина зоны, где в пласте отмечается влияние сезонных колебаний, увеличилась до 3,2 км в нижней части водохранилища и до 0,8 км в верхней

5 При высоких уровнях водохранилища на большом протяжении береговой линии происходит фильтрация воды в горизонты, которая

в естественных условиях была незначительна. Объем сезонного регулирования для естественных условий р. Оби точно не рассчитывался. Ориентировочно его величина может быть оценена так: ширина зоны распространения фильтрационного потока в паводок равна 0,5 км, величина подъема уровня водоносных горизонтов на урезе реки — 2 м, недостаток насыщения грунтов, в которые происходит фильтрация — 0,1, протяженность береговой линии на участке, где создано водохранилище, — 400 км. Объем воды, уходящей на сезонное насыщение грунтов береговой зоны, ориентировочно равен:

$$Q = 0,002 \cdot 0,5 \cdot 0,1 \cdot 400 = 0,02 \text{ км}^3.$$

Для условий водохранилища сезонное насыщение грунтов береговой зоны, рассчитанное по 9-ти наблюдательным створам за период с 1960 по 1966 г., колеблется от 0,36 до 0,50 км³, т. е. по сравнению с естественными условиями реки объем сезонного регулирования увеличился в 18—25 раз.

В заключение следует указать на возникновение на отдельных участках берега благоприятных условий для создания смешанных водозаборов на подземные и фильтрационные воды. Основными эксплуатационными горизонтами являются нижние слои отложений III и IV надпойменных террас в нижней и средней частях водохранилища (район А на гидрогеологической карте; см. рис. 57). Они представлены песками с гравием и галькой, коэффициенты фильтрации которых в среднем равны 20—30 м/сутки. Наиболее подходящими для сооружения водозаборов являются участки, где песчано-галечниковые горизонты выходят в русло реки или в борту берегового склона (Бейром, 1962).

Опыт более чем десятилетней эксплуатации крупного линейного водозабора на одном из участков берега позволил установить следующее:

1. Увеличение водообильности отложений из-за подпора водоносных горизонтов водохранилищем. За пределами зоны распространения подпора водообильность пород осталась такой же небольшой, как и в естественных условиях.

2. Асимметричный характер депрессионного понижения вокруг скважин с крутой ветвью в сторону берега и пологой по направлению к водохранилищу.

3. Сезонное колебание производительности водозабора, связанное с увеличением мощности обводненной толщи пород при наполнении водохранилища по НПУ и уменьшении при сработке.

4. Неизменность химического состава воды в течение всего срока эксплуатации водозабора. Несмотря на то, что по расчету количество фильтрационных вод составляет от 10 до 50% всей производительности водозабора, различие в химическом составе подземных и поверхностных вод нивелируется длительными путями фильтрации последних.

На стадии проектирования водохранилища Ленинградским отделением Гидропроекта (Ленгидэпом) в 1950 г. был сделан прогноз подпора подземных вод, который заключался в продолжении линии НПУ водохранилища в берег до пересечения с бытовой депрессионной поверхностью водоносного горизонта. В табл. 17 приведено сопоставление прогнозного и фактического положения уровней, которое свидетельствует о нереальности этого прогноза.

В лаборатории гидрологии водохранилищ СибНИИЭ в 1961—1969 гг. были проведены расчеты подпора водоносных горизонтов на всех наблюдательных створах по линейному и нелинейному уравнениям в конечных разностях и по аналитическим формулам, полученным как из линеаризованного, так и из нелинейного уравнения.

Таблица 17

Сопоставление прогнозных и фактических уровней подземных вод

Геоморфологическая характеристика участка	Расстояние от уреза до точки на депрессионной поверхности водоносного горизонта с отметкой, равной НПУ, м	
	по прогнозу Ленгидэпа	фактическое на 1970 г
III надпойменная терраса	3500	500
IV надпойменная терраса	50—250	0

Сопоставление результатов расчетов с фактическими уровнями подземных вод по скважинам показало, что в гидрогеологических условиях Новосибирского водохранилища аналитические формулы дают хорошие результаты. Величина расхождения реального и расчетного уровней, отнесенная к величине подъема уровня в скважине за срок расчета, ни на одном створе в среднем не превысила 20%.

Поскольку уровни водохранилища в течение года изменяются, для расчетов использовано уравнение Н. Н. Веригина, учитывающее эти колебания. Доказано, что наилучшие результаты дают расчеты при I способе линеаризации основного дифференциального уравнения (Невечера, 1969). Расчеты подпора производились на БЭСМ-4.

Помимо правильного выбора расчетной формулы хорошее совпадение прогноза с фактическими уровнями обусловлено также достоверными гидрогеологическими параметрами, примененными при расчетах. Это — коэффициенты уровнепроводности пластов, фильтрационное сопротивление ложа водоема и интенсивность инфильтрационного питания водоносных горизонтов на разных глубинах залегания их уровня от поверхности. Первые два параметра рассчитаны по аналитическим формулам и представлены на гидрогеологической карте береговой зоны Новосибирского водохранилища. Интенсивность инфильтрации на разных глубинах получена в результате многолетних режимных наблюдений на 20 гидрогеологических створах (рис. 58).

Влияние водохранилища на переформирование береговых склонов. Создание водохранилища изменило характер прилегающих берегов и степень влияния ветроволновых процессов на формирование склонов. Протяженность размываемых берегов на момент наполнения водохранилища до проектной отметки составила 550 км.

До создания водохранилища береговые уступы террас Оби в этом районе изменялись под воздействием снеготаяния, паводковых вод и выветривания. Главным образом резко проявлялось оврагообразование.

В период перед заполнением водохранилища на его будущих берегах были оборудованы реперной сетью наблюдательные створы на характерных участках.

В 1958—1960 гг. в результате проведенной съемки берегов водохранилища склоны были подразделены на устойчивые, условно-устойчивые и неустойчивые (табл. 18).

Для десяти пунктов прогноз отступления бровки берега за 10 лет и на конечную стадию был выполнен Ленгидэпом.

В процессе наблюдений за переработкой берегов водохранилища в течение 1957—1960 гг. выяснилось, что оба прогноза — как классифи-

Классификация склонов водохранилища в начальный период (1958—1960 гг.)

Степень устойчивости	Проявление склонов	Литологический состав	Протяженность (в км) по лев. берегу и прав. берегу	Основные районы распространения	Степень предполагаемого размера склонов
Устойчивые	Дельтовые	Суглинки и сугеси	$\frac{150}{100}$	Районы II и III под- пойменных террас, ши- роко развиты по всему водохранилищу	Протяженные по раз- мерам
	Эрозийные	Суглинки, песчанки	$\frac{2}{6}$	На левом берегу у платины и на правом берегу в устье реч. Ка- раган и Канюка	
	Аккумулятивные	Суглинки и сугеси	$\frac{16}{10}$	Районы II и III под- пойменных террас на обоих берегах верхней части водохранилища	
Условно-устойчивые	Эрозийно-аккумуля- тивные	В нижней части скло- на суглинки, песчанки; в верхней — песок и суглинки	$\frac{22}{-}$	В средней части на правом берегу	Слабоэрозийные
Неустойчивые	Обвалово-аккумуля- тивные а) низкие б) высокие	Суглинки и сугеси, реже песок	$\frac{44}{44}$	На левом и правом берегах в нижней и в средней частях	Интенсивно эрозийные

кация СибНИИЭ, так и расчеты Ленгидэпа — оказались верными лишь на некоторых участках.

Процесс переработки берегов уже в первые годы эксплуатации водохранилища стал интенсивнее, чем предполагалось раньше. Так, в пункте Сосновка реальное перемещение бровки берега за 10 лет превысило расчеты на 100 лет (табл. 19).

Такое расхождение прогноза с реальной переработкой может быть объяснено тем, что при расчетах Ленгидэпом не было учтено поэтапное заполнение водохранилища в течение 1957—1968 гг. Оно привело к тому, что прибрежные отмели, сформированные на определенное положение уровня, по мере его подъема уходили на глубину и не предохраняли склоны от размыва ветровыми волнами. Кроме того, в прогнозе была занижена расчетная скорость ветра, которая оказалась больше 15 м/сек.

Через несколько лет абразией оказались охвачены и склоны, выделенные в классификации СибНИИЭ как устойчивые. Это произошло на левом берегу приплотинного участка водохранилища, где вследствие разрушения островов, игравших защитную роль, а также дна водоема создались условия для возникновения крупных волн. Полюгие делювиальные устойчивые склоны стали размываться.

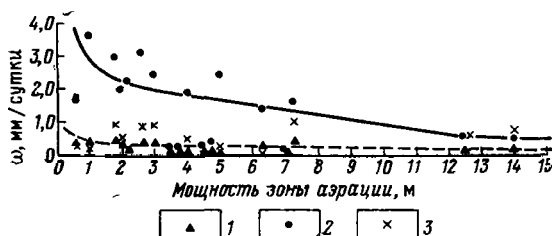


Рис. 58. Зависимость интенсивности инфильтрационного питания от мощности зоны аэрации.
1 — за год; 2 — весной; 3 — осенью

Таблица 19

Величина зоны переработки берегов, в м (прогнозная и фактическая)

Местоположение	На десятилетний период		На конечную стадию		На десятилетний период
	по Е. Г. Качугину	по Г. С. Золотареву	по Н. Е. Кондратьеву	по Г. С. Золотареву	фактическая переработка
Бердский (санаторий)	43,6	53,6	105,0	320,0	115
Сосновка	46,4	53,0	368,0	350,0	149
Ордынское	27,0	18,0	65,0	228,0	19
Чингисы	38,2	23,4	164,0	270,0	9
Спирино	54,0	21,5	182,0	270,0	15

Сопоставление натурных данных с результатами расчетов переработки берегов, выполненных по наиболее часто применяющимся методам Е. Г. Качугина, Н. Е. Кондратьева, Г. С. Золотарева, Б. А. Пышкина и Д. Н. Раша, показало, что метод Е. Г. Качугина дает хорошую сходимость в первые годы эксплуатации водохранилища, а метод Н. Е. Кондратьева — не более длительные периоды (Каскевич, 1968).

Фактическое отступление бровки берега по всему водохранилищу с 1957 по 1967 г. показано на рис. 53. Протяженность абразийных берегов в этот же период увеличилась с 20 до 275 км и составила более 50% всего периметра водохранилища. Площадь обрушившихся земель за этот же срок возросла с 24 до 1300 га. В результате этого аквато-

рия водохранилища увеличилась более чем на 1% от ее первоначальной величины при достижении НПУ в 1959 г.

Изучение закономерностей изменения природных условий береговой зоны позволило решить ряд практических задач, связанных с ее освоением.

В ходе начальной эксплуатации водохранилища выявилась необходимость крепления значительного по протяженности участка берега в районе устья Бердского залива. По рекомендации Ленгидэпа, крепление этого участка методом отсыпки негабаритным камнем размером от 0,5 до 1,0 м³ было сделано в 1958 г. В течение следующего года это крепление было разрушено сильными штормами, при этом тело каменной наброски размывалось волнами не только с фронтальной стороны, но и со стороны коренного берега. В итоге это сооружение, лишенное прочного основания, постепенно сползло в водохранилище и полностью разрушилось.

Лаборатория гидрологии водохранилищ СибНИИЭ и отдел капитального строительства Академгородка предложили крепить берег путем создания искусственного пляжа. Новосибирское отделение Гипроречтранс разработало проект этого крепления. В течение 1958—1962 гг. пляж общей протяженностью в 6 км и объемом 4,73 млн. м³ был намыт. Как показали наблюдения в течение 1963—1969 гг., пляж оказался устойчивым сооружением, хорошо предохраняющим береговую склон от переработки. Морфологические размеры его за этот период изменились мало, возникла только некоторая отработка на свале глубин, где кончается подводная часть пляжа.

В настоящее время происходит все более интенсивное освоение прибрежной зоны Новосибирского водохранилища. Здесь строятся крупные промышленные центры, расширяются населенные пункты. Образование широких прибрежных песчаных отмелей, живописность побережья и близость водоема к такому крупному промышленному центру, как г. Новосибирск, позволяют предсказать развитие на берегах водохранилища большого строительства баз и домов отдыха, санаториев и пионерских лагерей.

Полученные в результате многолетних исследований закономерности формирования побережий водохранилища имеют большое практическое значение и являются основой для составления проектов освоения этой территории.

ВЫВОДЫ

Материалы описанных в данной главе особенностей влияния водохранилищ на гидрогеологические и инженерно-геологические условия, а также анализ данных по другим водохранилищам, показывают, что изменения гидрогеологических и инженерно-геологических условий по берегам водохранилищ происходят в больших масштабах, на обширных территориях и вызывают в ряде случаев значительные отрицательные явления.

В берегах водохранилищ, сложенных песчаными отложениями, предельное положение кривой подпора грунтовых вод устанавливается в течение 5—10 лет, а иногда и более, с момента развития подпора, которое в отдельных частях водохранилищ начинается в разное время.

Скорость распространения подпора зависит в основном от геолого-литологического строения берегов водохранилища и режима его работы.

Подпор грунтовых вод на описанных в работе водохранилищах распространился на расстоянии до 10—15 км. Однако эта зона в ряде случаев может иметь и другую величину.

Так, например, в нижней части Каховского водохранилища, где берега сформированы трещиноватыми известняками, уровень воды в водохранилище поднялся выше уровня грунтовых вод на водоразделе, что привело к интенсивной утечке воды из водохранилища. Это вызвало увеличение влияния водохранилища на гидрогеологические условия прилегающих территорий, которое распространилось на несколько десятков километров.

После окончания формирования подпорного зеркала грунтовых вод выделяется зона, где режим грунтовых вод зависит от сезонных колебаний уровня водохранилища. На участках, где подземные воды содержатся в песках и супесях, ежегодные колебания уровня водохранилища на 2,5—3 м сказываются на расстоянии от 300 до 700 м. При большей сработке уровня водохранилища (как, например, на Куйбышевском водохранилище, где сработка уровня достигает 6—7 м) эти расстояния увеличиваются. В суглинистых отложениях колебания уровня грунтовых вод распространяются на расстояние до 150—250 м.

Создание водохранилищ вызывает в природе прилегающих территорий ряд неблагоприятных явлений, к которым в первую очередь следует отнести затопление и подтопление ценных территорий, а также переработку берегов водохранилищ.

В течение первых 15 лет эксплуатации Каховского водохранилища переработкой его берегов было затронуто до 85% длины береговой линии. Такой же картины достигла переработка берегов на некоторых участках Новосибирского водохранилища. На Куйбышевском водохранилище величина переработки берегов несколько меньше.

Благодаря абразии берегов в водохранилища сносится большое количество размытых осадков. Например, на дне Куйбышевского водохранилища ежегодно откладывается около 25—30 млн. м³ наносов. Наиболее интенсивно заиление происходит на горных водохранилищах.

Для более правильного познания природы отрицательных явлений, возникающих под влиянием сооружения водохранилищ, большое значение имеет многолетнее изучение динамики происходящих процессов. Это позволит более целенаправленно разрабатывать и составлять научно обоснованные прогнозы изменения природно-экономических условий, происходящих под влиянием водохранилищ, и предусматривать необходимые меры борьбы с отрицательным воздействием на природу возникающих процессов и явлений.

ВЛИЯНИЕ МЕЛИОРАЦИИ ЗЕМЕЛЬ НА ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ В РАЙОНАХ ИРРИГАЦИОННО-МЕЛИОРАТИВНОГО СТРОИТЕЛЬСТВА

В практике мелиоративного строительства в нашей стране накоплен большой опыт, указывающий на значительные изменения природной обстановки под влиянием орошаемого и осушаемого земледелия. Можно без преувеличения сказать, что мелиорация земель в последние годы стала одним из мощных рычагов воздействия на природу.

Современные региональные масштабы мелиоративного освоения, в процессе которого в хозяйственное использование вовлекаются все новые, ранее не использованные, земли и строятся более крупные мелиоративные системы, приводят к возникновению новых ландшафтов. В пределах этих ландшафтов следы ирригационного воздействия проявляются в рельефе, в почвенном покрове, в характере растительности, в распределении солей в почво-грунтах, в режиме грунтовых вод и в гидродинамической структуре и водном балансе территории. Орошение засушливых земель, осушение больших заболоченных территорий, перераспределение поверхностного стока, создание искусственных водоемов вызывает нарушение сложившегося природного равновесия, изменение хода природных процессов и явлений и часто приводит к непоправимым последствиям. Случаи снижения продуктивности почв при орошении в результате засоления или заболачивания всей почвы еще имеют место и в настоящее время.

Поэтому вполне естественно, что в последнее время все большее внимание уделяется не только вопросам учета влияния мелиорации на отдельные природные компоненты среды, но и на получение информации о свойствах и закономерностях ландшафтов в целом, которые определяют закономерности взаимодействия мелиорируемых земель и мелиоративных сооружений и прогноз этого взаимодействия. Степень влияния и характер воздействия мелиорации на природную обстановку в первую очередь будет зависеть от морфологии и происхождения территории, ее размеров и граничных условий. Характер воздействия будет совершенно различным в зависимости от того, речная ли эта долина, конус выноса, плато, бессточная равнина или слагающие их отдельные морфологические части. В этой связи наряду с характеристикой процессов, развивающихся под воздействием мелиорации, рассматриваются вопросы типизации многократно повторяющихся в пространстве структурных образований ландшафтных природно-территориальных комплексов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ В СВЯЗИ С МЕЛИОРАЦИЕЙ ЗЕМЕЛЬ

В процессе орошения и осушения земель изменяется структура водного и солевого баланса как всей орошаемой территории, так и отдельно баланса грунтовых вод и зоны аэрации. Это вызывает изменения во времени таких гидрогеологических показателей, как уровень

и минерализация грунтовых вод, влажность и засоленность пород зоны аэрации, величины инфильтрации и суммарного испарения, а также гидрометеорологических показателей, позволяющих оценить водный баланс мелиорируемой территории и баланс грунтовых вод.

Для правильной оценки изменений гидрогеологических и инженерно-геологических процессов мелиорируемых территорий необходимо знать, как сочетаются между собой в данных конкретных условиях естественные и искусственные факторы формирования подземного стока.

Если естественные, т. е. физико-географические, факторы воздействия носят более или менее устойчивый характер (в исторический отрезок времени), то антропогенные изменения гораздо менее устойчивы. Это связано как с быстро увеличивающимся объемом ирригационно-хозяйственных мероприятий, так и с изменением методов мелиораций.

Правильное использование орошаемых и осушаемых земель и их типизация с точки зрения влияния мелиорации на гидрогеологические условия подразумевает знание и умение управлять всеми изменениями в почво-грунтах и грунтовых водах, которые происходят под влиянием мелиорации.

К настоящему времени уже достаточно хорошо изучено влияние мелиорации на те или иные компоненты среды. Основные процессы, развивающиеся под влиянием мелиорации, вероятные их направления и последствия систематизированы в табл. 20.

Ниже дается краткая характеристика только тех процессов, которые приводят к изменению инженерно-геологических и гидрогеологических условий мелиорируемых земель.

Локальные процессы. Инженерно-геологические процессы и явления, развивающиеся при мелиорации земель. Орошение почти всегда сопровождается более или менее заметными изменениями в микрорельефе орошаемых участков. Наиболее распространенными являются всякого рода оседания и просадки, связанные с уплотнением почвенных частиц вследствие их увлажнения. Уплотнение происходит в почвах, которые характеризуются в исходном состоянии высокой порозностью, пылеватым составом, незначительным содержанием набухающих минералов глин, содержанием водорастворимых солей.

Просадки обычно происходят на территориях с первоначально глубокими грунтовыми водами (8—10 м и глубже) и иссушенными пористыми почво-грунтами. Широкое развитие просадки получили по берегам водохранилищ и на орошаемых лессовых равнинах Средней Азии и юга Украины. Глубина оседания достигает здесь 2 м. Особенно большие осложнения происходят при сооружении оросительной сети на просадочных грунтах. Вдоль каналов наблюдается образование воронок и трещин. По данным Э. В. Запороженко, просадочные деформации в Центральном и Восточном Предкавказье фиксируются в горизонтах лессов на глубинах более 20—25 м.

Изменение микрорельефа на орошаемых полях происходит также вследствие накопления ирригационных отложений, планирования поверхности и эрозии орошаемых почв.

Неравномерное распределение наносов на орошаемых массивах способствует созданию вторичного ирригационного рельефа, характеризующегося чередованием приканальных ловышений и чашеобразных понижений между ними. Превышение поверхности каналов над дном «чаш» достигает 3—6 м. Уклоны поверхности земли от канала к пони-

Таблица 20

Систематизация процессов, развивающихся в связи с мелиорацией земель

Зона воздействия	Процессы, развивающиеся под влиянием мелиорации	Вероятные направления и последствия развивающихся процессов
Локальные процессы		
Поверхность	1. Изменение микрорельефа при проведении планировок поверхности	Обнажение солонцовых горизонтов или бесплодных глинистых и каменных пород, ухудшение структуры почв
	2. Оседания и просадки	Образование воронок и трещин вдоль каналов, оседание поверхности торфяников
	3. Изменение рельефа вследствие накопления ирригационных отложений	Образование ирригационного „чашечного“ рельефа заиливание каналов, углубление русел каналов, образование террас
	4. Сетевая эрозия	
Почва и зона аэрации	1. Эрозия орошаемых почво-грунтов	Смыв почв, снижение плодородия и возникновение большей пестроты почвенного покрова
	2. Изменение механического состава почво-грунтов. Образование непроницаемых горизонтов	Оглинение почв, выравнивание механического состава агро-ирригационных отложений
	3. Изменение структуры почво-грунтов	Уменьшение агрегированности почв. Уплотнение почв, образование твердой корки
	4. Изменение скорости фильтрации	Снижение скорости фильтрации
	5. Изменение гидрологии почво-грунтов	Поддерживается равномерное увлажнение почвы, усиливается влагообмен, испарение
	6. Изменение термических свойств почво-грунтов	При орошении увеличивается удельная теплоемкость и теплопроводность; при осушении — уменьшается
	7. Изменение степени и типа засоления почво-грунтов:	
	а) рассоление (на хорошо дренируемых территориях)	Вынос солей за пределы территории, активизация благоприятных биологических процессов
	б) засоление (на слабо дренированных и недренированных территориях)	Подтягивание солей в верхние горизонты почво-грунтов, образование солончаков, солонцов, снижение биологических процессов
	в) изменение состава минералов и поглощающего комплекса	Обогащение почв минералами гидрослюд и монтмориллонита, органическим веществом. Увеличение емкости обмена оснований, содержания в почво-грунтах поглощенного натрия за счет кальция и магния

Продолжение табл. 20

Зона воздействия	Процессы, развивающиеся под влиянием мелиорации	Вероятные направления и последствия развивающихся процессов
Зона грунто- вых вод	г) изменение в составе солей	Дифференциация солей по составу. При хорошем дренаже происходит накопление в почво-грунтах труднорастворимых солей. На слабо дренированных территориях орошение вызывает постепенное накопление в почво-грунтах легкорастворимых солей (включая соду)
	д) изменение содержания питательных элементов	Как правило, оросительная мелиорация увеличивает запасы питательных элементов в почво-грунте (гумуса, фосфора, калия, азота и др.)
	е) изменение pH и относительно-восстановительного потенциала	Повышение pH и щелочности почво-грунтов и дисперсности почвенных частиц. Активизация восстановительных процессов при орошении и окислительных — при осушении
Зона грунто- вых вод	1. Изменение режима грунтовых вод.	
	а) уровня	На слабодренированных территориях происходит подъем уровня грунтовых вод, складываются ирригационные (испарительные) типы режима уровня. В результате осушения происходит снижение уровня до оптимальной глубины
	б) минерализации и химического состава	Подъем уровня грунтовых вод при орошении вызывает рост минерализации грунтовых вод, увеличение в составе солей доли сульфатов и хлоридов. Интенсивный дренаж и поливы приводят к рассолению грунтовых вод
Зона напорных вод	1. Изменение напоров	Увеличение вертикального градиента напорных вод сопровождается увеличением питания грунтовых вод, усилением процессов засоления

Региональные процессы

Поверхностный сток	1. Изменение водного режима рек	Уменьшение речного стока (в основном паводкового), выравнивание годового стока
Зона грунто- вых и напор- ных вод	1. Изменение гидродинамической структуры территории	Региональное перераспределение водно-солевых масс между мелиорируемыми и прилегающими территориями; смещение областей питания и разгрузки
	2. Изменение водно-солевого баланса	Увеличиваются абсолютные значения инфильтрации и суммарного испарения, что в бездренажных условиях приводит при орошении к заболачиванию и засолению. При дренаже увеличивается подземный отток — уменьшается заболаченность и засоление почво-грунтов

жению составляют 0,002—0,005 при общих уклонах поверхности для дельт обычно менее 0,0005, а в долинах вторичные уклоны поверхности составляют 0,02—0,03. Наиболее ярко выраженный ирригационный чашечный рельеф сформировался в долинах и дельтах рек Амударьи и Сырдарьи. В древних оазисах за счет орошения накопилась толща ирригационных отложений в 2—10 м.

Большой ущерб орошаемому земледелию приносит эрозия почв, наблюдаемая в предгорных и подгорных районах, имеющих уклоны поверхности в 0,01—0,1. В Средней Азии в полосе предгорных орошаемых почв русла древних каналов глубоко врезаны в лессы (до 3—5 м). Реки меандрируют и, расходясь до источника питания, создают так называемый ирригационный веер.

Образование слитных почв является особой проблемой для степного орошения Прикаспийского Заволжья (Вогло-Ахтубинская пойма, Заволжские лиманы, Кутулукская оросительная система).

Некоторые проявления инженерно-геологических процессов и связанных с этим изменением свойств пород при орошении показаны на примере Голодной степи.

Изменение водно-физических и физико-механических свойств пород. При орошении происходит изменение механического состава почво-грунтов (в связи с накоплением ирригационных наносов, внутрипочвенным оглеением, перемещением грунтов при планировках, внесением удобрений и т. п.). Все это в конечном итоге вызывает увеличение содержания глинистых фракций, способствует выравниванию механического состава, разрушению почвенных агрегатов и, следовательно, изменению скорости фильтрации. В начальный период освоения происходит быстрое снижение скорости фильтрации вследствие уменьшения порозности почвы. Резкое (в 5—15 раз) уменьшение водопроницаемости пород происходит от просадочного уплотнения.

Среди орошаемых массивов аридной зоны нередко встречаются почвы со слабо проницаемыми, плотными и твердыми горизонтами, которые часто являются причиной поверхностного переувлажнения почв при орошении. К ним относятся гипсовые и карбонатные, оглеенные горизонты, плотные глинистые горизонты с высоким содержанием обменного натрия и сцементированные силикатом магния.

По данным различных литературных источников, интенсивность осадки торфа при осушении составляет от 1 до 7,5 см/год. Осадка торфа вызывает в свою очередь резкие изменения механических и водно-физических свойств торфа до минерального дна вследствие уменьшения размеров и изменения формы пор и повышения зольности торфа.

По данным В. С. Маслова (1970), объемный вес торфа после осушения увеличивается в 2,8—2,9 раза, коэффициент фильтрации в верхних слоях торфа в горизонтальном направлении снижается в 1,2—3,6 раза, в нижних слоях — в 1,5—2 раза. Происходит также уменьшение коэффициента фильтрации в вертикальном направлении, снижается водоотдача торфа в 1,2—1,7 раза и коэффициент уводнепроводности более чем в 2—4 раза. Осушение минеральных заболоченных почв также приводит к увеличению коэффициента фильтрации суглинков и глин в пахотных горизонтах в 2,7—7 раз, а в подпахотных — в 1,6—2,7 раза.

Примеры изменения физико-механических и водно-физических свойств грунтов при осушении приведены ниже, при характеристике Белорусского Полесья.

Осушение, увеличивая аэрирование почв, влечет за собой изменение их теплового режима; понижается теплоемкость и теплопроводность почво-грунтов. По этой причине осушенные почво-грунты прогреваются летом сильнее, а зимой охлаждаются больше, чем неосушенные. В итоге осушение увеличивает амплитуду суточного и годового колебания температуры почво-грунтов.

Осушенные торфяники в засушливые годы могут самовозгораться и перевеваться. Пожары и торфяные бури отмечались в некоторых районах Белоруссии.

Засоление и рассоление орошаемых земель. На орошаемых территориях, расположенных в засушливом климате, широко распространены засоленные земли, образование которых является результатом хозяйственной деятельности человека. Подобного рода засоленные земли обычно характерны и широко развиваются в пределах ландшафтов, не обеспеченных естественным дренажем (низкие террасы, недренированные равнины, поймы и дельты рек). В качестве примеров можно назвать древние дельты рек Амударьи, Сырдарьи, Кура-Аракса, земли Голодной степи, низовья Зеравшана и др.

Засоление земель, вызываемое орошением, сопровождается резким снижением плодородия орошаемых почв в результате накопления большого количества легкорастворимых и вредных для растения солей в пахотном и корнеобитаемом горизонтах. Вторичное засоление в орошаемом земледелии является главным образом следствием недостатков ирригационного освоения земель (недооценка природных условий, ошибки в прогнозах, неумение управлять геохимическими процессами, недостатки ирригационной техники и т. п.).

Однако было неправильно приписывать процессы засоления и заболачивания орошаемых земель только хозяйственно-техническим причинам. Движение и накопление солей в грунтовых водах, грунтах и почвах орошаемых территорий в значительной степени зависит от условий рельефа, литологии, дренированности местности, минерализации оросительных вод, соотношения приходных и расходных статей баланса грунтовых вод и солевых масс.

Области предгорных равнин, верхних частей конусов выноса и высоких водораздельных равнин, сложенных часто высокопроницаемыми грунтами, находятся в состоянии глубокого и интенсивного рассоления. Орошение в пределах этих областей не угрожает развитием вторичного засоления. Высокая естественная дренированность территории обеспечивает в условиях орошения дальнейший вынос легкорастворимых солей, бывших ранее в почвах и грунтах. Примерами таких оросительных систем, обеспеченных дренажем, которым в будущем не угрожает вторичное засоление, являются: Приташкентский, Самаркандский оазисы, предгорные части Ферганской, Кашка-Дарьинской, Сурхан-Дарьинской долин.

Наоборот, все оросительные системы, приуроченные к областям, расположенным в местностях с низкой дренированностью (межгорные долины, дельты рек, низкие террасы, приморские низменности с характерной для них близостью к поверхности и застойностью грунтовых вод высокой минерализации на фоне жаркого и сухого климата), подвергаются интенсивному засолению и даже заболачиванию. Если естественная дренированность местности не обеспечивает оттока фильтрационных вод в новых оросительных системах, то грунтовые воды достигают критической глубины. Это наблюдается в том случае, когда их баланс регулируется испарением.

В древних орошаемых оазисах, не обеспеченных естественным дренажем, соленакопление под влиянием естественных и искусственных

процессов может приобретать значительные размеры. Площадь в той или иной мере засоленных земель в республиках Средней Азии достигает около 3 млн. га, а процесс засоления орошаемых почв в большинстве оазисов еще не преодолен.

Беспрепятственный процесс рассоления почво-грунтов в процессе орошения происходит только на хорошо дренированных территориях и при наличии глубокого уровня залегания грунтовых вод. При хорошем естественном или искусственном дренаже длительное орошение приводит к рассолению почв. Примером эффективности дренажа в рассолении орошаемых почв является Вахшская долина, где в результате действия коллекторно-дренажной сети уровень грунтовых вод опустился на 0,5—1,0 м и уменьшилась минерализация грунтовых вод. По мере усовершенствования коллекторно-дренажной сети вынос солей с орошаемой территории достиг за 1960 г. 1,2 млн. т., а площадь сильно засоленных земель уменьшилась с 50,4% в 1945 г. до 15% — в 1961 г. (Ковда, 1968). В Хорезмском оазисе в процессе дренажа засоленных почв достигнуто не только рассоление орошаемых почв, но и опреснение верхней части грунтовых вод (до 1—3 г/л). Общий сток в год за пределы оазиса через дренажные системы определен равным 17 141 тыс. т.

Серьезные успехи наметились в освоении такого сложного в мелиоративном отношении объекта, каким является Кура-Араксинская низменность. Здесь применение горизонтального глубокого дренажа позволило начать преодоление тяжелых форм первичного и вторичного засоления в обстановке напорности восходящих глубинных рас-
солов.

Изменение режима уровня. Анализ материалов по режиму грунтовых вод орошаемых территорий свидетельствует о большом разнообразии режимов уровня. В условиях орошения складывается генетически обособленная группа режима грунтовых вод: антропогенная (ирригационная), детально освещенная в работах Д. М. Каца (1967), Н. А. Кенесарина (1969), Н. В. Роговской (1959), Н. Н. Ходжибаева (1966) и охарактеризованная ниже на примерах Голодной степи и Кура-Араксинской низменности.

На изменение уровня режима грунтовых вод на орошаемых массивах особенно интенсивно влияют следующие ирригационно-хозяйственные факторы: фильтрация воды из каналов, инфильтрация с орошаемых площадей, использование подземных вод для орошения, гидродинамическое влияние соседних орошаемых массивов, отвод излишних сбросных и грунтовых вод

В большинстве районов годовая водоподача брутто достигает 15—20 тыс. м³/га. Годовые же осадки в этих районах составляют обычно менее 1000—2500 м³/га. В этих условиях в районах низкой естественной дренированности происходит резкий подъем уровня грунтовых вод и изменение их режима.

Водохранилища и крупные каналы в связи с проявлением упругого режима фильтрации интенсивно влияют на режим напорных горизонтов, находящихся на глубине до 100—200 м. Увеличение вертикального градиента напорных вод сопровождается в ряде случаев увеличением питания грунтовых вод за счет напорных, что приводит к подъему уровня и изменению минерализации грунтовых вод.

Системы искусственного дренажа снижают уровень грунтовых вод и напор. Активизируя водообмен, они могут уменьшить минерализацию грунтовых вод на поливных землях. Использование подземных вод для орошения также снижает их уровень.

Влияние орошения проявляется как в сезонном, так и в многолетнем плане. До орошения колебания зеркала грунтовых вод определялись сезонными изменениями в режиме их питания и расхода, выпадения осадков и испарения, а в дельтах и долинах — режимом стока рек.

При орошении амплитуда колебания уровня увеличивается, появляются новые пики, связанные с режимом орошения и промывками. Каждый полив и промывка сопровождаются подъемом уровня грунтовых вод. В приканальной полосе образуются купола и гребни грунтовых вод, размеры колебания которых достигают 2 м и более, в то время как между каналами колебания менее значительны. Амплитуда сезонных колебаний уровней в зависимости от ирригационно-хозяйственных факторов достигает 2—3 м. Скорость подъема грунтовых вод определяется интенсивностью орошения, исходной глубиной залегания грунтовых вод и степенью естественной дренированности территории.

На участках, обеспеченных естественным дренажем, повышение уровня грунтовых вод не происходит или происходит до глубин, при которых роль грунтовых вод в процессах почвообразования весьма мала.

В пределах древних аллювиальных и приморских равнин, характеризующихся недостаточным естественным дренажем, грунтовые воды, залегающие на глубине 5—10 м, могут за 2—3 года орошения подняться до критической глубины и вызвать засоление почв. Осушение направлено на изменение водного режима почв путем понижения уровня грунтовых вод до оптимальной глубины (обычно 0,5—1,0 м).

Основные особенности режима грунтовых вод на осушенных болотных массивах и заболоченных землях создаются в результате влияния на них колебаний уровня в осушительных канавах и в меньшей степени — воздействия климатических факторов.

Снижение уровня грунтовых вод в результате осушения вызывает некоторое увеличение амплитуд его колебаний, однако в целом характер изменения уровня по сезонам остается аналогичным естественному режиму грунтовых вод.

Изменение минерализации и химического состава грунтовых вод на орошаемых землях определяется природными и ирригационными водами. Оно нарушает естественное гидрохимическое равновесие в системе вода — порода — соли. В этих условиях активно развиваются физико-химические процессы (диффузия, выщелачивание солей твердой фазы из пород и выпадение их из растворов, обменные реакции), изменяющие химический состав поровых растворов в породах зоны аэрации и грунтовых вод.

В начальный период орошения основное значение приобретают процессы вытеснения природных поровых растворов инфильтрационными оросительными водами, а также растворение солей и обменные реакции, способствующие росту минерализации грунтовых вод.

После вымывания основного количества легкорастворимых солей из зоны аэрации происходит снижение минерализации грунтовых вод под действием конвективного выноса солей фильтрационным потоком и разбавление их оросительными водами.

Новый рост минерализации грунтовых вод происходит под влиянием процессов их испарения при достижении так называемой критической глубины.

Тесная взаимосвязь между глубиной и степенью минерализации грунтовых вод, а также степенью и типом засоления почво-грунтов зоны аэрации отмечается всеми исследователями и наглядно отражена на примерах Голодной степи и Кура-Араксинской низменности.

Процесс соленакопления в грунтовых водах вовсе не ограничивается верхними слоями грунтовых вод, а распространяется в глубину водоносного горизонта вплоть до 20—80 м и более. Распространение солей в глубину водоносного горизонта обязано конвективным движениям, диффузии и погружению тяжелых солевых растворов вниз по профилю.

Рост минерализации сопровождается закономерным изменением химического состава, выражающимся в смене гидрокарбонатных вод сульфатно-хлоридными и далее хлоридными.

В этих условиях снижение минерализации грунтовых вод может быть обеспечено только с помощью искусственного дренажа благодаря увеличению скорости конвективного выноса солей фильтрационным потоком. Действие дрен изменяет минерализацию грунтовых вод в сторону выравнивания солевого профиля по вертикали.

Региональные процессы. Влияние мелиорации на водный режим прилетающих территорий. Практика развития ирригации вызывает такие изменения в окружающей среде, некоторые последствия которых трудно еще уверенно прогнозировать.

Значительное расширение орошаемой площади вызывает изменение речного стока (в основном паводкового) в связи с забором большого количества речной воды на орошение.

В ряде районов Средней Азии водный режим рек изменился не только в результате изъятия из них воды на орошение, но и под влиянием возвратных вод, поступающих после орошения обратно в реки, но со значительным опозданием, в зимний период.

Результатом этого процесса является выравнивание речного стока. Орошение при высоком уровне земледелия способствует снижению поверхностного и увеличению подземного стока. В целом общий речной сток уменьшается.

Эти последствия орошения на речной сток еще не в полной мере исследованы и заранее еще не планируются.

Осушительные мероприятия, как и оросительные, влияют на речной сток, однако общая направленность изменений речного стока может быть несколько иной. В этом случае большое значение приобретает характер осушенной территории и интенсивность ее использования для сельскохозяйственных целей.

По мнению М. И. Львовича (1963), при осушении заболоченных земель с маломощной торфяной залежью или при ее отсутствии можно ожидать уменьшения паводочного стока, так как осушенные почвы обладают большой инфильтрационной способностью и, следовательно, более полно усваивают снеговые воды и дождевые осадки. А поскольку питание грунтовых вод, особенно в течение вегетационного периода, существенно не увеличится, можно ожидать уменьшение полного речного стока в результате осушения заболоченных земель. Что же касается болот, испаряющих большое количество воды, то их осушение в ряде случаев может привести к увеличению речного стока.

Под влиянием осушения речной сток уменьшается на 15—17% в южных районах, остается практически неизменным в Белоруссии, Литве, Нечерноземной зоне РСФСР и несколько увеличивается в Карелии (Маслов, 1970).

После осушения болот и связанного с ним понижения уровней грунтовых вод за счет возрастания градиентов напора возрастает переток вниз (Карелия, некоторые районы Прибалтики, Белоруссии, юг Западной Сибири). По мнению Б. С. Маслова (1970), в результате осушения заболоченных площадей можно ожидать увеличения атмос-

ферных осадков, конденсацию влаги, притока напорных вод, а в первые годы и притока грунтовых вод с прилегающих суходольных участков, уменьшения поверхностного стока с болот и суходолов. В целом приходная часть баланса осушенной территории должна возрасти.

Изменение гидродинамической структуры территорий. В связи с изучением гидрогеологии ирригационных районов были установлены явления местного питания, транзита и рассеивания грунтовых вод (Крылов, 1959), а также местных водно-солевых миграций и внутриландшафтного перераспределения водносолевых масс.

Эти процессы можно проследить на примере ландшафта субаэральных дельт Средней Азии, для которых свойственно развитие минерализованных грунтовых вод, залегающих на глубине свыше 10—15 м и не оказывающих прямого влияния на процессы почвообразования. Под влиянием орошения в контуре этого ландшафта формируется бугор грунтовых вод. Поскольку периферическая часть субаэральной дельты сложена слабопроницаемыми отложениями, искусственное питание грунтовых вод не сопровождается их естественным оттоком и происходит аккумуляция грунтовых вод с развитием регионального и местного перераспределения водно-солевых масс. В начальный период орошения независимо от дифференциации внутриландшафтных условий перераспределение водно-солевых масс имеет место в основном в региональном плане: в контуре дельты происходит рассоление почво-грунтов, а вновь формирующиеся грунтовые воды имеют в общем минерализацию более низкую, чем минерализация естественных грунтовых вод дельты; в оазисе происходит аккумуляция водных масс, миграция солей, а в смежных районах пустыни — аккумуляция водно-солевых масс.

Однако развитие орошения со временем приводит к подъему грунтовых вод до критической глубины, вследствие чего возникают условия для вторичного засоления почво-грунтов. На процесс перераспределения водно-солевых масс между оазисом и пустыней накладывается местное перераспределение, которое осуществляется между орошаемыми пашнями, с одной стороны, и неорошаемыми участками — с другой. Часть пашень выпадает из хозяйственного оборота вследствие заболачивания и засоления.

На оставшихся массивах как мера борьбы с засолением создается постоянный промывной режим орошения, который способствует развитию местных потоков грунтовых вод — выносу солей со стороны орошаемых массивов ко внутриоазисным неиспользованным участкам, где местный сток балансируется испарением. Первоначально соли на неорошаемых участках накапливаются только в почвах, затем засоление постепенно захватывает и грунтовые воды, соответственно увеличиваются их гидростатический напор, противодействующий развитию местных напоров и возникает конвективное перераспределение солей между пашней и неорошаемыми участками. В результате этого солончаки наступают на пашни.

В последние годы установлено наличие своеобразных процессов, протекающих при взаимодействии инфильтрационных вод каналов с грунтовыми водами, что позволило исследователям рассматривать ирригационные каналы, как водонапорные системы, оказывающие значительное влияние на гидродинамическую структуру территории. Среди этих процессов отмечается гидростатическая передача напоров в зоне влияния каналов, вертикальное воздействие напора до регионального водоупора, изменение величины пьезометрических уровней и конфигурации пьезоизогипс, смещение областей питания и разгрузки.

Повышение напоров подземных вод значительно ухудшает мелиоративное состояние земель, расположенных ниже по потоку грунтовых вод.

Динамика водно-солевого баланса под влиянием орошения и осушения. Орошение и дренаж представляют собой сознательное воздействие на те или иные элементы водного и солевого баланса орошаемой территории. Проектирование оросительных систем должно базироваться на знании естественного водно-солевого режима территории и прогноза его изменения после начала орошения.

В условиях орошения исключительно важную роль будут играть такие дополнительные элементы питания грунтовых вод, как инфильтрация из ирригационных каналов и водохранилищ. На поливных и промывных полях обрасывание избыточных вод приводит к повышению расхода грунтовых вод на отток в дрена.

Появление новых источников питания и расхода влияет на величину бокового притока и оттока грунтовых вод и восходящего потока напорных вод на испарение и транспирацию. На слабодренированных территориях увеличение питания не компенсируется подземным оттоком, что приводит к быстрому подъему уровня грунтовых вод на обширных участках орошаемых земель, а также увеличению испарения и прогрессирующему засолению почво-грунтов.

Солевой баланс территории теснейшим образом связан с балансом грунтовых вод местности. Вместе с тем в формировании солевого баланса местности огромное значение принадлежит фактору растворения и концентрирования растворов. Суммарный отток солей будет большим при относительно небольшом оттоке грунтовых вод, если его концентрация достаточно велика. Весьма важным обстоятельством формирования солевого баланса является исходный запас легкорастворимых солей в грунтовых водах и почвенной толще, которые могут устойчиво сохраняться в почвенных горизонтах или в грунтовой воде, подвергаясь значительному сезонному перераспределению. Другим важным фактором солевого баланса является концентрация солей в оросительной воде, в почвенных растворах и грунтовых водах. Перемещение уровня грунтовых вод и капиллярной влаги будет сопровождаться резко выраженным перераспределением легкорастворимых солей, а также возрастанием или уменьшением степени засоленности различных горизонтов почвы.

Характеристика важнейших составных элементов питания и расхода грунтовых вод до и после орошения приведена ниже на примерах Голодной степи и Кура-Араксинской низменности.

Анализируя величины основных элементов баланса осушаемых земель, В. Ф. Шебеко пришел к выводу, что в условиях осушения и частичного освоения болот повышаются абсолютные значения инфильтрации и транспирации в составе суммарного испарения, в небольшой степени увеличивается годовой сток и значительно возрастает влагообмен болота со смежными бассейнами. В зоне аэрации торфяных почв на освоенных болотах с уровнем грунтовых вод до 120—140 см от поверхности создаются значительные аккумулярующие емкости (незаполненная свободная порозность), способные аккумулировать все летние осадки засушливого года, не вызывая повышения уровня грунтовых вод. Это явление наблюдается и на освоенных болотах Барабинской низменности.

При осушении и освоении болот в условиях грунтово-напорного питания значительно усиливаются грунтовый и напорный притоки. В условиях мощного бассейна грунтовых вод среднее многолетнее зна-

чение подземного питания на осушенном и освоенном болоте увеличилось на 90 см (данные В. Ф. Шебеко по Полесью).

Основные сведения по водному балансу осушенных территорий приведены ниже на примере Белорусского Полесья.

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОРОШАЕМЫХ И ОСУШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ВЛИЯНИЯ МЕЛИОРАЦИИ НА РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Все гидро-мелиоративные мероприятия направлены на изменение исторически сложившегося водно-солевого баланса мелиорируемой территории. Общеландшафтный характер мелиораций требует широкого географического подхода к изысканиям, на основе которых будет производиться проектирование мелиоративных мероприятий. Последние должны разрабатываться индивидуально для каждого типа природно-территориальных комплексов. Отсюда возникает необходимость разработки классификации природно-территориальных комплексов применительно к решению задач мелиорации.

Под природно-территориальными комплексами* нами понимаются любые генетические и физиономические обособленные участки земной поверхности, характеризующиеся своеобразным сочетанием природных условий. Понятие «природно-территориальный комплекс» не является таксономическим, так как может быть приложен как к небольшим и простым по своему строению участкам, так и к участкам крупным и сложно построенным. Поэтому необходимо введение определенного таксономического разделения природно-территориальных комплексов.

Наименьшими таксономическими единицами являются фации и урочища, представляющие результат современного геологического процесса. На местности они воспринимаются как площади, занятые одной микроформой или мезоформой рельефа и одним растительным сообществом или их чередованием. При их изучении большой интерес представляет знание в граничных условиях температуры, концентрации химически активных элементов, свойства субстрата как материнской, так и почвообразующей породы. Кроме того, немалое значение имеют факторы увлажнения почвенного профиля, источники и пути проникновения в почвенный профиль минерального и органического вещества, распределение и перераспределение во времени влаги, солей и т. п.

Более высокими таксономическими единицами природно-территориальных комплексов являются ландшафты и морфогенетические типы рельефа. Ландшафт представляет собой совокупность генетически сопряженных фаций и урочищ, сформировавшихся на генетически единой, одновозрастной основе, и воспринимается на местности как довольно обширная физиономически однообразная территория, характеризующаяся чередованием нескольких повторяющихся форм мезорельефа со связанными с ними рядами растительных сообществ. В урочищах ландшафта представляет интерес сезонное и исторически сложившееся распределение водно-солевых масс. При этом последнее зависит от характера взаимосвязи подземных вод комплекса с подземными водами сопредельных ландшафтов и толщи пород, подстилающей литогенную основу комплекса.

* Ниже в целях сокращения природно-территориальные комплексы называются иногда природными комплексами или просто комплексами.

Морфогенетические типы рельефа представляют собой результат геологического развития (в основном в неоген-четвертичное время) ландшафтов в границах генетически единой, но разновозрастной в отдельных частях территорий. Они включают в себя породы зоны интенсивного водообмена. Гидрогеологические условия морфогенетического комплекса определяются совокупностью факторов физико-географической или климатической зональности и исторически сложившимся распределением и многолетним перераспределением водно-солевых масс в границах зоны интенсивного водообмена.

Наиболее крупными и наиболее древними природными территориальными комплексами являются морфоструктурные и геоструктурные, включающие породы всей толщи осадочного чехла, в которой характер и пути перераспределения водно-солевых масс определяются динамикой геотектонических процессов и во многом унаследованы.

Гидрогеологическое районирование в связи с оценкой влияния мелиораций на водный баланс должно основываться на таксономии природно-территориальных комплексов и анализа их взаимосвязей, в увязке с которыми становится очевидным характер и степень воздействия мелиоративных сооружений на природные комплексы разного таксономического ранга.

При этом следует учесть следующее:

а) мелиоративные мероприятия воздействуют на природные комплексы как единое целое, однако отдельные части мелиоративной системы оказывают влияние на разные стороны природного комплекса, взаимодействуя с определенными компонентами этого комплекса;

б) мелиоративные сооружения воздействуют на окружающую природу как непосредственно, так и через природные комплексы, образующиеся под влиянием мелиораций;

в) характер взаимодействия между природными комплексами и мелиоративными системами зависит как от набора природных комплексов (и определяющих их набора природных компонентов), так и от типа мелиоративных сооружений;

г) чем сложнее мелиоративная система, тем более сильное влияние и на большее число природных комплексов она оказывает.

В самом общем случае перед гидрогеологическими исследованиями в свете проблемы «человек и природа» ставится задача изучения динамики регионального водно-солевого баланса, но не вообще, а на уровне природного территориального комплекса определенного таксономического ранга. Совершенно очевидно, что для решения этой задачи необходимо представить в развитии два процесса, во-первых, формирование структуры исторически сложившегося водно-солевого баланса в границах комплекса заданного ранга и, во-вторых, всю совокупность тех явлений мелиоративного характера, которые привели к перераспределению водно-солевых масс внутри границ данного комплекса.

Перераспределение водно-солевых масс под влиянием мелиораций распространяется как на природные комплексы низкого ранга, так и на комплексы более высокого ранга. Однако это воздействие сказывается более заметно на комплексах низкого ранга, имеющих сравнительно небольшую площадь и находящихся вблизи мелиоративных систем. Оно уменьшается по мере увеличения расстояния от сооружений до периферических частей природного комплекса более высокого ранга.

Таким образом, формирование водно-солевой массы заданного природного комплекса в процессе строительства и работы мелиоратив-

ных систем всегда можно представить себе как результат перераспределения воды и солей, с одной стороны, в некоторых более общих геологических границах (региональное перераспределение водно-солевых масс) и с другой стороны—в границах данного комплекса между подчиненными ему природными комплексами более низкого таксономического ранга (местное перераспределение водно-солевых масс).

Изложенные представления определяют следующий подход к гидрогеологическому районированию при решении задачи влияния мелиоративных сооружений на водный баланс.

1. Прежде всего нужно установить пространственно-территориальные границы соответствующих природных территориальных комплексов.

2. Изучить систему связей между природно-территориальными комплексами разного таксономического ранга. Для этого необходимо получить и должным образом обработать фактический материал, характеризующий структуру комплексов и определяющих их природных компонентов, а также региональное перераспределение водно-солевых масс между комплексами.

3. Провести анализ эффективности действующих мелиоративных систем.

4. Заключительным этапом является типизация природных комплексов по характеру воздействия мелиоративных систем на структуру водно-солевого баланса.

Наличие связи между характером работы мелиоративных сооружений и природной обстановкой хорошо известно. Предложен ряд классификаций, основанных на представлении о наличии причинно-следственных связей между природными территориальными комплексами и свойственной им структурой водно-солевого баланса (классификации В. В. Волобуева, А. Т. Морозова, Б. Ф. Федорова, Л. В. Дунина-Барковского, М. М. Крылова, В. А. Ковды, Н. В. Роговской, Д. М. Каца и др.).

Эти классификации содержат определенную оценку направленности гидрогеологических процессов под влиянием мелиораций. В основу типизации природных территориальных комплексов с точки зрения оценки изменения гидрогеологических процессов в их границах под влиянием мелиораций должно быть положено соотношение притока и оттока грунтовых вод, определяющих характер водного баланса. Подробный анализ дает большие возможности для прогноза влияния длительного орошения на грунтовые воды и миграцию солей. В. А. Ковдой были выделены следующие основные типы территорий по соотношению притока и оттока грунтовых вод (с учетом классификационных показателей, предложенных Н. В. Роговской, Д. М. Кацем).

I. Территории, обеспеченные естественным дренажем. Приток грунтовых вод балансируется оттоком.

Сюда можно отнести группу ландшафтов, включающих предгорные и высокие водораздельные равнины, расчлененные овражной и речной сетью (предгорные делювиальные, пролювиальные и аллювиальные равнины вдоль горных сооружений Кавказа, Средней Азии, Алтая, Урала, древние аллювиальные равнины ледникового и послеледникового времени, подвергшиеся эпейрогеническим поднятиям и расчленению, возвышенные расчлененные равнины и плато).

В гумидной зоне эти земли не нуждаются в мелиоративных мероприятиях. В аридной зоне орошение усиливает процессы естественного рассоления и увеличивает подземный отток. Однако оно сопровожда-

ется повышением уровня грунтовых вод с развитием местного заболачивания и засоления в различного рода понижениях, на террасах рек, в нижних частях конусов выноса и т. д.

II. Территории с недостаточным естественным дренажем. Приток грунтовых вод балансируется оттоком и испарением. К ним относятся обычно древние аккумулятивные аллювиальные, озерно-аллювиальные, флювиальные, зандровые и лёссовые равнины, приморские низменности (Прикаспийская, Мещерская и Кулундинская низменности, Барабинская равнина, Голодная степь, Бухарский оазис, Центральная Фергана, Южная Украина и др.), слабо расчлененные водоразделы денудационных равнин и плато (Васюганское, Приобское, Тургайское и др.), террасы рек. В избыточно-увлажненной зоне эти земли нуждаются в различного рода мелиорациях, направленных на изменение неблагоприятного водного режима. Осушение значительно увеличивает влагообмен болота со смежными бассейнами.

В аридной зоне орошение больших территорий может вызвать подъем грунтовых вод, вследствие чего процессы начального рассоления могут смениться процессами засоления, особенно активно проявляющиеся в зоне ирригационных каналов и в бесточных плоских понижениях рельефа. Сильное соленакопление происходит и по периферическим частям оазиса, куда солевые массы отжимаются фильтрационными водами.

III. Территории, не обеспеченные естественным дренажем. Приток грунтовых вод резко преобладает над оттоком, или последний отсутствует (балансируется испарением и транспирацией). К ним относятся бессточные озерные и озерно-аллювиальные равнины, дельты и частично низкие террасы и поймы рек, а также приозерные и приморские дельты (Чановская древнеозерная равнина, Сургутское и Припятское Полесье, Колундинская низменность, нижние террасы и поймы рек Дона, Урала, Волги, Кубани, периферические части Бухарского, Кашкадарьинского, Мургабского, Тедженского и других оазисов Средней Азии, приморские дельты рек Терека, Кубани, Волги, Урала, Амударьи, Куры и др.).

В гумидной зоне эти территории характеризуются прогрессирующим заболачиванием и мощной залежью торфа. Осушение болот вызывает сильную осадку торфа и может неблагоприятно отразиться на общем водном балансе прилегающих территорий и речном стоке.

Области подобного типа в аридной зоне отличаются естественной высокой засоленностью почво-грунтов и грунтовых вод. Орошение в бездренажных условиях приводит к дальнейшему засолению неиспользуемых земель.

В целом территории такого типа содержат непригодные или мало-пригодные для освоения земли, требующие осуществления сложных мероприятий, направленных на снижение уровня грунтовых вод и рассоление почво-грунтов и грунтовых вод.

ПРИМЕРЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПОД ВЛИЯНИЕМ МЕЛИОРАЦИИ

Голодная степь

Голодная степь, представляющая в прошлом обширную пустынную равнину на левом берегу Сырдарьи и в ее среднем течении, в настоящее время относится к числу перспективных хлопкосеющих районов

Советского Союза. Ирригационное строительство началось здесь лишь в конце XIX в. К 1917 г. орошаемая площадь достигла 34 500 га (табл. 21).

Таблица 21

Развитие орошения в Голодной степи

Год	Водоза- бор, м³/сек	Орошае- мая площадь, га	Дренаж- ный сток, м³/сек	Год	Водоза- бор, м³/сек	Орошае- мая площадь, га	Дренаж- ный сток, м³/сек
1914	15,9	12 600	—	1939	43,5	94 526	—
1917	37,0	34 500	—	1940	47,4	114 548	—
1925	27,3	65 000	—	1941	58,8	137 719	—
1932	31,0	70 723	—	1942	57,6	145 643	—
1935	30,1	77 463	—	1956	79,1	206 000	11,3
1936	30,1	78 815	—	1960	93,6	228 300	17,7
1937	34,4	80 851	—	1966	146,8	289 550	38,4
1938	36,8	85 956	—	1968	151,5	342 240	50,9

После Великой Октябрьской революции по декрету В. И. Ленина об оросительных работах в Туркестанском крае стало бурно развиваться ирригационное строительство в Голодной степи.

К 1968 г. общая площадь орошаемых земель составила 342 240 га. Она включает широко разветвленную систему оросительных каналов и коллекторно-дренажной сети.

В последние годы намечено дополнительно оросить около 400 тыс. га целинных земель в южной и западной частях степи.

Вследствие засушливости климата и крайне затрудненного общего подземного стока почти все орошаемые земли Голодной степи в той или иной степени подвержены вторичному засолению. Характер подземного стока определяется особенностью ее геологического строения.

Голодная степь размещается в равнинной части обширной межгорной впадины на левом берегу Сырдарьи. Эта впадина, получившая название Приташкентско-Голодноостелской, ограничена на юге Туркестанским, на юго-западе — Нуратинским, а на северо, северо-востоке и востоке — Чаткальским и Кураминским хребтами. На северо-западе впадина открыта в сторону песчаной пустыни Кызылкумов (рис. 59).

В гидрогеологическом отношении наибольшее значение имеют четвертичные пролювиальные и аллювиальные отложения, мощность которых достигает 400 м.

В южной половине Голодной степи преобладают пролювиальные отложения, связанные в своем происхождении с Туркестанским хребтом. Их состав закономерно (фациально) изменяется от краевых предгорных частей, состоящих преимущественно из грубообломочного материала конусов выносов и делювиальных шлейфов к средним частям впадины, сложенной слоистым комплексом песчано-глинистых пород.

В северо-восточной части степи четвертичные отложения образованы за счет аккумулятивной деятельности в раннечетвертичное время поверхностного стока со стороны Чаткало-Кураминских гор и прежде всего рек Чирчика и Ангrena. Позднее эти песчаные и гравелисто-песчаные отложения оказались погребенными под аллювием Сырдарьи, смещавшейся к северо-востоку.

В южной и юго-западной части степи общий подземный сток направлен к северу со стороны Туркестанских и Нуратинских гор, получая питание за счет поверхностных вод и отчасти за счет атмосферных осадков в предгорной зоне. Подземные потоки, локализуясь вдоль многочисленных путей древнего поверхностного стока (с общим расходом около $8 \text{ м}^3/\text{сек}^*$ в среднем за год), поступают в Голодную степь.

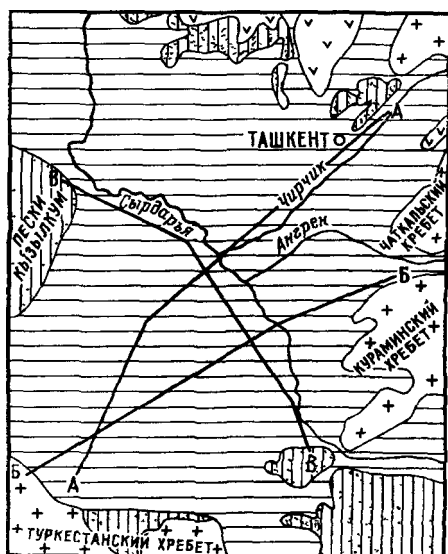


Рис. 59. Схема Притащкентско-Голодно-степской впадины.

Отложения 1 — палеозойские, 2 — мезозойские, 3 — третичные, 4 — четвертичные.
А-А, Б-Б, В-В — линии разрезов

Претерпевая подпор вследствие фациальной смены грубообломочных водоносных пород мелкообломочными, грунтовые воды подступают к земной поверхности и частично выклиниваются. В большом количестве они испаряются и в связи с этим сильно осолоняются. Далее к северу в пределах целинных земель грунтовые воды погружаются на значительную (до 20 м) глубину.

Этот общий, очень слабый подземный сток с юга сопровождается постепенным увеличением минерализации подземных вод, особенно верхних горизонтов водонасыщенной толщи (рис. 60). В районе Карой - Сардоба - Джетысай - Арнасайского понижения этот сток соединя-

ется с подземным потоком правобережья Сырдарьи, направленного к юго-западу.

Особенно мощный подземный сток на правобережье Сырдарьи с общим расходом около $20-25 \text{ м}^3/\text{сек}$ приурочен к древнему и современному грубообломочному аллювию речных долин Чирчика и Ангrena мощностью до 400 м. Этот поток шириной около 60 км по фронту, частично дренируется руслом Сырдарьи, частично же, минуя его на значительных глубинах, поступает в пределы Голодной степи и, встречая поток с юга, изменяет направление на северо-западное.

В отличие от потока, движущегося с юга со стороны предгорий Туркестанского хребта, поток с севера, помимо его несравненно больших скоростей, в песчано-галечниковом аллювии Чирчика и Ангrena характеризуется слабой минерализацией воды, вполне пригодной для различных бытовых и хозяйственных целей.

Вследствие пестрой перемежаемости слоев различной водопроницаемости в четвертичных породах водоносной толщи почти на всей территории Голодной степи характерно локальное, иногда значитель-

* По подсчетам разных авторов, расход определен в размере от 6 до $11 \text{ м}^3/\text{сек}$.

ное проявление напора глубоких водоносных горизонтов и участие в балансе грунтовых вод восходящих токов снизу. Регионально выдержанные напорные водоносные горизонты (по всей площади Голодной степи) в четвертичных отложениях отсутствуют.

В естественных условиях формирования грунтовых вод на территории Голодной степи можно выделить основные высотные зоны грунтовых вод — высокую и низкую.

Высокая — южная зона тяготеет к предгорьям Туркестанского хребта, представленным слегка волнистой равниной, сложенной грубообломочными отложениями временных потоков. Получая питание за счет инфильтрации поверхностных вод и в меньшей степени атмосферных осадков, повсеместно пресные грунтовые воды гидрокарбонатно-натриевого состава находятся на значительной глубине, уменьшающейся в северном направлении (от нескольких десятков метров до 5—6 м) вследствие ухудшения водопроницаемости слоистых пролювиальных отложений. Интенсивный (обеспеченный) подземный сток в этой зоне и его глубина исключают влияние грунтовых вод на почвообразование и на мелиоративное состояние земель до и после орошения.

Низкая более северная зона характеризуется слабым подземным стоком и его частичным выклиниванием в западной части. Постепенно осолоняясь, подземные воды в процессе стока поступают в зону крайне затрудненного стока. Находясь вблизи дневной поверхности, воды интенсивно испаряются, приобретая высокую минерализацию. Вследствие большого расхода на испарение грунтовые воды постепенно погружаются на значительную глубину и только в долинообразном Карой-Джетысайском понижении местами поступают к земной поверхности, вызывая развитие солончаков. Грунтовые воды в пределах современной долины Сырдарьи залегают неглубоко. Они частично разгружаются в русло.

К началу орошения Голодной степи на большей ее части грунтовые воды залежали на глубине от 8—10 до 20—25 м. В их балансе и режиме основную роль играл слабый подземный сток, в том числе

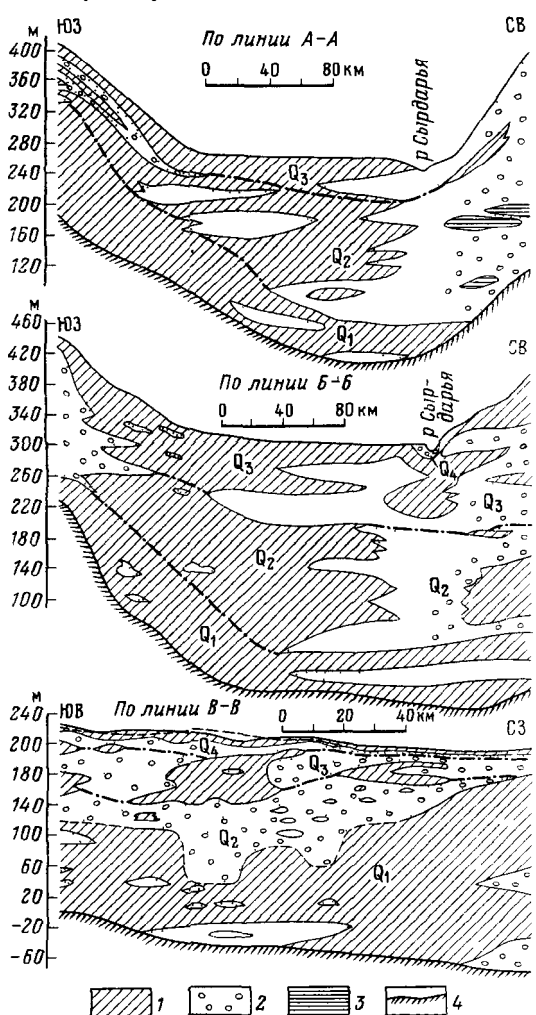


Рис. 60. Схемы гидрогеологических разрезов Голодной степи.

1 — суглинки; 2 — песчано-гравийно-галечниковые отложения; 3 — глин; 4 — кровли регионального водоупора. Возраст четвертичных отложений (индексы на разрезах) Q₁ — сохкские; Q₂ — ташкентские; Q₃ — голодностепские и Q₄ — сырдарьинские

локально напорных вод, частично разгружающихся в толщу грунтовых вод. Исключение составляли участки с неглубокими грунтовыми водами в южной части Голодной степи, в пределах озерной террасы Сырдарьи и в локальных понижениях. В этих местах заметную роль играли атмосферные осадки, а в расходной статье баланса большое значение имело испарение. В связи с этим здесь происходило длительное накопление солей, обусловившее высокую минерализацию грунтовых вод и развитие солончаковых вод.

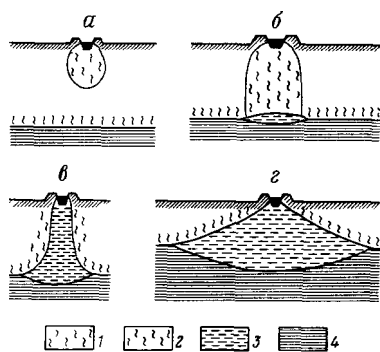


Рис. 61. Схема формирования инфильтрационных вод под каналом.

а — начальная стадия свободного просачивания (и капиллярного впитывания); б — стадия капиллярного сброса; в — начальная стадия сплошного потока в условиях неустановившегося движения; г — стадия сплошного потока в условиях, близких к установившемуся движению. 1 — капиллярная вода; 2 — капиллярная и свободная вода; 3 — свободная инфильтрационная вода, 4 — грунтовая вода

С началом орошения земель Голодной степи нарушение естественно сложившихся гидрогеологических условий происходило неравномерно в зависимости от положения орошаемых участков, но главным образом от начавших действовать ирригационных каналов (рис. 61).

По мере роста орошаемых земель и водозабора удельное значение фильтрационных потерь из ирригационных каналов увеличилось. В 1925 г. при водозаборе, равном $27,3 \text{ м}^3/\text{сек}$, фильтрационные потери составляли $8,46 \text{ м}^3/\text{сек}$, а в 1968 г. при водозаборе — $151,52 \text{ м}^3/\text{сек}$ — $41,22 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Немалую роль в питании грунтовых вод орошаемых площадей играет инфильтрация поливных вод, которая составляет около 30% от водоподачи на орошение. При избыточном поливе она является одним из определяющих факторов ухудшения мелиоративного состояния земель. Фильтрационные потери идут на пополнение запасов грунтовых вод, тем

самым совместно с гидродинамической передачей напоров повышая их уровень и ухудшая мелиоративное состояние орошаемых земель.

При глубине залегания грунтовых вод около 3 м и более значительная часть воды идет на пополнение запасов влаги зоны аэрации.

Инфильтрационное питание грунтовых вод поливными водами с ростом орошаемых площадей и водозабора резко возросло от $5,6 \text{ м}^3/\text{сек}$ в 1925 г. до $36,86 \text{ м}^3/\text{сек}$ в 1968 г. и вместе с фильтрационными потерями из оросительных каналов становится мощным источником питания грунтовых вод.

В последние годы исследователями установлено влияние крупных ирригационных каналов на режим напорных подземных вод, локально образующихся в верхних горизонтах водонасыщенной толщи, что позволило Н. Н. Ходжибаеву рассматривать такие участки в качестве искусственных водонапорных систем.

Уже в первые годы освоения целинных земель уровни глубоких грунтовых вод претерпевают значительный подъем и не только на орошаемом массиве, но и на прилегающих землях (до 4—4,5 км, рис. 62, 63). Об этом, в частности, свидетельствуют данные наблюдений за режимом грунтовых вод на опытно-оросительной станции свх. Пахтарал, организованной в 1925 г.

При этом характерно быстрое распространение влияния постоянно действующего канала на грунтовые воды под влиянием передачи гидростатического давления. Этим обстоятельством объясняется массовое

засоление почв в первые годы «кочевого» землепользования не только орошаемых участков, но и прилегающих к ним целинных земель.

С расширением орошаемой территории прогрессивно увеличивались площади с неглубоким залеганием грунтовых вод (табл. 22).

С подъемом уровня грунтовых вод, увеличилась величина питания их за счет атмосферных осадков. Так, например, если величина инфильтрации атмосферных осадков до уровня грунтовых вод в Голодной степи до орошения составляла всего $0,39 \text{ м}^3/\text{сек}$, то с проведением его в результате увеличения площадей с неглубоким залеганием грунтовых вод ее значение повысилось до $4,83 \text{ м}^3/\text{сек}$ (1968 г.). В то же время возросло удельное значение испарения.

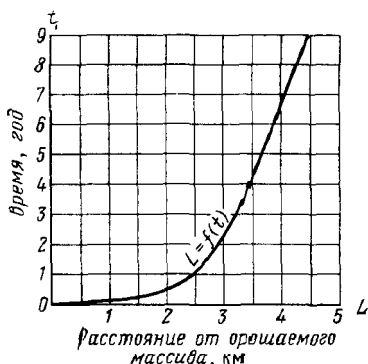


Рис. 62. Влияние орошения на грунтовые воды соседних целинных земель (свх. Пахтаараал)

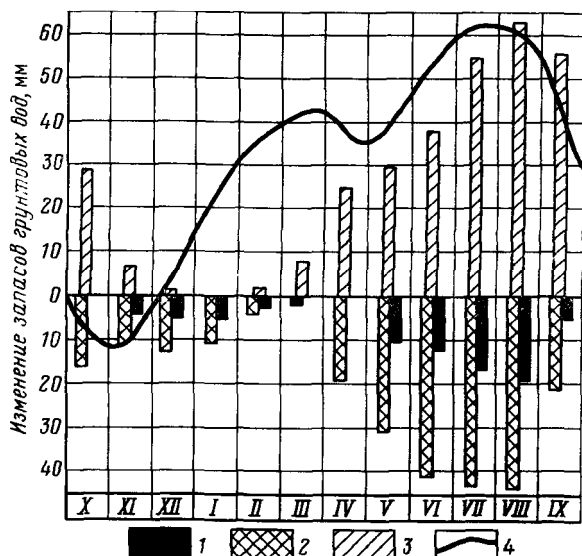


Рис. 63. Баланс грунтовых вод орошаемого массива 1939—1940 гг.

1 — просачивание поливных и промывных вод; 2 — инфильтрация из каналов; 3 — испарение; 4 — изменение запасов грунтовых вод

До орошения испарение грунтовых вод в Голодной степи происходило главным образом на пониженных участках, а также на периферийной части конусов выносов северных склонов Туркестанского хребта, где грунтовые воды залегали неглубоко от поверхности земли. Удельное значение испарения составляло $6,04 \text{ м}^3/\text{сек}$. С начала ороше-

Таблица 22

Распределение площадей по глубинам залегания грунтовых вод (в тыс. га)

Глубина залегания уровня грунтовых вод, м	Годы							
	1925	1935	1940	1944	1956	1960	1966	1968
До 1,0	2,2	1,2	2,0	1,5	23,8	31,8	29,8	34,7
От 1 до 2	41,1	16,2	52,9	85,1	202,0	148,9	280,1	249,9
От 2 до 3	97,0	210,7	141,7	163,7	128,4	337,0	227,3	280,1
3	750,9	663,1	694,6	640,9	537,0	365,5	354,0	326,5
Итого	891,2	895,2	891,2	891,2	891,2	891,2	891,2	891,2

ния территории, под влиянием которого произошел резкий подъем зеркала грунтовых вод на значительных площадях, значение испарения постепенно возросло и в 1968 г. достигло 52,6 м³сек.

Анализ имеющегося материала позволяет следующим образом охарактеризовать динамику водного баланса основного орошаемого массива Голодной степи (табл. 23).

1. Подземный сток как с юга, так и со стороны правобережья Сырдарьи в пределы Голодной степи, а также сток в Кызылкумы в процессе орошения существенно не изменился. Некоторое увеличение дренарующего влияния Сырдарьи на грунтовые воды левого берега ее при орошении несколько возросло в связи с общим подъемом зеркала грунтовых вод и увеличением его градиента (рис. 64). В зоне влияния Чардарьинского водохранилища, существующего с 1966 г., дренарующий эффект реки утрачен. Чардарьинское море постоянно будет угрожать подтоплением близлежащих земель. Для предупреждения этого явления предусмотрен заградительный вертикальный дренаж вдоль его восточного берега.

2. К настоящему времени резко возросло питание грунтовых вод за счет поверхностных оросительных вод и атмосферных осадков, но вместе с этим значительно повысилось и их испарение.

3. Превышение прихода над расходом наблюдалось все годы, за исключением 1968 г.

4. Грунтовые воды территории нового орошения в западной части Голодной степи на большой площади, в настоящее время залегающие на значительной глубине, подвержены подъему. Это происходит в результате затрудненного подземного стока, который вызывается способами орошения с использованием противифльтрационных экранов (полотнищ). Эти экраны на крупных каналах сделаны из полимерных материалов (полихлорвинила, полиэтилена, бризола и др.). Кроме того, используются лотки из железобетона и стеклопластов для менее крупных каналов распределительной сети, а также трубы из бутиловой резины и стеклопластов для мелкой сети.

Изменения режима грунтовых вод, вызванные орошением. Режим грунтовых вод за длительный период развития ирригационного строительства в Голодной степи на большей ее части претерпел коренные изменения.

Для большей части орошаемых земель, с неглубоким залеганием грунтовых вод, практически лишенных стока, характерен инфильтрационно-испарительный тип режима. Высокое стояние уровня грунтовых вод наблюдается весной, а в орошаемой части и в начале вегетационного периода. Спад уровня начинается летом под влиянием интенсивного испарения. На участках, где грунтовые воды находятся под влиянием гидростатического давления глубоких субнапорных вод, сезонным подъем обычно начинается осенью, хотя инфильтрационное питание практически отсутствует в связи с запаздыванием подземной паводковой волны, по мере движения от области питания глубоких вод в предгорной части к месту наблюдения.

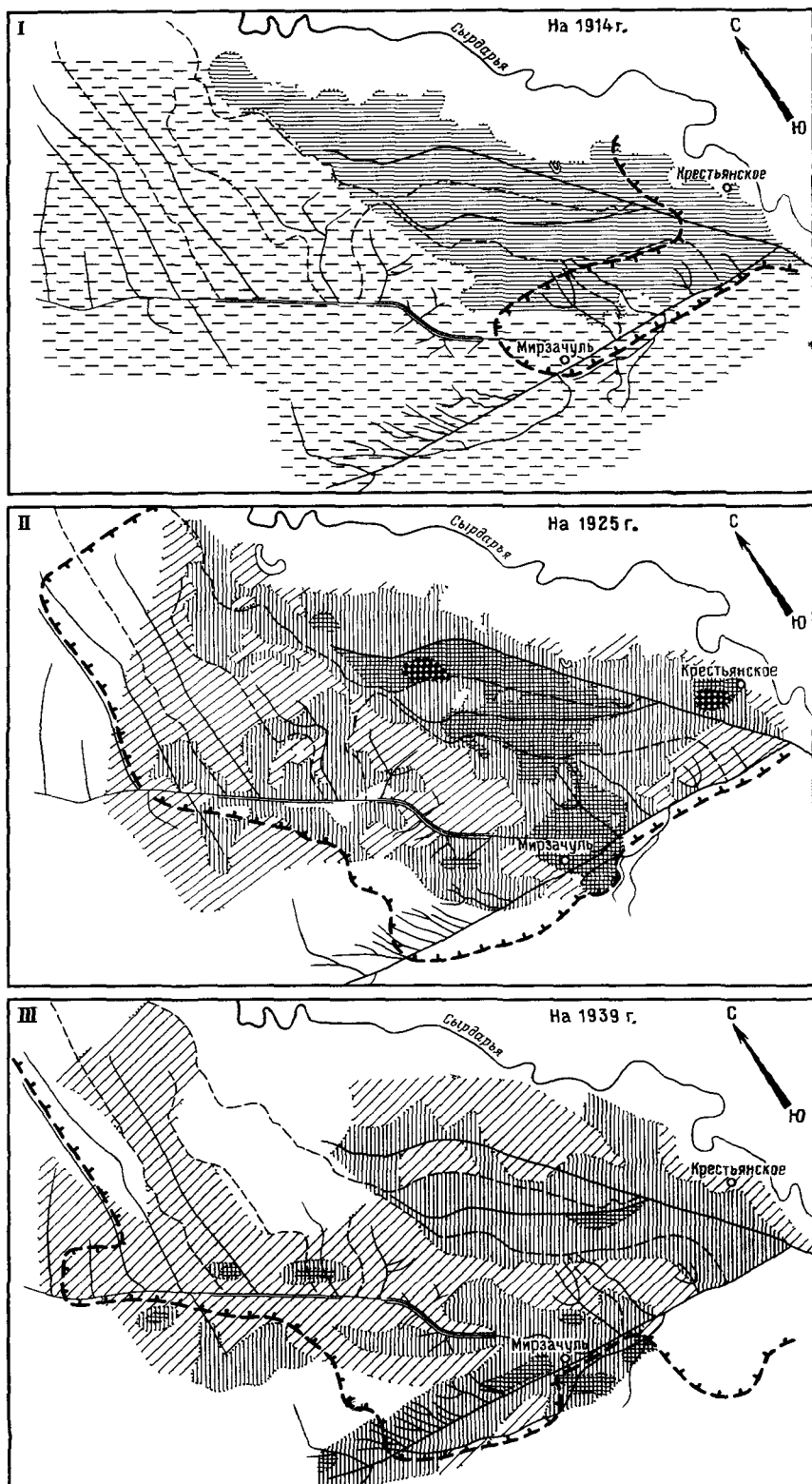
Этот тип режима характеризуется и интенсивным соленакоплением. Отсюда вытекает необходимость коренных гидрогеологических мелиораций (дренажа).

До орошения Голодной степи инфильтрационно-испарительный тип режима имел ограниченное распространение. Он мог наблюдаться местами в пределах Карой-Сардоба-Джетысай-Арпасайского долинообразного понижения (бывшего стока Сырдарьи), в пределах озерной и пойменной террас Сырдарьи.

Баланс подземных вод Голодной степи

Эконом. бассейн, водох.	До опре- щения	Годы						
		1955	1956	1957	1958-1959	1960-1961	1962	1963
Приход								
Подземный приток со стороны Тулунско- ского хребта	5,5	5,5	5,5	5,5	5,5	5,5	5,5	5,5
Подземный приток со стороны бассейна Черника - Ангрен	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0
Инфильтрация атмосферных осадков	0,30	1,17	1,46	1,83	1,1	5,85	4,1	4,83
Инфильтрация орошаемых вод:								
а) из каньонов	—	8,46	9,33	14,7	10,04	20,16	30,51	41,22
б) с орошаемых площадей	—	5,60	6,18	10,5	7,25	19,17	35,3	36,85
Итого	8,80	25,73	25,47	36,7	27,39	62,68	87,41	97,41
Расход								
Сток подземных вод в р. Ангрен	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35
Выклатывание подземных вод в русло р. Сурхат*	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
Испарение с поверхности грунтовых вод	6,00	12,6	16,05	21,98	15,2	45,2	51,7	52,6
Дренажный сток	—	1,52	1,52	1,52	1,1	9,34	30,72	40,79
Итого	8,80	16,97	20,42	26,35	19,15	62,49	85,27	96,24
Баланс	0,0	+8,76	+5,05	+10,35	+8,64	+0,40	-2,14	-4,83

* В brackets и расхождении между подземной частью Сурхата и поверхностной и дренажной частью "чистой" долины реки.



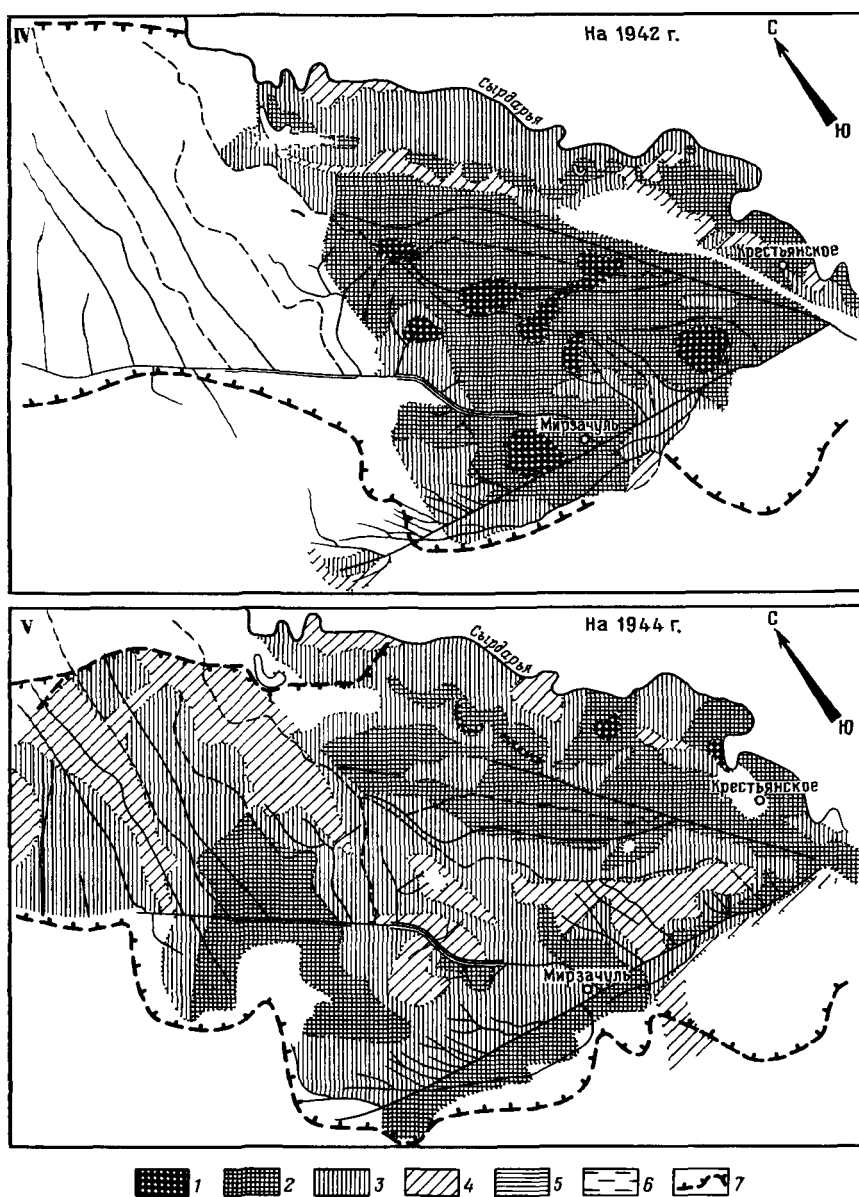


Рис. 64. Схемы распределения грунтовых вод Голодной степи по глубинам залегания на периоды их низкого залегания.

Глубина залегания (в м) 1—<1 м, 2—от 1 до 2, 3—от 2 до 3, 4—от 3 до 5, 5—от 2,5 до 5, 6—>5, 7—границы орошаемых площадей

В наиболее южной, предгорной, зоне Голодной степи формируется инфильтрационно-стоковый тип режима, отличающийся от предыдущего тем, что в расходной статье баланса испарение прунтовых вод практически отсутствует, а подземный сток приобретает основное значение независимо от орошения. Поэтому наряду с хорошей промываемостью почвенно-грунтового профиля в процессе инфильтрации поверхностных вод и атмосферных осадков пресные грунтовые воды в своем движении сопровождаются постепенным запаздыванием сроков максимума и минимума в ходе колебания их уровня. Важно отметить, что подземный сток, приуроченный к грубообломочным отложениям постоянных и временно действующих потоков, получает питание за счет инфильтрации поверхностных вод и в меньшей мере за счет атмосферных осадков.

В перспективе орошения земель в этой части существенно не изменится сложившийся гидрогеологический процесс.

На рис. 65 приведены наиболее характерные графики режима грунтовых вод различных частей Голодной степи. В пределах новоорошаемых земель в западной части степи формируется инфильтрационный тип режима грунтовых вод, характеризующийся доминирующей ролью в их балансе процессов инфильтрации, вследствие чего зеркало грунтовых вод подвержено неизбежно длительному подъему из года в год. Глубокое залегание грунтовых вод препятствует их испарению, а крайне слабый сток не в состоянии балансировать поступление инфильтрационных ирригационных вод. В первые годы орошения Голодной степи он был широко распространен. В настоящее же время вся территория, занятая староорошаемыми землями, характеризуется инфильтрационно-испарительным типом режима, конечной стадией развития инфильтрационного.

До орошения широко был распространен на большей площади сезонного орошения стоковый тип режима, так как грунтовые воды вследствие глубокого залегания находились в состоянии очень слабого транзитного стока. Ни инфильтрация, ни испарение в балансе грунтовых вод практически не имеют значения. В их режиме проявились лишь многолетние колебания климата питающих областей. Сезонные колебания уровня грунтовых вод выражались очень сглаженной кривой, а нередко и прямой линией. Именно этот тип режима грунтовых вод претерпел коренную трансформацию в процессе орошения, переходил в инфильтрационный, а затем в инфильтрационно-испарительный тип. В настоящее время он имеет место на небольшой площади целинных земель в западной части Голодной степи. Для этого типа характерно значительное запаздывание (до 2—3 лет) в положении сезонного максимума по сравнению с питающей подземный сток областью.

Для небольшого участка в южной части Голодной степи характерен смешанный или переходный тип режима, где наряду с затрудненным, частично выклинивающимся, подземным стоком большую роль играет испарение и инфильтрация обуславливающие неустойчивый график режима (см. рис. 65).

Кроме того, он наблюдается в пограничных участках между целинными и староорошаемыми землями, где вследствие большого градиента спада зеркала грунтовых вод в сторону целины заметное участие в балансе кроме испарения принимает подземный сток.

Изменение инженерно-геологических условий. В инженерно-геологическом отношении наиболее существенные изменения в освоении Голодной степи вызваны явлениями просадки почво-грунтов. Эти процессы, доставившие строителям немало хлопот уже в первые годы оро-

шения земель, были свойственны грунтам почти всего основного массива земель в пределах наиболее верхней так называемой Голодно-степской террасы. В этой части грунтовые воды, как уже было отмечено, почти повсеместно находились на значительной глубине. Именно это обстоятельство благоприятствовало приобретению грунтам, главным образом в процессе диагенеза осадков своеобразного физического

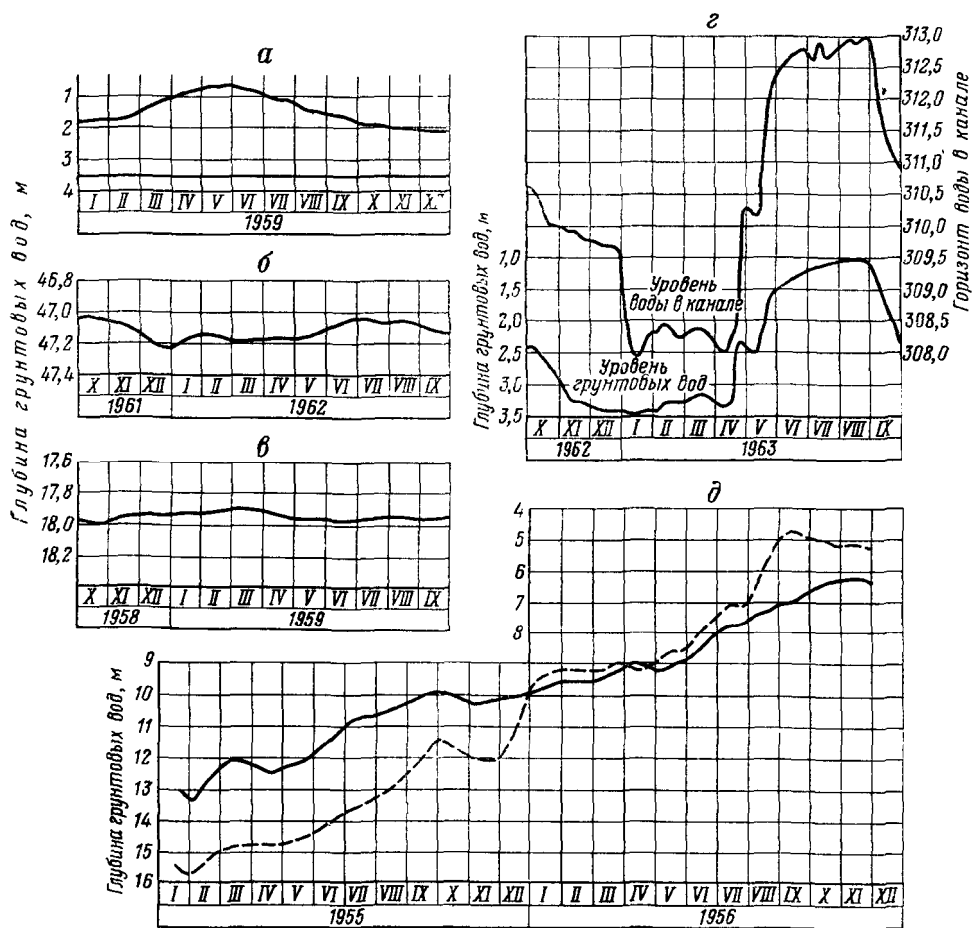


Рис. 65. Колебания уровня грунтовых вод Голодной степи.

а — зона ЮГК до его строительства, б — предгорная часть (район I), в — западная часть до орошения (район III₂), г — зона влияния ЮГК по истечении 2 лет после пуска воды; д — вновь орошаемая западная часть (район III₂)

и физико-химического состояния, резко реагирующего на обводнение. Наряду с богатством лёссовидных пород легкорастворимыми солями, среди которых преобладали карбонаты и сульфаты кальция, грунты в зоне аэрации имели высокую пористость (обычно 50—55%), обязанную в значительной мере крупным структурным (межагрегатным) порам, свойственным лёссовидным породам.

Особая роль в образовании крупных пор в грунтах Голодной степи принадлежала роющим животным и насекомым. Испещренные многочисленными ходами термитов грунты на площади нескольких десятков квадратных метров имели пористость, превышающую 80%. Просадка на таких участках при обводнении измерялась несколькими метрами. Но и помимо локально рассеянных участков термитников грунты на

всей территории Голодной степи с глубокими грунтовыми водами подвержены в той или иной степени просадкам (до 0,5—1 м). Поэтому строительство оросительных каналов впоследствии осуществлялось обычно в два приема. Подготовленный участок канала протяженностью 100×200 м замачивался и после просадки грунтов, осуществлялись окончательно его проектные очертания. Так последовательно строились многие крупные каналы.

Другой факт, связанный со строительством гражданских сооружений, относится к резкому ухудшению качества грунтов, как основания в связи с подъемом грунтовых вод под влиянием орошения. Недостаточная гидроизоляция фундамента зданий во многих случаях приводила к их разрушению вследствие коррозии стен, обычно возведенных из сырцового кирпича, под влиянием капиллярного перемещения неглубоко залегающих соленых грунтовых вод.

Следует также отметить чрезвычайно распространенное явление оплывания откосов открытой коллекторно-дренажной сети, сопряженное для наиболее глубоких (3—3,5 м) водосборов с необходимостью постоянной их очистки и заглубления. Почти непрерывная работа экскаваторов привела к громадным отвалам вдоль коллекторов и значительному сокращению полезной площади

Кура-Араксинская низменность

Кура-Араксинская низменность (площадь около 22 тыс. км²) — основной сельскохозяйственный район Азербайджанской ССР.

Ирригационное строительство в пределах низменности возникло в начале XX в., когда на Мугани было построено несколько крупных каналов, а в Прикуринской зоне стали использоваться для орошения воды р. Куры. В последующие годы при помощи неинженерных и полунинженерных систем для орошения использовалась вода остальных рек низменности. Однако до введения в строй Мингечаурского водохозяйственного комплекса площади орошаемых земель росли медленно, изменение гидрогеологических условий наблюдалось главным образом лишь на территории Муганской степи.

В настоящее время основой ирригационного освоения земель Кура-Араксинской низменности является Мингечаурский водохозяйственный комплекс. Основным объектом этого комплекса является Мингечаурское водохранилище емкостью около 17 млрд. м³, обеспечивающее многолетнее регулирование стока р. Куры.

Согласно принятой схеме, в Кура-Араксинской низменности намечается оросить 1280 тыс. га земель, для чего предусматривалось строительство крупной широко разветвленной ирригационной сети, питающейся водой Мингечаурского водохранилища из верхнего бьефа — Верхне-Ширванский и Верхне-Карабахский каналы, из нижнего бьефа — Главный Ширванский и Нижне-Карабахский каналы. При реализации Мингечаурской схемы использования водных ресурсов р. Куры в настоящее время произошли отклонения, во многом осложнившие мелиоративную обстановку на территории низменности. Существующий забор воды из верхнего бьефа Мингечаурского водохранилища сейчас уже в два раза превышает предусмотренный схемой (770 млн. м³) и составляет 1500 млн. м³ в год.

Сверхнормативный водозабор осуществляется только потому, что предусмотренные в нижнем бьефе магистральные каналы все еще не построены — их функции транспортировки и распределения воды переложены на каналы верхнего бьефа. Вода подается на более высоком уровне, вследствие чего пути внутрихозяйственного распределения воды удлинились.

В условиях Кура-Араксинской низменности, где на более высоких отметках развиты породы с хорошими фильтрационными свойствами, увеличиваются потери на фильтрацию и как следствие образуется непредвиденное заболачивание земель, расположенных ниже по рельефу. Для улучшения мелиоративного состояния земель в пределах низменности создана разветвленная оросительно-дренажная сеть. За годы Советской власти здесь построено свыше 3000 км магистральных, междохозяйственных и внутрихозяйственных каналов.

Характеристика основных оросительных систем приведена в табл. 24. За весь период эксплуатации дренажных систем, с 1954 по 1965 г. включительно, в Каспийское море отведено 4604 млн. м³ соленых вод, содержащих 113 млн. т солей. Однако в настоящее время все еще отмечается резкое отставание в строительстве коллекторно-дренажной сети, средняя протяженность которой в контуре дренируемых массивов составляет 10—15 м/га против проектной средней протяженности дрен 30—35 м/га. Поэтому в водном балансе орошаемых территорий происходит увеличение запасов подземных вод и повышение их уровня.

Кура-Араксинская низменность расположена вдоль нижнего течения р. Куры, протягиваясь с запада на восток на 250 км.

Таблица 24

Основные оросительные системы Кура-Араксинской низменности

Канал	Местоположение	Источник питания	Год ввода в эксплуатацию	Длина, км	Расход в годовой части, млн. м ³ /год	Повышенная площадь, тыс. га
Верхне-Ширванский	Ширванская степь	Мингечаурское водохранилище	1959	123	78	127
Верхне-Карабахский	Карабахо-Мильский массив	То же	1958	172	113	93
Главный Муганский	Муганская степь	Река Аракс — Багратапинское водохранилище	1958	31	95	140
Ленинско-Шаумяновская, Азизбековская и др.	То же	Река Аракс	1901 1917	209	130	169
Орджоникидзеvская система	Мильская степь	То же	1938	60	25	75

Будучи обширной межгорной впадиной, низменность разделяет между собой горные сооружения Большого и Малого Кавказа, что главным образом и определяет весь комплекс природных условий.

Гипсометрическое положение ее характеризуется абсолютными отметками от 200 до минус 28 м, причем преобладающая часть территории расположена в среднем на 10—15 м ниже уровня океана.

В строении рельефа района выделяются две наклонные орграфические зоны: предгорные аллювиально-пролювиальные наклонные равнины (Ширванская, Карабахо-Мильская, Муганская) и Прикуринская низменность. В целом описываемый район представляет собой равнину с уклоном рельефа от прибортовых частей к центру низменности и менее выраженным — с северо-запада на юго-восток, в сторону Каспийского моря.

Кура-Араксинская низменность характеризуется климатом умеренно теплых полупустынь и сухих степей. Основными чертами ее являются высокая среднегодовая температура воздуха ($13,8-14,6^{\circ}\text{C}$), незначительное количество осадков ($150-300$ мм, в предгорной зоне увеличивающееся до 400 мм), большой дефицит влажности воздуха ($2-25$ мб), обуславливающий обильное испарение влаги (величина испаряемости $732-1291$ мм) и незначительная увлажненность территории.

Гидрографическая сеть низменности представлена р. Курой и ее правобережными (реки Инчачай, Хачинчай, Тертер, Каркарчай, Аракс, Болгарчай) и левобережными (реки Аладажиганчай, Турнанчай, Геокчай, Гирдыманчай, Ахсу, Пирсагат) притоками. Все они формируются в горных районах, а сама низменность является областью расходования поверхностного стока (густота речной сети $0,05-0,1$ км/км²). Общие водные ресурсы для среднего по водности года составляют для Куры и Аракса $16,7$ км³, для всех остальных рек — $2,05$ км³.

Кура-Араксинская низменность — область накопления мощной толщи кайнозойских отложений. Только четвертичные образования достигают мощности 1800 м. Частая смена условий осадкообразования обусловила очень пестрый литологический состав слагающих низменность отложений и плохую выдержанность отдельных слоев в плане и разрезе, особенно верхней трехсотметровой толщи.

В строении низменности принимают участие только аккумулятивные формы рельефа. Вдоль предгорий протягивается узкая полоса дельтавно-пролювиального шлейфа, имеющего наибольшее распространение в северо-восточной части Ширванской степи и вдоль южного борта низменности в Мильской и Муганской степях. Эти равнины сложены глинисто-суглинистыми породами, иногда галечно-щебенистыми прослойками. Мощность отложений достигает $30-50$ м.

Наибольшее распространение имеют аллювиально-пролювиальные равнины, сложенные образованиями конусов выноса рек. По литологическому строению и характеру мезо- и микрорельефа в каждом конусе выделяются три части: 1) привершинная, сложенная преимущественно валуно-галечниковым материалом и обладающая наибольшим уклоном рельефа ($0,016-0,017$); 2) центральная, сложенная мелкозернистым материалом (галечники сюда проникают только в виде языков вдоль русел рек), уклон поверхности уменьшается до $0,01-0,006$; 3) периферийная, сложенная связными породами (глины, суглинки) с незначительными по мощности прослойками песков и супесей и обладающая совершенно плоским рельефом.

Все конусы выноса разделены между собой в привершинной, а иногда и в центральной частях межконусными депрессиями, сложенными глинами и суглинками, иногда с прослойками галечников, песков и супесей. Конусы выноса по периферии окаймляются аллювиально-озерно-дельтавыми равнинами, к которым приурочены выходы подземных вод (Карасу).

Прикуринская аллювиальная низменность — почти идеальная равнина с уклоном местности в сторону Каспийского моря меньше $0,001$. Рельеф ее осложнен старицами, иногда заполненными водой, наибольшими возвышенностями и понижениями. В пределах Мугано-Сальнской степи и юго-восточной Ширвани аллювиальная низменность переходит в дельтовую, имеющую такой же рельеф, но осложненный невысокими брахиантиклинальными поднятиями и грязевыми вулканами.

Литологическое строение этих низменностей представлено чрезвычайно пестрым чередованием глин, суглинков, песков, супесей, с уменьшением в разрезе роли легких пород с удалением от водотоков.

Кура-Араксинская низменность в гидрогеологическом отношении — сложно построенный артезианский бассейн с этажным расположением грунтовых вод и нескольких напорных водоносных горизонтов.

Первые от вторых отделяются толщей слабо водопроницаемых пород переменной мощности (10—100 м). Водоносные горизонты образуют единую водонапорную систему с разгрузкой в центральной части низменности (путем вертикальной фильтрации и последующего испарения воды).

Грунтовые воды на территории района распространены повсеместно, будучи приуроченными ко всем генетическим типам и всем типологическим разностям пород (включая глины) четвертичной системы. В распределении мощности водосодержащих пород (от 180 до 5—7 м), литологического состава (от грубообломочных галечников до суглинков и глин), фильтрационных свойств водосодержащих пород, глубины залегания зеркала (от 60—70 м до 1—2 м и меньше), коэффициента фильтрации (от 100 до 1 м/сутки и меньше), величины минерализации (от 0,2 до 150,0 г/л), типа химического состава (от гидрокарбонатных кальциевых до хлоридных натриевых), грунтовых вод наблюдается четко выраженная горизонтальная зональность, в направлении от прибортовых частей к ее центру и с северо-запада на юго-восток. Нарушается она только на массивах орошения. На преобладающей части низменности глубина залегания грунтовых вод не превышает 1—2 м, а вдоль крупных оросительных систем, на массивах орошения и в восточной части района бывает меньше 1 м.

Направление подземного потока совпадает с уклоном местности. В пределах предгорных равнин существуют самостоятельные потоки подземных вод, направленные в сторону р. Куры, сливающиеся в Прикуринской зоне в один общий поток с уклоном зеркала в восточном направлении. Здесь, восточнее нулевой горизонтали образуется бессточный бассейн подземных вод, подпиремый с востока верхнеплищевыми брахиантиклинальными возвышенностями. В юго-восточной Ширвани поток грунтовых вод носит радиальный характер. Он направлен к центру степи, где также образуется бассейн подземных вод. Пресные грунтовые воды встречаются только в привершинных частях всех конусов выноса, вдоль крупных поверхностных водотоков (реки, каналы) или отдельными пятнами на крупных массивах орошения. На всей остальной территории распространены в разной степени минерализованные воды гидрокарбонатно-сульфатного, сульфатного, и сульфатно-хлоридного состава.

Напорные воды четвертичных отложений являются производными от единого потока грунтовых вод привершинных частей конусов. Вследствие гребенчатого строения этот поток расщепляется на несколько водоносных горизонтов, верхний из которых является безнапорным, а нижние приобретают напор.

Для напорных вод наблюдается сохранение той же зональности всех основных характеристик в горизонтальном плане, что и для грунтовых вод. Величина напора увеличивается с глубиной и с удалением от предгорий, величина минерализации воды — снизу вверх, что связано с направлением разгрузки напорных вод.

На преобладающей части низменности пьезометрический уровень устанавливается ниже дневной поверхности (0,5—22 м); за исключением центральных частей Тертарчайского, Геокачайского и Алсунского конусов выноса, где он превышает ее на 0,2—20 м. Повсеместно, кроме крайних прибортовых частей низменности, пьезометрическая поверхность превышает зеркало грунтовых вод, причем величина этого превышения изменяется от нескольких десятков сантиметров до 20 м.

В направлении к центру низменности и в юго-восточном направлении наблюдается выравнивание абсолютных отметок пьезометрической поверхности и зеркала грунтовых вод (с превышением первых вод вторыми на 1—3 м).

Величина минерализации воды в этом же направлении изменяется от 0,2 до 80 г/л, а тип химического состава — от гидрокарбонатного кальциевого до хлоридного натриевого. Пресные воды встречаются почти на всей территории Карабахской и в западной части Мильской степей, а также в прибортовых частях низменности. На всей остальной территории они минерализованные, причем величина минерализации возрастает к центру низменности и в юго-восточном направлении.

Режим грунтовых вод в пределах Куринской депрессии обуславливается как естественными, так и искусственными факторами.

Типы режима и площади, ими занимаемые, могут изменяться во времени в зависимости от степени освоения территории. По состоянию на 1962 г. (табл. 25) основные районы низменности характеризуются либо компенсированными, либо аккумулятивными типами режима уровня (по Г. Ю. Исрафилову). В целом по низменности, районы с компенсированными типами режима уровней грунтовых вод занимают 60,2% площади описываемой территории (11 333,2 км²), с аккумулятивным типом — 29,7% (5591,3 км²), из которых площади с характером балансирования уровня в течение гидрологического года за счет усиления суммарного испарения составляют 19,5% (3671 км²), а территория, где продолжается еще подъем уровня грунтовых вод, составляет 10,2% (1920,3 км²). Как правило, для привершинной части конусовых отложений характерен инфильтрационно-стоковый гидролого-гидрогеологический тип режима грунтовых вод. В зоне, находящейся под влиянием Верхне-Карабахского (за исключением территории конусовых отложений р. Тертер, отличающейся сравнительно хорошей естественной отточностью грунтовых вод) и Верхне-Ширванского каналов, в связи с орошением больших участков отмечается режим инфильтрационно-аккумулятивный ирригационного генезиса. Далее, в периферийной части отложений рек фиксируется режим уровня инфильтрационно-компенсированный гидролого-климатического генезиса.

Из рис. 66 видно, что ирригационно-климатический тип режима почти полностью охватывает территорию предгорных равнин, где расположены основные ирригационные системы и крупные массивы орошаемых земель. Хронологические кривые уровня в пределах этих районов характеризуются большим разнообразием и зависят от частоты и нормы поливов, условий оттока и дренажа, а также от литологического строения районов, глубины залегания уровня грунтовых вод и других факторов. Наиболее высокое стояние уровня воды в районах с описываемым типом режима наблюдается летом (июль — август) — после предпосевных и вегетационных поливов, а наиболее низкое — зимой.

Ирригационно-дренажный тип режима распространен в пределах зоны действия дренажно-коллекторных систем вдоль обоих берегов р. Куры, где проходят Карабахо-Мильский и главный Ширванский коллекторы, а также в Северной Мугани и других районах. Колебание уровня грунтовых вод в этих районах связано полностью с режимом водозабора из ирригационных систем и интенсивностью дренажа. Этот тип режима характеризуется многообразием кривых уровня (рис. 67). В многолетнем разрезе для него характерно снижение уровня грунтовых вод (после ввода в эксплуатацию крупных дренажных систем) и снижение минерализации грунтовых вод. Таким образом, в многолет-

Площадь степей с различными генетическими типами режима уровня грунтовых вод (в % от наблюдаемой территории)
изменности по состоянию на 1962 г., по Г. Ю. Исрафилу)

Степь	Фильтрационно-стоковый, гидро-геологический (I тип)	Инфильтрационно-дрено-геологический (II тип)	Инфильтрационно-аккумулятивный, дренажно-карстовый (III тип)			Инфильтрационно-комплексный, гидро-геологический (IV тип)	Инфильтрационно-комплексный, гидро-геологический (V тип)	Фильтрационно-комплексный, гидро-геологический (VI тип)	Полупро-дрено-геологический (VII тип)	Искусственно-дренажный (VIII тип)	Грунтовые воды тесно связаны с канальными уловами и контактами дюрессей (IX тип)
			баланс притока подземных вод превышает за счет естественного оттока	баланс притока подземных вод превышает за счет нехватки	баланс притока подземных вод превышает за счет нехватки						
Карагайская	03	28	35	12	—	31	—	—	000	005	—
Мельская	—	09	21	35	—	66	08	12	007	005	002
Щеринская	—	01	21	56	—	200	37	12	009	—	36
Юго-Восточная Ширинь	—	—	—	75	—	—	05	—	002	—	001
Мууская	—	—	22	87	12	—	96	10	001	20	001
Сальнская	—	—	—	35	10	—	—	—	—	01	—
Куро-Аракская	03	38	05	300	22	207	146	34	03	22	36
целом											

Степь

нем разрезе, благодаря зарегулированию стока р. Куры и строительству крупных дренажных систем, в центральной части Кура-Араксинской низменности наблюдается прогрессирующее снижение уровня грунтовых вод, величина которого в какой-то мере регулируется климатическими факторами: в многоводные годы она меньше, в засушливые — больше.

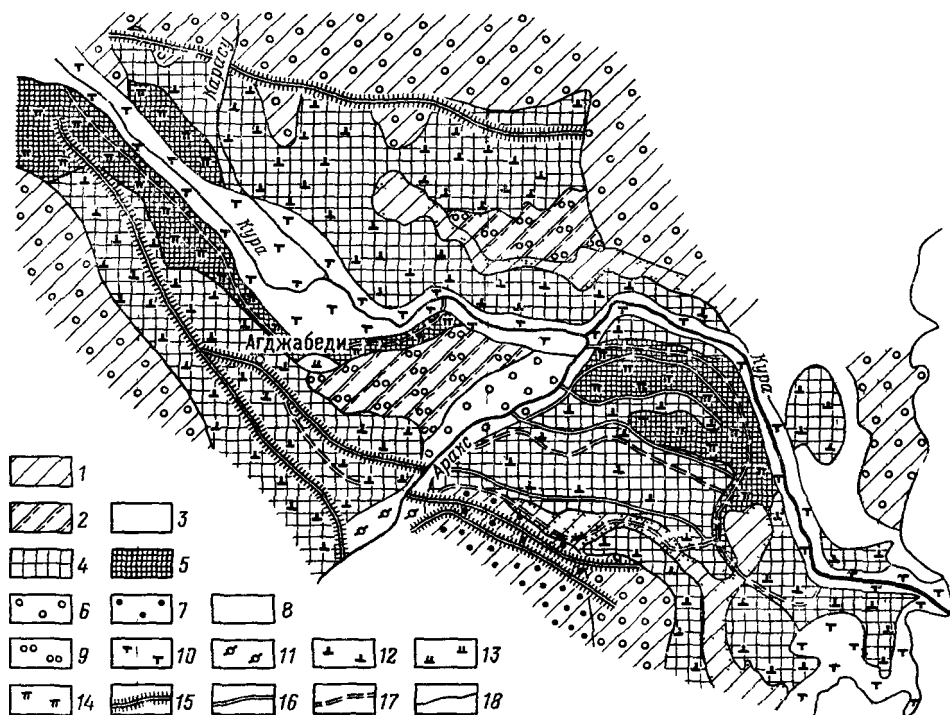


Рис. 66. Схематическая карта типов режима грунтовых вод Кура-Араксинской низменности на 1960 г. (составила Н. В. Роговская).

Типы режима 1 — климатический, 2 — гидрогеологический, 3 — гидрологический, 4 — ирригационно-климатический, 5 — ирригационно-дренажный.

Подтипы режима: 6 — зона питания грунтовых вод; 7 — зона транзита и рассеивания, 8 — зона выклинивания грунтовых вод, 9 — зона разгрузки вертикально вверх на испарение; 10 — зона влияния р. Куры и залива им. Кирова; 11 — зона влияния р. Аракса, 12 — массивы орошения; 13 — зона влияния сбросных вод; 14 — зона влияния полива и дренажа, 15 — зона влияния каналов, 16 — оросительные каналы; 17 — коллекторы; 18 — граница распространения типов режима грунтовых вод.

Анализируя изменение уровня грунтовых вод в региональном плане после реконструкции оросительных систем Кура-Араксинской низменности на базе Мингечаурского водохранилища, необходимо отметить, что общее повышение уровня в западной части рассматриваемой территории достигло в среднем 1—3 м, в восточном — 3—5 м, в районе Карачалинской дельты — 6—8 м.

Режим напорных вод Кура-Араксинской низменности в региональном плане изучен слабо. Основным режимобразующим фактором не только для грунтовых вод, но и для первого напорного горизонта четвертичной толщи является орошение. Как отмечено выше, грунтовые и напорные воды в пределах низменности находятся в тесной гидравлической взаимосвязи и соотношение их уровней имеет весьма важное значение при разработке мелиоративных мероприятий. Здесь важно подчеркнуть, что все водоносные горизонты имеют общие области и источники питания в пределах привершинных частей конусов выноса.

По данным режимных наблюдений на скважинах, заложенных в пределах центральной части конусов выноса рек Геокчай и Аракс, установлено, что влияние орошения на режим напорных вод достигает глубины 33,0 м и более.

Характер колебания уровня подземных вод в скважинах идентичен для грунтовых вод и для первого напорного горизонта. Он формируется под влиянием поливных и инфильтрационных вод ирригационных систем.

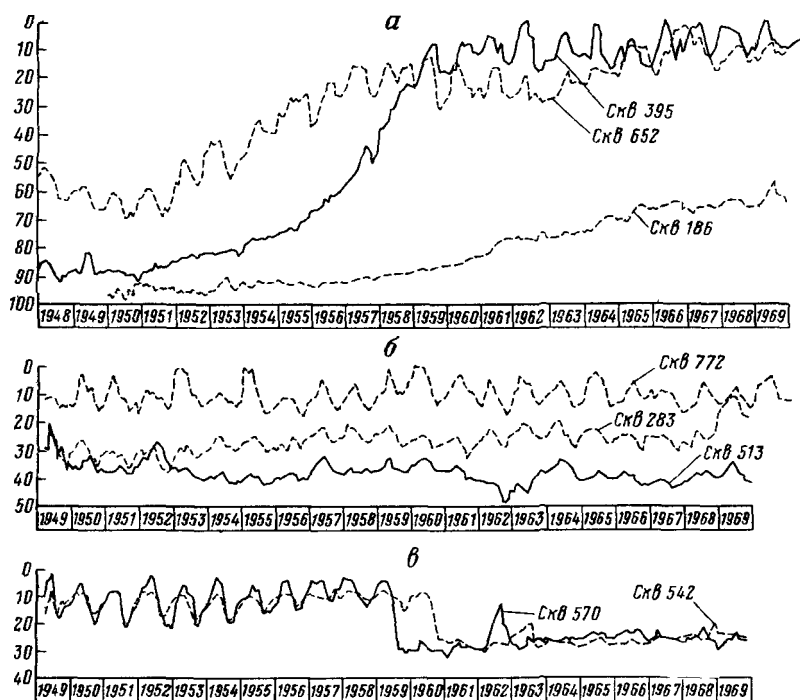


Рис. 67. Графики колебания уровня грунтовых вод на площадях:
а — орошаемой, б — неорошаемой, в — дренируемой

В пределах низменности установлены следующие четыре формы взаимосвязи грунтовых и напорных вод:

1. Уровни грунтовых вод выше уровня напорных. Эта форма взаимосвязи наблюдается в привершинной части конусов выноса, где существует единый поток подземных вод или где начинается расщепление его на самостоятельные потоки грунтовых и напорных вод.

Подземные воды залегают здесь относительно глубоко и режим подземных вод формируется в основном за счет инфильтрационных вод рек и атмосферных осадков (в зимнее время). Процессов заболачивания и вторичного засоления почво-грунтов не наблюдается. Однако при интенсивном орошении подземные воды этой зоны способствуют повышению уровня грунтовых вод в районах, расположенных гипсометрически ниже, для которых она является областью питания. Так, например, до строительства Верхне-Ширванского канала грунтовые воды в пределах привершинной части конуса выноса р. Геокчай залегали на глубине 6—8 м и более, а в результате инфильтрации воды из канала глубина залегания их уменьшилась до 1—2 м. Аналогичные явления наблюдаются и в пределах других конусов выноса.

Увеличение приходной статьи баланса напорных вод за счет инфильтрации ирригационных вод способствует повышению пьезометрического уровня воды первого напорного горизонта.

2. Уровни грунтовых вод постоянно ниже уровня напорных. Форма взаимосвязи подземных вод наблюдается почти на всей территории Кура-Араксинской низменности, за исключением привершинной части конусов выноса рек, межконусных депрессий и делювиально-пролювиального шлейфа. Здесь взаимосвязь грунтовых и напорных вод осуществляется путем перетекания напорных вод в грунтовые через слабопроницаемые слои до водоупора. В соответствии с режимом орошения, как показывают кривые колебания уровня грунтовых и напорных вод, максимум стояния их соответствует периоду вегетации.

Далее с прекращением поливов происходит спад уровня и до начала вегетационного периода положение его носит устойчивый характер.

Напорные воды по сравнению с грунтовыми в годовом разрезе характеризуются сравнительно стабильным режимом дебита, напора и химического состава. Напорные воды, поступившие в грунтовые, как и сами грунтовые воды, почти полностью расходуются на испарение, что приводит к засолению почво-грунтов. В восточной и центральной частях низменности подпитывание грунтовых вод происходит за счет сильно минерализованных напорных вод. Здесь основными поставщиками солей вышележащего горизонта грунтовых вод являются напорные.

3. Уровни грунтовых вод выше уровня напорных лишь в периоды вегетации. Третья форма взаимосвязи грунтовых и напорных вод выявлена на территории орошаемых участков Джафарханского (Северная Мугань) и Уджарского (конуса выноса р. Геокчай) опытно-балансовых участков. Режимными наблюдениями установлено, что в периоды вегетации за счет увеличения инфильтрации поливных вод и вод оросительных систем на собственно грунтовые воды накладываются ирригационно-грунтовые. С увеличением мощности грунтовых вод в период вегетации давление их, направленное на гашение восходящих токов напорных вод, увеличивается, что ослабляет перетекание их в грунтовые. Однако подпитывание грунтовых вод напорными полностью не прекращается, а миграция солей носит постоянный характер. При сопоставлении кривых колебаний уровней грунтовых и напорных вод установлено, что уровень грунтовых вод бывает выше напорных с конца марта до начала сентября, а в остальное время года пьезометрический уровень превышает уровень грунтовых вод в среднем на 0,6—1,0 м.

4. Уровень грунтовых вод совпадает с уровнем напорных. Данная форма связи наблюдается на небольших по площади участках и по своему характеру аналогична вышеописанной.

Интенсивность подпитывания грунтовых вод напорными зависит главным образом от мощности, литологического состава и фильтрационных свойств водоупора, разделяющего напорные и грунтовые воды, а также величины превышения пьезометрического уровня над уровнем грунтовых вод. В соответствии с этим модуль напорного питания грунтовых вод изменяется на Геокчайском участке от 0,7 до 7,4 л/сек/км², на Тертерчайском — от 1,7 до 21,6 л/сек/км², на Араксинском — до 10,2 л/сек/км².

Как видно из краткого обзора природных условий Кура-Араксинской низменности, она является одним из самых сложных объектов мелиорации. Трудности ирригационного освоения ее связаны с тем, что грунтовые воды и почвы здесь отличаются высоким содержанием со-

лей. Процессы соленакопления обусловлены бессточностью территории и поступлением солей как из глубинных горизонтов минерализованных подземных вод, так и из коренных соленосных пород, слагающих периферийные части низменности. Эта естественноисторическая обстановка усугубляется интенсивным развитием процессов вторичного засоления под влиянием орошения.

Подземные воды Кура-Араксинской низменности имеют несколько источников питания. Роль их, как показали приближенные балансовые расчеты, различна (табл. 26). Несмотря на то, что эти расчеты основаны на ряде допущений, они все же позволяют определить соотношение основных источников питания подземных вод.

Таблица 26

Характеристика источников питания грунтовых вод Кура-Араксинской низменности

Источники питания грунтовых вод	Н. М. Победоносцев, 1956 г.		Г. Ю. Исрафилов, 1966 г. (средний по водоносности год)		Е. Р. Фиалко, 1960 г.	
	м ³ /сек	%	м ³ /сек	%	м ³ /сек	%
Атмосферные осадки	53,0	31,3	11,35	5,41	27,3	13,21
Речные, родниковые и оросительные воды	38,6	22,8	—	—	—	—
Речные воды	—	—	44,55	21,24	64,1	20,53
Оросительные воды (каналы, поля орошения)	—	—	52,8	25,16	58,1	27,84
Воды ливневые со склонов предгорий	10,0	5,9	10,0	4,77	—	—
Артезианские оросительные воды	3,75	2,2	5,0	2,38	—	—
Воды карасу и кягризов	6,0	3,6	3,4	1,62	—	—
Напорные воды	29,35	17,3	29,35	14,0	44,76	23,65
Воды из коренных пород предгорий	5,0	3,0	11,0	5,25	2,54	0,81
Подрусловые воды р. Куры	1,5	0,9	—	—	—	—
Конденсационные воды	22,0	13,0	22,55	10,75	10,5	5,08
Инфильтрационные воды механического подъема	—	—	19,85	9,42	—	—
Артезианские скважины и кягризы	—	—	—	—	4,4	2,87
Родники и карасу	—	—	—	—	1,58	1,01
Итого	169,2	100,0	209,85	100,0	213,28	100,0

Основными путями расходования грунтовых вод, по Г. Ю. Исрафилу, являются испарение их и транспирация растениями (почти полностью), по Е. Р. Фиалко — испарение, транспирация (81,3 м³/сек или 38,1%) и дренаж грунтовых вод речной сетью (63,1 м³/сек, или 29,6%).

Гидрогеологические условия Кура-Араксинской низменности за последние 35—40 лет резко изменились в связи со строительством новой ирригационной и дренажной сети и с ростом площадей орошения.

Особенно значительные изменения гидрогеологической обстановки на территории низменности произошли с вводом в эксплуатацию Мингечаурского водохозяйственного комплекса, основным объектом которого является Мингечаурское водохранилище емкостью около 17 млрд. м³.

Значительные изменения, последовавшие после 1953 г., сводятся к следующему: а) появлению на господствующих абсолютных отметках (прибортовые части низменности) крупных водонапорных систем (магистральные каналы) суммарной производительностью 191 м³/сек;

б) строительству ирригационных каналов разных порядков с большой протяженностью холостой части и появлению новых водонапорных систем более низких порядков, по протяженности превышающих длину всех рек депрессии; в) зарегулированию стока р. Куры, которое изменило ее роль в формировании режима грунтовых вод депрессии: из питающей артерии она превратилась в дренаж.

Снижение местного базиса эрозии р. Куры составило от 1,7 до 1,0 м, что повлекло за собой увеличение в Прикуринской зоне уклонов потоков и соответственно — количества дренируемых подземных вод. Для выявления изменений в глубинах залегания грунтовых вод проведено сравнение карт глубин залегания грунтовых вод, построенных Г. Ю. Исрафиловым по состоянию на 1951 г. и 1962 г., с материалами Азербайджанской гидрогеологической станции по состоянию на 1969 г. Эти изменения в целом по низменности иллюстрируются табл. 27 и рис. 68.

Таблица 27

**Изменение площадей (в %) с различной глубиной залегания
уровня грунтовых вод**

Год	Глубина залегания уровня грунтовых вод, м					
	0—1	1—2	2—3	3—5	5—10	> 10
1930	—	—	67,27			12,6
1951	6,36	22,04	26,15	24,92	17,43	3,1
1962	18,44	40,95	21,45	11,33	7,1	0,73
1969	23,33	40,45	10,68	11,31	11,64	2,6

Динамика изменения уровня грунтовых вод по отдельным районам низменности за период с 1930 по 1962 г. (по Г. Ю. Исрафилову) приведена в табл. 28. Как видно из приведенных выше данных, на тер-

Изменение площадей (в %) с различной глубиной залегания уровня

Степь	Наблюдаемая площадь, км ²	Глубина					
		0—1	1—2	2—3	3—5	5—10	> 10
		на 1930 г. (по В. А. Приклонскому)					
Карабахская	2 054	0—76	—	1—37	2—23	2—43	4—1
Мильская	2 909	2,02	—	6,19	4,62	2,57	—
Ширванская	6 917	3,75	—	15,51	11,24	6,23	—
Юго-восточная Ширвань	1 563	1,36	—	5,91	1,05	—	—
Муганская	4 658	13,92	—	3,27	7,46	0,15	—
Сальянская	727	0—18	1,51	0,96	0,88	0,33	—
Кура-Араксинская низменность в целом	18 826	—	—	67,27	—	19,82	12,6

Примечание. За 100% принята территория низменности, на которой изучается режим грунто-

ритории низменности наблюдается региональный подъем уровня грунтовых вод. Анализ кривых по режиму уровня свидетельствует о том, что наибольшее повышение уровня наблюдалось после ввода в эксплуатацию новых крупных оросительных систем. Местами величина этого подъема достигает 6—8 м (юго-восточная Ширвань, Мильская

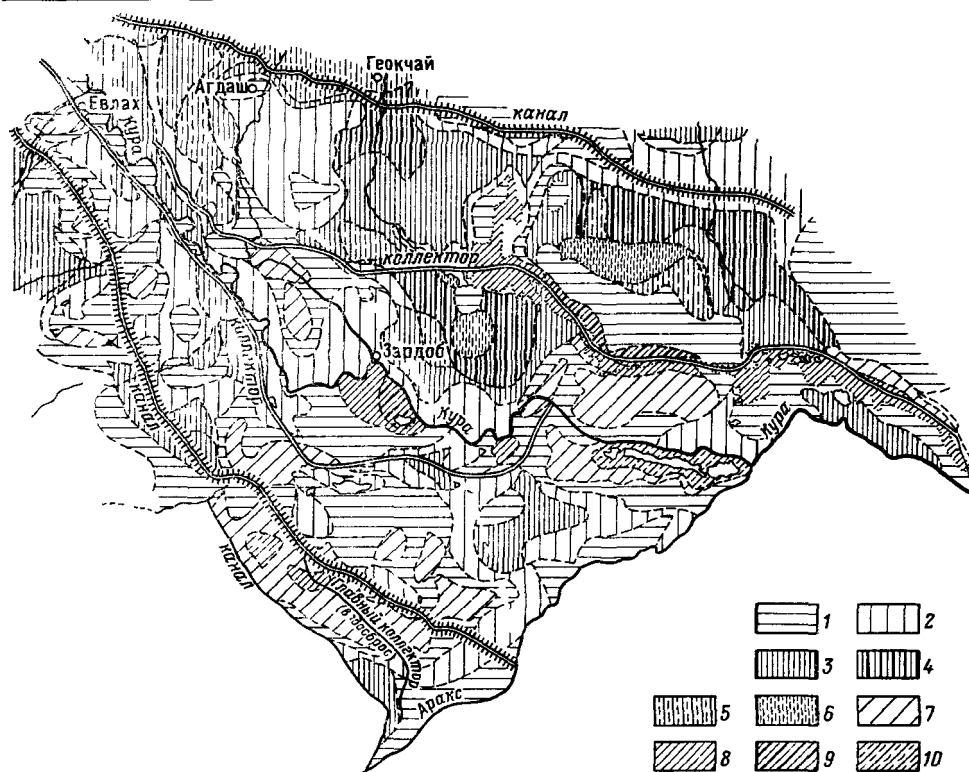


Рис 69 Схематическая карта изменения глубины залегания грунтовых вод Кура-Араксинской низменности за период 1952—1969 гг. (минимальное стояние уровня воды, м).

1 — площади с относительно устойчивым режимом уровня грунтовых вод
 2 — площади с неустойчивым режимом (тенденция к повышению уровня грунтовых вод) 2 — до 10 м,
 3 — от 10 до 20 м 4 — от 20 до 30 м, 5 — от 30 до 50 м 6 — от 50 до 100 м
 7 — площади с неустойчивым режимом (тенденция к понижению уровня грунтовых вод) 7 — до 10 м;
 8 — от 1,0 до 2,0 м 9 — от 2,0 до 3,0 м, 10 — от 3,0 до 5,0 м

Таблица 28

грунтовых вод, за период с 1930 по 1962 г. (по Г. Ю. Исрафилову)

залегания грунтовых вод, м											
0—1	1—2	2—3	3—5	5—10	10	0—1	1—2	2—3	3—5	5—10	10
на 1961 г						на 1962 г					
0,67	2,23	1,58	3,29	1,83	1,28	1,54	5,66	2,23	0,86	0,63	—
1,37	3,12	5,28	4,53	1,13	—	1,88	7,75	3,71	1,3	0,8	—
0,04	3,76	6,1	11,76	13,34	1,82	6,63	8,89	8,14	7,27	5,07	0,73
1,46	2,12	1,95	1,59	1,13	—	2,1	2,67	1,67	1,27	0,6	—
2,05	9,68	9,96	3,8	—	—	4,12	15,44	5,05	0,15	—	—
0,77	1,13	1,27	0,65	—	—	2,17	0,54	0,65	0,48	—	—
6,36	22,04	26,15	24,92	17,43	3,1	18,44	40,95	21,45	11,33	7,1	0,73

выс вод

стель). Другой важной причиной, вызывающей подъем уровня грунтовых вод, является увеличение питания их за счет напорных вод. Последнее объясняется вводом в эксплуатацию крупных оросительных каналов, расположенных на высоких гипсометрических отметках в пределах области питания подземных вод.

Большое влияние на изменение глубины залегания уровня грунтовых вод имело зарегулирование рек Куры, Турнианчая, Геокчая, Гирдыманчая и строительство крупных дренажно-коллекторных систем (Карабахо-Мильский сброс, Главный Ширванский коллектор и др.), о чем говорилось выше.

Как следует из материалов режимных наблюдений, почти на всей территории Кура-Араксинской низменности после начала эксплуатации (1955 г.) крупных ирригационных систем, построенных на базе Мингечаурского водохранилища, резко увеличились площади с глубиной залегания уровня грунтовых вод от нуля до 3 м. Так, если в 1951 г. они занимали 54,55% от всей территории низменности, то в 1962 г. — уже 80,84%. За это же время площади с глубиной залегания грунтовых вод от 3 до 5 м сократились соответственно с 24,95 до 11,33% и с 20,53 до 7,83%. Подъем грунтовых вод и увеличившееся в связи с этим испарение их вызвало повышение степени минерализации грунтовых вод (табл. 29, 30).

Изменение по годам площадей с различной минерализацией поверх

Степь	Степень минерализации					
	0—1		1—2		2—3	
	1951 г.	1962 г.	1951 г.	1962 г.	1951 г.	1962 г.
Чарабахская	3,27	2,53	1,64	1,42	1,17	1,64
Мильская	1,1	1,56	1,23	1,59	1,55	1,85
Ширванская	3,71	4,41	3,19	3,3	3,43	3,6
Юго-восточная Ширвань	—	—	0,01	—	0,02	0,26
Муганская	0,01	0,18	1,26	1,33	1,48	2,65
Сальянская	—	—	—	—	—	—
Кура-Араксинская низменность в целом . .	8,09	8,68	7,33	7,64	7,65	10,0

Таблица 30

Изменение площадей (в %) с различной величиной минерализации грунтовых вод

Год	Величина минерализации грунтовых вод, г/л								
	0—1	1—2	2—3	3—5	5—10	10—25	25—50	50—100	>100
1947	14,27		7,06		10,91	29,99		24,78	2,99
1951	8,09	7,33	7,65	8,37	10,92	15,25	18,74	22,29	2,35
1962	8,68	7,64	10,0	10,91	10,5	17,0	15,89	17,34	2,02
1967	2,69	9,32		6,3	13,73	24,0		43,94	

В. Р. Волобуев, Д. М. Секирин и другие исследователи отмечают в пределах Кура-Араксинской низменности тесную взаимосвязь между глубиной и степенью минерализации грунтовых вод, а также между степенью и типом засоления почво-грунтов зоны аэрации: 1) площади распространения незасоленных почво-грунтов и пресных вод совпадают; 2) на площадях с минерализованными водами, особенно при неглубоком их залегании, распространены почво-грунты разной степени засоления (от слабо засоленных до солончаков).

Все это подтверждается характером распределения площадей с разной степенью засоления почво-грунтов (табл. 31).

По данным Т. И. Абдулрагимова, из общей площади орошаемых земель составляющей 2714,5 тыс. га, только 639,7 тыс. га являются незасоленными, а остальные 2074,8 тыс. га в разной степени засолены.

В настоящее время на орошаемых массивах низменности сложились исключительно неблагоприятные мелиоративные условия (засоление, заболачивание земель), что требует серьезных усилий по их улучшению. В основном это сводится к строительству мелиоративно-ирригационных систем, к реконструкции ирригационных систем путем спрямления внутрихозяйственных оросителей, к промывке засоленных земель, соблюдению оросительных и промывных норм, к борьбе с фильтрационными потерями и внутрихозяйственным сбросом вод и повышению к.п.д. ирригационных систем (до 0,8 против существующего 0,4—0,5).

Таблица 29

ностного слоя грунтовых вод (в %, по Г. Ю. Исрафилову)

поверхностного слоя грунтовых вод (г/л)											
3—5		5—10		10—25		25—50		50—100		> 100	
1951 г.	1962 г.	1951 г.	1962 г.	1951 г.	1962 г.	1951 г.	1962 г.	1951 г.	1962 г.	1951 г.	1962 г.
1,31	1,53	1,07	1,1	0,89	1,0	0,65	0,76	0,61	0,8	0,28	—
1,43	1,66	2,51	1,93	1,79	2,13	2,83	2,01	2,36	2,8	0,08	0,01
3,53	3,84	3,87	4,45	4,68	5,69	6,23	6,06	7,84	5,22	—	0,19
0,02	0,85	0,53	0,45	0,54	0,60	0,94	0,54	4,38	3,74	1,96	1,82
2,08	3,04	2,62	2,57	5,73	6,0	5,85	5,48	5,45	3,54	0,01	—
—	—	0,32	—	0,62	1,57	1,24	1,04	1,65	1,24	0,01	—
8,37	10,91	10,92	10,5	14,25	17,0	18,74	15,89	22,29	17,34	2,35	2,02

Таблица 31

Распределение земель по степени засоления почв в верхнем метровом слое. По данным В. Р. Волобуева, 1959 г.

Степь	Площадь, тыс. га	Степень засоления, % плотного остатка				
		до 0,25	от 0,25 до 0,5	от 0,5 до 1,0	от 1,0 до 2,0	более 2,0
Карабахская	358	47,6	22,1	15,6	9,1	5,6
Мильская	4620	27,0	23,3	22,2	20,0	7,5
Ширванская	687,5	2,7	36,9	27,1	19,6	12,4
Муганская	505	18,6	13,5	18,1	23,4	25,2
Сальянская	149	—	6,0	29,2	46,0	18,8
Юго-восточная Ширвань .	216	—	6,8	14,2	36,2	42,8

Белорусское Полесье

Территория Белорусского Полесья характеризуется широким развитием болот, наличием больших площадей лесов, естественных сенокосов и пастбищ и незначительной площадью пахотных земель. Широкий размах на территории Полесья получили проектно-изыскатель-

ские гидрогеологические и инженерно-геологические работы, а также научные исследования для целей мелиорации. Эти мероприятия, проводимые на обширной территории, найдут отражение на общем состоянии водных ресурсов.

Современная Полесская низменность представляет собой обширную равнину с приподнятыми краями-возвышенностями, окаймляющими ее с севера и юга. Примерно половина (44%) ее территории занята болотами и заболоченными землями. В состав Полесья входит Прибугская равнина (Брестское Полесье), расположенная в западной части и имеющая слабоволнистый рельеф, обусловленный чередованием моренных гряд и плоских понижений, а также сливающееся с ней вытянутое с запада на восток Припятское Полесье. Эта наибольшая по площади и наиболее характерная часть Полесья представляет собой широкие аллювиальные террасы Припяти и ее притоков, перемежающиеся с поймами.

Гидрографическая сеть развита слабо. Коэффициент густоты речной сети в центральной части низменности колеблется от 0,17 до 0,27, и лишь на склонах он достигает 0,34—0,45. Главнейшими реками являются Западный Буг с притоками Мухавец, Лесна и Припять с ее наиболее крупными притоками Пина, Ясельда, Лань, Цна, Горынь, Стырь, Стоход. Речные долины имеют типично полесский тип: малую глубину, большую ширину, заболочены и усложнены дюнообразными холмами.

В пределах Белорусского Полесья имеется два водораздельных соединительных канала — Днепровско-Бугокий и Огинский, местами развита густая сеть осушительных каналов и канав. Редкие озера Полесья (коэффициент озерности 0,2) обычно мелководны и усиленно зарастают.

Среднегодовая температура воздуха колеблется от 5,3 (Минск) до 7,4° (Брест). Зимой часто наблюдаются оттепели. Средняя глубина промерзания супесчаных почв не превышает 28—67 см, но в отдельные годы достигает 72—139 см. Неосушенные болота промерзают в среднем на глубину 7—9 см, иногда до 50 см. Промерзание осушенных болот большое и в среднем равно 37 см.

На территории Белорусского Полесья годовое количество атмосферных осадков составляет 520—600 мм. В отдельные месяцы — в апреле — июне — здесь нередко создается напряженный баланс влаги, когда испарение превышает выпавшее количество осадков.

Режим рек описываемого района Полесья характеризуется ясно выраженным весенним паводком, незначительным подъемом в осенний период и низкой устойчивой меженью в конце лета, начале осени или же во второй половине зимнего периода, когда запасы подземных вод значительно сработаны. Модуль годового стока закономерно уменьшается с севера на юг от 4 до 2,5 л/сек. Распределение стока рек бассейна Припяти по сезонам крайне неравномерно. Удельный вес стока в весеннее половодье составляет в среднем 50—70% годового стока.

Широкие междуречные пространства при малом превышении их над местными базисами эрозии (6—18 м над меженным уровнем вод) характеризуются слабой естественной дренированностью. Поэтому на большей части территории низменности наблюдается высокое стояние уровня грунтовых вод, что обуславливает устойчивое ее заболачивание.

Центральную часть низменности занимает Полесская седловина с неглубоким залеганием кристаллических пород фундамента. С запада к ней примыкает Брестская впадина с глубиной залегания фундамента в центральной части до 2000 м, а с востока — Припятская впа-

дина с мощностью осадочной толщи в центральной части впадины более 5000 м. С юга и юго-запада Полесская низменность ограничена склонами Украинского кристаллического щита и Волыно-Подольского плато, с севера — склонами Белорусского массива.

На размытой поверхности мезо-кайнозойских пород залегают четвертичные отложения мощностью от 20 до 100 м и более. В их составе выделяются доледниковые, ледниковые и послеледниковые отложения.

В центральной части Полесья характерно отсутствие региональных водоупоров между водоносными горизонтами, приуроченными к четвертичной толще. В связи с этим подземные воды различных по возрасту отложений образуют единый водоносный комплекс. Глубины залегания уровня грунтовых вод определяются геоморфологическими условиями Полесья. Уклоны зеркала грунтовых вод в зависимости от условий дренирования изменяются в широких пределах, но в общем они чрезвычайно малы (0,003—0,0002). Действительные скорости движения грунтовых вод уменьшаются с глубиной и в направлении от периферии к центральной части Полесья.

В геоморфологическом отношении в Белорусском Полесье выделяются следующие районы.

1. Район Белорусской моренной гряды — северный борт Полесской низменности. Это пологоволнистая возвышенность, среди которой выделяются отдельные цепочки конечноморенных всхолмлений. Район характеризуется наличием мелких разрозненных болот в замкнутых котловинах. Болота верховые заторфованные. Мощность торфа 5—7 м. Торф подстилается моренными суглинками.

2. Район плоской водораздельной равнины рек бассейна Припяти и Немана охватывает левобережную часть Припятской низменности между рекой Ясельда и верховьями рек Шары и Цна.

В морфологическом отношении район представляет собой плоское, слабо вогнутое в центре, водораздельное плато.

3. Район зандров на моренных плато Днепровского языка охватывает Днепровско-Припятский водораздел к югу от широты Бобруйск—Старобин и Мозарские высоты. Весь район представляет пологоволнистые или почти совершенно плоские водораздельные плато с отдельными приподнятыми в рельефе участками. Болота преимущественно переходного типа, поросшие смешанным лесом. Слой торфа мощностью 3—4 м подстилается иловатыми песками и суглинками.

4. Район Пинско-Брестского террасового плато охватывает останец высокой левобережной террасы р. Припяти и представляет собой пологоволнистое плато, несколько расчлененное в западной части долинами рек Лесна и Мухавец.

5. Район водораздельного плато рек Припяти и Западного Буга занимает сравнительно небольшую западную часть Полесья между реками Западным Бугом и истоками бассейна р. Припяти (плоский водораздел).

6. Район долины р. Припяти и ее главнейших притоков охватывает наиболее пониженную часть Припятской низменности в пределах распространения низких террас р. Припяти и ее притоков, где расположены основные болотные массивы Полесья (Пинские болота, Скрегалово, Туровский болотный массив, Ольхово и др.).

Преимущественное распространение в названных районах имеют рыхлые песчаные породы, залегающие на песчаных осадках палеогена или на меловых отложениях.

Анализ условий формирования ресурсов подземных вод, с точки зрения их роли в процессах заболачивания, позволил с гидрогеологических позиций выделить следующие четыре области с различными ус-

ловиями формирования подземных вод и выявить их влияние на процессы заболачивания (рис. 69).

1. Область распространения трех водоупоров в четвертичных отложениях (березинская, днепровская и московская морены). Эта область охватывает южные склоны Белорусской гряды и Неманско-Припятское междуречье. Для нее характерны значительные врезы речной сети и связанные с этим повышенные уклоны поверхности земли и зеркала грунтовых вод по сравнению со средними их значениями для всей Полесской низменности (в пределах БССР). Уровни грунтовых вод обычно расположены выше пьезометрических уровней напорных

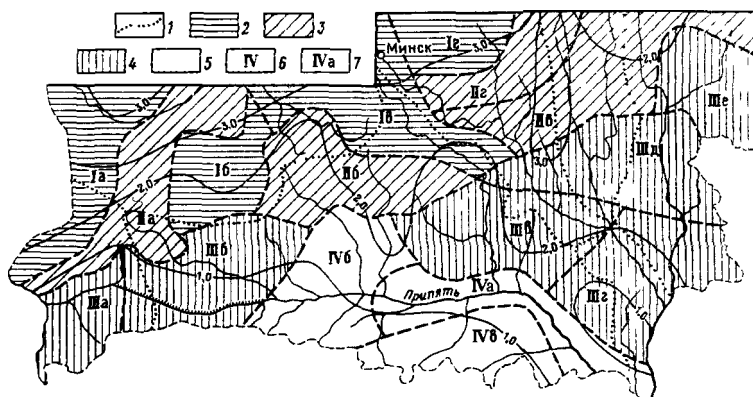


Рис. 69. Схематическая карта гидрогеологического районирования Белорусского Полесья для целей мелиорации.

1 — границы бассейнов стока; 2 — область распространения трех водоупоров в четвертичных отложениях; 3 — область распространения двух водоупоров в четвертичных отложениях; 4 — область распространения одного водоупора в четвертичных отложениях; 5 — область отсутствия водоупоров в четвертичных отложениях; 6 — номер гидрогеологической области; 7 — номер гидрогеологического района

водоносных горизонтов, и только в поймах рек, где происходит разгрузка подземных вод, они совпадают с напорными.

Болотные массивы, расположенные на территории области, получают питание в основном за счет атмосферных осадков, а также вод местного поверхностного стока и грунтовых вод.

2. Область распространения двух водоупоров в четвертичных отложениях (днепровская и московская морены).

Территория области расположена на южном склоне Белорусской гряды в местах размыта березинской морены. Рельеф местности носит более спокойный характер, чем в описанной выше области, однако уклоны поверхности земли и зеркала грунтовых вод превышают уклоны центральной части Полесья. Наличие только двух морен обуславливает более тесную связь вод верхних и глубоких горизонтов по сравнению с первой областью, однако в процессах заболачивания основную роль играют грунтовые воды и воды местного поверхностного стока.

3. Область распространения одного водоупора (днепровская или московская морена) четвертичных отложениях.

Эта территория охватывает западную и северо-восточную части Белорусского Полесья. Она характеризуется спокойным, слабо расчлененным рельефом. Уклоны поверхности земли и зеркала грунтовых вод невелики, хотя восточная часть области отличается большей расчлененностью рельефа.

Наличие только одной морены, часто опесчаненной и невыдержанной по простиранию, обуславливает хорошую гидравлическую связь

душно-сухого состояния, а нижние — остаются насыщенными водой. Неправильное осушение и вырубка лесов приводят к быстрому разложению органического вещества в почвенном горизонте песчаных грунтов и к полной потере их связности. Пески начинают развеваться и становятся обнаженными.

Таблица 33
Изменение водо-физических свойств осушаемых грунтов

Глубина отбора, см	Торфяное болото	Продолжительность мелиорации (в годах)			
		14	18	25	33

Полная влагоемкость, % от абс. сухого грунта

5—15	494	339,7	320,4	352,5	341,1
20—30	512,6	438,7	374,7	362,7	305,9
50—60	601,3	492,9	363,2	542,1	398,5

Общая пористость, % от объема грунта

5—15	88,73	84,55	83,52	85,02	84,84
20—30	89,14	87,25	85,55	84,65	81,71
50—60	89,96	88,43	88,84	89,18	85,91

Объемный вес, г/см

5—15	0,179	0,248	0,264	0,241	0,249
20—30	0,174	0,99	0,228	0,263	0,268
50—60	0,150	0,179	0,234	0,164	0,216

При осушении и уплотнении торфяных грунтов увеличивается фильтрационная анизотропность их. В неосушенной залежи она выражена в меньшей мере, чем в осушенной (вертикальная фильтрация больше, чем горизонтальная), табл. 34.

Таблица 34
Изменение коэффициентов фильтрации торфяных грунтов при осушении

Массив	До осушения	При глубине осушения, см			
		50	70	100	150
Полесская опытная болотная станция	10—20	4,0	1,8	0,8	—
Бассейн р. Орессы	4—5	1,15	0,60	0,27	0,05
Березинский массив	5—6	1,0	0,4	0,18	—
Минская опытная болотная станция	6,0	1,0	0,43	0,18	—

В низинных торфяниках водопроницаемость уменьшается в 10—70 раз. Среднее уменьшение коэффициента фильтрации составляет при глубинах осушения: до 5 см — в 4—7,5 раза; до 100 см — в 20—50 раз; до 150 см — в 100—400 раз. Водоотдача убывает также с увеличением степени осушения и усадки торфа (уменьшается общая пористость и размеры пор). К. П. Лундин (1964 г.) считает, что величина водоотдачи изменяется от 0,20—0,30 для неосушенной, до 0,05—0,10 для осу-

шенной низинной залежи, для верховой залежи со степенью разложения торфа 20% она соответственно варьирует от 0,15 до 0,03.

В результате осушения болот усиливается аэрация грунтов, что повышает биологическую активность. Это приводит к увеличению азотных веществ, улучшению химического состава грунтов, повышению количества гумуса, зольности и состава насыщения основаниями. Все это приводит к снижению общей и гидролитической кислотности.

Понижение влагоемкости в результате осушения торфа приводит к свертыванию органических коллоидов и постепенному утрачиванию способности частиц торфа к набуханию.

Исследованиями В. Ф. Шебеко (1965) установлено, что основным расходным элементом водного баланса болот является суммарное испарение. В зависимости от водности года, глубины залегания уровня грунтовых вод и типа сельскохозяйственных культур суммарное испарение с освоенного и осушенного болота может значительно превышать испарение с неосушенных болот, либо оставаться без изменения. Кроме того, В. Ф. Шебеко указывает, что наиболее четко влияние осушения болот на гидрологический режим водосборов проявляется в первые годы после осушения. С течением времени это влияние ослабевает.

На основании исследования гидрологических особенностей мелиорированных водосборов А. Г. Булаво (1970) указывает, что в результате осушения болот годовой сток с водосборов может как увеличиваться, так и уменьшаться. Это объясняется тем, что весенний сток, определяющий величину годового стока, зависит от двух противоречивых факторов. Возросшая емкость зоны аэрации мелиорированных болот к началу половодья вызывает большие потери талых вод, уменьшая максимальные расходы весеннего половодья. С другой стороны, развитая искусственная гидрографическая сеть способствует формированию повышенных максимальных расходов. Соотношение этих факторов в различные по водности годы определяет увеличение или уменьшение весеннего, а следовательно, и годового стока. В летнюю и зимнюю межени на всех мелиорированных водосборах отмечается увеличение стока.

При снижении уровня грунтовых вод в пределах мелиоративных систем это понижение распространяется и на прилегающие территории, постепенно уменьшаясь по мере удаления от границ мелиоративной сети.

Ширина зоны понижения уровня грунтовых вод зависит от положения уровня воды в мелиоративной сети, а также от проницаемости водовмещающих пород и величины инфильтрационного питания.

Анализ данных многолетних режимных наблюдений по Лунинскому гидрогеологическому створу (междуречье рек Бобринки и Цны) позволили выявить тенденцию к снижению уровня грунтовых вод под влиянием осушительных мероприятий на Крестуновском болотном массиве. На этом массиве низинного типа площадью 15 тыс. га в 1960—1962 г. осушено 5 тыс. га. Сопоставление среднегодовых значений положения уровня грунтовых вод в одинаковые по водности годы (1960 г. и 1966 г.) до и после осушения показано, что глубина залегания уровня грунтовых вод в скважине, находящейся в 375 м от канавы, увеличилась с 0,10 до 0,97 м. В скважине, находящейся в 1740 м, уровень соответственно упал с 0,06 до 0,65 м, а в скважине, расположенной в 2675 м, — с 0,02 до 0,38 м. Сопоставление средних годовых значений стояния уровня грунтовых вод за период и после проведения осушительных работ показало, что на шестом году после начала мелиоративных работ уровень грунтовых вод на осушенной части Кре-

Таблица 35

Среднегодовое количество атмосферных осадков (в мм) на участках Крестунского массива

Участок	Годы	Изменение запасов	Разность между притоком и оттоком	Приток	Отток	Разность между инфильтрацией и испарением	Инфильтрация	Испарение	Среднегодовое количество атмосферных осадков, мм
Болотный № 1 (скв. 16, 17, 18)	1954—1962 1963—1969	-5,5 -6,2	-11,6 2,0	13,2 23,3	-24,8 -21,3	6,1 -8,2	90,0 226,2	-83,9 -230,9	585 570
Болотный № 2 (скв. 8, 12, 15)	1954—1962 1963—1969	-3,7 -5,8	-6,4 -61,5	10,0 2,7	-16,4 -64,2	-2,7 55,7	82,9 212,6	-80,2 -156,9	585 570
Полевой (скв. 10, 21, 20)	1959—1962 1963—1969	-23,2 -4,5	62,1 -68,4	0 0	62,1 -68,4	38,9 63,9	167,8 210,2	-229,8 -208,9	534 570

стунского болотного массива понижился на 0,40 м, а на прилегающих к болоту минеральных землях от 0,49 до 0,67 м.

На Глубонецком болотном массиве (западная часть Полесья) в окружающей его флювиогляциальной равнине наблюдения за колебанием уровня подземных вод проводятся с 1965—1968 г. Осушительные работы на участке начаты в 1967 г. В настоящее время болото осушено и используется под пахотные угодья, а частично для торфодобычи.

Анализ данных режимных наблюдений показал, что снижение уровня подземных вод на территории, прилегающей к болоту, еще продолжается. Сопоставив положение предаводкового уровня до начала и после проведения осушения по скважинам, расположенным на различных расстояниях от осушительного канала, определили величины снижения уровней: на расстоянии 1000 м от канала эта величина составляет 0,9—1,5 м, на расстоянии 2000 м—0,5—0,7 м и на расстоянии 3000 м—0,35 м. Количество осадков в сравниваемые годы почти не изменялось (650—672 мм).

Снижение уровня грунтовых вод в результате осушения вызывает некоторое увеличение амплитуд его колебаний. Однако характер изменения уровня по сезонам сохраняется аналогичным естественному режиму грунтовых вод.

Изменение элементов баланса грунтовых вод под влиянием осушительной мелиорации приводится на примере того же Крестунского болотного массива. Для этого определены среднегодовые величины отдельных элементов баланса до осушения за девять лет (1954—1962 гг.) и после осушения за семь лет (1963—1969 гг.). Среднегодовое количество осадков в эти периоды составило 585 мм и 570 мм.

Сопоставляя данные баланса по периодам и сезонам года, можно отметить, что осушительные мероприятия вносят заметные изменения в соотношение составных элементов баланса грунтовых вод. Расчеты показали, что до осушения болота преобладала ин-

фильтрация (90,0 мм) над испарением (83,9 мм). Несмотря на это наблюдалось уменьшение ресурсов грунтовых вод, вызванное оттоком в сторону р. Бобрик (11,6 мм).

После осушения преобладало испарение (230,9 мм) над инфильтрацией (226,2 мм) и приток (20,4 мм) над оттоком (18,6 мм). Такой ход водообмена в свою очередь вызвал изменение в соотношении элементов баланса на соседнем болотном и прилегающем к нему суходольном полевом участке (табл. 35). На болотном участке (скв. 9, 12, 15) после проведения осушительных работ увеличился расход подземного потока. Это произошло как за счет увеличения оттока в сторону первого болотного участка, на котором под влиянием осушения значительно снизились уровни грунтовых вод, так и в результате уменьшения притока со стороны, часть которого перехватывалась канавой, расположенной выше по потоку грунтовых вод.

В результате ресурсы грунтовых вод на втором участке значительно уменьшились. Отток грунтовых вод с полевого участка в сторону болота несколько возрос, не вызвав сработки их запасов (более того, они увеличились). Это, вероятно, объясняется большой водообильностью лет после осушения и, возможно, подтоком вод из ниже лежащих водоносных горизонтов, вызванным изменением соотношения уровней вод под влиянием осушения.

Выполненное в последнее время обобщение материалов по режиму подземных и поверхностных вод на территориях, подверженных осушительной мелиорации, привело к разработке наиболее важной проблемы — прогнозу новых режимов. Искусственные (новые) режимы вод Полесья формируются на площадях осушительной мелиорации, а также и на прилегающих территориях. По имеющимся в настоящее время данным, устанавливаются для отдельных районов следующие локальные тенденции в режиме, которые в значительной мере освещают изменение водного режима Белорусского Полесья.

1. Снижение уровней подземных вод — среднегодовых и предпаводковых — на осушаемых площадях распространяется по обе стороны от дренирующих систем на расстоянии от 1,0—1,5 до 7—8 км в пределах 10—20 см в зависимости от различия условий гидрогеологических районов.

2. Снижение уровней усиливается в маловодные годы, что усложняет оценку средних многолетних параметров процесса.

3. Снижение уровней подземных вод значительно уменьшается при двустороннем регулировании режима (мелиоративные системы двустороннего действия — осушительно-увлажнительные).

4. Подземный сток с площадей, прилегающих к осушаемым болотным массивам, возрастает до 10—20%, что влияет на режим общего речного стока.

5. При устойчивой осушительной мелиорации снижение уровней подземных вод на мелиорируемой территории выравнивается, подвергаясь затем в многолетних периодах лишь сезонным колебаниям. Эти изменения влекут аналогичные явления в режиме на прилегающих территориях.

ВЫВОДЫ

1. Характер воздействия, оказываемый мелиорацией на природные условия мелиорируемой территории, позволяет утверждать, что объектом мелиорации являются природно-территориальные комплексы разного таксономического ранга (морфоструктурные, морфогенетические, ландшафтные), в пределах которых определяющие их компоненты (горные породы, почвы, воды, растения, микроорганизмы и т. п.) и

характер взаимодействия между ними остаются относительно постоянными.

2. Степень и характер воздействия мелиоративных систем на природно-территориальные комплексы будут зависеть как от ранга комплексов, их типа (по морфологии и генезису) и удаленности от мелиоративных систем, так и от типа мелиоративных систем. В зависимости от этих факторов будет определяться и мощность воздействия, которое обычно охватывает поверхность почвы, зону аэрации, зону грунтовых вод и частично напорных вод (до регионального водоупора).

3. Процессы, развивающиеся в связи с мелиорацией земель, подразделяются на локальные, связанные с изменениями отдельных компонентов в границах урочищ и фаций (в основном поверхности почв, растительности, зоны аэрации и частично грунтовых вод), и региональные, когда площадь воздействия охватывает территории ранга ландшафтов и морфогенетических типов территорий и прослеживается на глубину нескольких десятков и даже сотен метров, охватывая зоны грунтовых и напорных вод (до регионального водоупора). При этом формирование водно-солевого баланса заданного природно-территориального комплекса в процессе строительства и работы мелиоративных систем будет определяться перераспределением водно-солевых масс.

4. Анализ природно-территориальных комплексов в связи с воздействием на них различных инженерных сооружений и мелиоративных систем позволяет подразделить природные комплексы на три основные категории по степени устойчивости для разных видов мелиоративного строительства: а) обеспеченные естественным дренажем; б) с недостаточным естественным дренажем; в) не обеспеченные естественным дренажем.

5. Целесообразна постановка задач гидрогеологического обоснования мелиоративных мероприятий в следующих направлениях:

а) исследование системы связей между мелиоративными системами и природно-территориальными комплексами разного таксономического ранга; б) анализ проведения природно-территориальных комплексов и взаимодействия определяющих их гидрогеологических и инженерно-геологических сооружений мелиоративных систем; в) оценка устойчивости природно-территориальных комплексов для разных видов мелиоративного строительства в связи с проблемой создания оптимального «иригационного ландшафта» в условиях действия мелиоративных систем; г) типизация природно-территориальных комплексов по характеру направленности гидрогеологических и инженерно-геологических процессов под влиянием мелиоративного строительства; д) разработка общей теории и методики прогнозирования, изменения гидрогеологических условий мелиорируемых земель как научной основы проектирования мелиоративных систем.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В данной главе основное внимание уделяется химическому загрязнению как наиболее трудно устранимому и захватывающему большие территории. Дается схематическая типизация условий этого загрязнения и рассматриваются некоторые наиболее серьезные случаи загрязнения подземных вод, по которым были проведены детальные гидрогеологические исследования.

Что касается бактериального загрязнения, то в настоящей главе приводится лишь краткое рассмотрение его источников и путей поступления загрязняющих растворов в подземные воды.

Прежде чем перейти к изложению перечисленных выше вопросов, представляется целесообразным остановиться на том, какое содержание вкладывается в настоящее время в понятие — загрязнение подземных вод.

Под загрязнением подземных вод понимается любое ухудшение их качества, связанное с влиянием производственной деятельности и бытовых условий населения, когда это ухудшение делает подземные воды полностью или частично непригодными для целей водоснабжения. Следует учитывать, что из числа факторов производственной деятельности населения исключается влияние непосредственно водозаборов подземных вод (например, подсос эксплуатационной скважиной минерализованных подземных вод). Ухудшение качества откачиваемой воды, вызванное подтягиванием минерализованных вод, не является указанием на загрязнение подземных вод. Это свидетельствует об истощении подземных вод, вызванном превышением водоотбора над их эксплуатационными запасами в районе водозабора. Последние должны рассчитываться таким образом, чтобы при работе водозабора не произошло подтягивания к нему минерализованных вод.

Бактериальное загрязнение подземных вод

Бактериальное загрязнение выражается в появлении болезнетворных бактерий и вирусов в подземных водах. Поскольку бактериальное загрязнение подземных вод представляет серьезную угрозу здоровью населения, многократно в истории человечества вызывая губительные эпидемии, борьбе с ним придается большое значение.

Попав в подземные воды, болезнетворные бактерии и вирусы через некоторое, часто ограниченное, время прекращают свою жизнедеятельность. Время их выживаемости в условиях подземного потока до настоящего времени однозначно не определено. По данным одних исследователей оно измеряется несколькими десятками суток, по данным других — до 1000 суток.

В связи с ограниченным сроком выживаемости болезнетворных бактерий в подземных водах бактериальное загрязнение не захватывает больших территорий и носит временный характер. Тем не менее известны многочисленные факты весьма серьезных эпидемических

вспышек в различных районах мира, связанных с бактериальным загрязнением подземных вод.

Обобщение материалов по бактериальному загрязнению подземных вод показало, что в подавляющем большинстве случаев загрязняются только грунтовые воды. Чтобы вызвать загрязнение подземных вод на сколько-нибудь продолжительный срок, бактерии должны попасть к ним наиболее коротким во времени путем. При этом сохранение жизнедеятельности бактерий даже в этот короткий срок возможно лишь при условии, что они попадут в подземные воды в процессе фильтрации, проходящей при полном заполнении пор, или в результате прямого перетекания. В противном случае вследствие высокой очищающей способности почв и грунтов зоны аэрации бактерии погибают, не достигнув поверхности грунтовых вод. Только в том случае, если источник загрязнения является постоянно действующим и грунтовые воды залегают вблизи дневной поверхности, т. е. когда создается постоянный фильтрационный поток от источника загрязнения к грунтовым водам, и очищающая способность почв и грунтов в зоне фильтрации в значительной степени ослаблена, возможно попадание бактерий к грунтовым водам и образование в них очага загрязнения. Анализ случаев бактериального загрязнения грунтовых вод показал, что основными источниками, вызывающими образование таких очагов, являются: а) поля ассенизации и фильтрации, скотные дворы и разного рода выгребные ямы, где существует прямая фильтрация загрязненных вод к грунтовым или где вследствие недостаточной аэрируемости и постоянной подачи новых загрязнений почвы и грунты зоны аэрации в значительной степени утратили свои очищающие свойства; б) дефектная канализационная сеть (нарушена целостность труб и их соединений или отсутствует противофильтрационный экран на стенках канав, отводящих стоки); в) загрязненная дневная поверхность, особенно если зона аэрации сложена хорошо проницаемыми трещиноватыми, закарстованными или крупнообломочными породами и выпадающие атмосферные осадки, загрязняясь, могут беспрепятственно проникать к грунтовым водам; г) непосредственно сточные воды, сбрасываемые в поглощающие скважины, ямы и колодцы.

Очаги бактериального загрязнения в артезианских водах могут образоваться только двумя путями: а) в результате сброса сточных вод в поглощающие скважины и б) в результате перетекания загрязненных грунтовых вод через корродированные трубы и затрубное пространство дефектных разведочных и заброшенных эксплуатационных скважин. В последнем случае бактериальное загрязнение было обнаружено и в самоизливающихся артезианских водах, к которым по бытующим представлениям загрязненные грунтовые воды попасть не могут. Считалось, что поскольку давление на самоизливе и в трубах, через которые идет самоизлив, значительно выше давления в горизонте грунтовых вод, последние не могут проникнуть в трубы фонтанирующей скважины, даже если эти трубы корродированы или пропускают в соединениях. Однако ряд случаев бактериального загрязнения самоизливающихся артезианских вод заставляет пересмотреть эти представления. В условиях довольно больших скоростей движения воды в трубах при самоизливе может происходить засасывание загрязненных грунтовых вод через корродированные стенки и нарушенные соединения выводящих артезианские воды труб. Очевидно, таким же путем происходит иногда загрязнение воды, двигающейся в водопроводных сетях, которая на выходе из эксплуатационной скважины была совершенно чистой, но сама водопроводная сеть проложена вблизи дефектной канализационной сети.

Все перечисленные источники бактериального загрязнения приводят к образованию очагов загрязнения в подземных водах, независимо от того, эксплуатируется данный водоносный горизонт или нет.

Под влиянием работы водозаборов бактериально загрязненные воды перемещаются от очага загрязнения к водозабору, и если время этого перемещения короче времени выживаемости бактерий в подземных водах, то происходит загрязнение водозабора. Последнее может происходить и при отсутствии очагов загрязнения в подземных водах. В этом случае загрязненные растворы поступают сверху через коррозированные трубы или затрубное пространство самих эксплуатационных скважин. Условия для такого загрязнения создаются главным образом самими водопользователями, особенно в сельских местностях. Очень часто, например, эксплуатационные скважины располагаются в непосредственной близости от таких источников загрязнения, как скотные дворы, животноводческие фермы. Устья эксплуатационных скважин часто утепляются навозом. Затрубное пространство этих скважин, как правило, незацементировано.

Нередко загрязнение связано с подтягиванием к инфильтрационному водозабору загрязненных вод из поверхностных водоисточников.

Каким бы путем и от какого бы источника ни поступало бактериальное загрязнение к подземным водам, его характерной особенностью является определенная локализованность. Оно не распространяется на большие расстояния от источника загрязнения. В особых условиях находятся лишь подземные воды в некоторых карстовых районах, где источники бактериального загрязнения, находящиеся иногда в нескольких километрах выше по потоку от родников, вызывают кишечные заболевания среди населения, пользующегося водой этих родников.

Сравнительно быстрое самоочищение бактериально загрязненных подземных вод определяет и пути борьбы с бактериальным загрязнением. Если удалось ликвидировать источник загрязнения или хотя бы пути его проникновения к подземным водам, то даже при наличии в последних значительного очага загрязнения, они в короткий срок становятся достаточно чистыми. Поэтому основной задачей при обнаружении бактериального загрязнения подземных вод является выяснение его источника и путей проникновения загрязняющих растворов к подземным водам. Загрязнение исчезнет, если удастся ликвидировать источник загрязнения или прекратить доступ загрязняющих растворов к подземным водам.

В некоторых случаях, особенно в сельской местности, указанные мероприятия по ликвидации обнаруженного бактериального загрязнения подземных вод провести нельзя. Например, при расположении водозаборных скважин вблизи скотных дворов и других крупных построек, районы которых являются постоянно действующими источниками загрязнения. В этих условиях оказывается более целесообразным ликвидировать саму водозаборную скважину с тем, чтобы заложить ее на новом месте, удовлетворяющем требованиям санитарной охраны.

Химическое загрязнение подземных вод

Химическое загрязнение подземных вод выражается в появлении в их составе новых веществ или в увеличении содержания ранее имевшихся компонентов естественного химического состава, если при этом происходит такое ухудшение качества подземных вод, когда они перестают удовлетворять предъявленным к ним как к источнику водоснабжения требованиям, и их использование неблагоприятно или вредно

сказывается на здоровье населения. При этом влияние загрязненных подземных вод на здоровье населения может быть непосредственным, когда содержащиеся в ней загрязняющие вещества вызывают отравление или заболевание пользующихся водой людей, или косвенным, когда ухудшаются ее органолептические свойства (запах, цвет, вкус) и вода становится частично или полностью непригодной для использования вследствие неприятных ощущений, возникающих при ее потреблении.

В ряде случаев загрязняющие подземные воды химические соединения (органические и неорганические) в малых концентрациях способствуют ухудшению органолептических свойств воды, а в более высоких концентрациях могут вызвать отравление или разного рода заболеваний среди населения.

Загрязняющие вещества органического и неорганического происхождения, если они не сорбировались водоносным пластом, не вступили в реакцию между собой и с водоносными породами, не выпали в осадок при изменении физико-химической обстановки в водоносном горизонте при взаимодействии проток и подземных вод и не были разложены или задержаны бактериями, населяющими водоносный горизонт, могут оставаться в подземных водах неопределенно долгий срок. Поэтому химическое загрязнение подземных вод является наиболее серьезным и трудноустраняемым.

Источники химического загрязнения и пути проникновения загрязняющих веществ к подземным водам. В большинстве случаев основным «поставщиком» загрязняющих веществ к подземным водам являются сточные воды промышленных предприятий. Количество сточных вод с каждым годом возрастает. Значительная часть сточных вод почти без очистки сбрасывается в поверхностные водотоки, недопустимо их загрязняя. Поскольку свыше 50% всех действующих водозаборов, эксплуатирующих подземные воды, относятся к типу инфильтрационных, т. е. получают основное питание за счет поверхностных вод, последние становятся действительными или потенциальным источником загрязнения подземных вод в районе таких водозаборов.

Все возрастающие количества сточных вод подаются на разного рода пруды-отстойники, шламовые пруды, пруды-накопители и пруды-испарители, а также на хвостохранилища, золоотвалы и т. д. Фильтрация сточных вод через дно и стенки этих хранилищ приводит к образованию мощных очагов загрязнения в подземных водах. К этому следует добавить, что имеющиеся очистные сооружения, как правило, работают с большой перегрузкой, не справляясь со своими задачами. Большое количество сточных вод вследствие этого подается на поля фильтрации, на сельскохозяйственные поля орошения или просто выливается на дневную поверхность почти без очистки. В последнем случае они скапливаются в понижениях рельефа и фильтруются в подземные воды. Все такие участки сброса недостаточно очищенных, а зачастую и совсем не очищенных сточных вод становятся источниками загрязнения подземных вод. Очень часто источником загрязнения является дефектная канализационная сеть, отводящая сточные воды, или отводящие стоки канавы, стенки и дно которых не экранированы. Наконец, в ряде случаев сточные воды попадают к подземным непосредственно через поглощающие скважины, устраиваемые для удаления промышленных и бытовых сточных вод.

Помимо сточных вод значительная часть загрязненных веществ поступает к подземным водам с инфильтрующимися атмосферными осадками, выпадающими на участках скопления твердых отходов, особенно отходов химических производств, просто на загрязненной территории

различных промышленных предприятий, вблизи промышленных предприятий и целых промышленных городов, где отмечается сильное загрязнение атмосферы, в районе солеотвалов, участков хранения нефтепродуктов, а также сырья и готовой продукции химических производств, на сельскохозяйственных полях, где используются удобрения и ядохимикаты. На участках хранения жидких нефтепродуктов очень часто загрязнение подземных вод связано с прямым проникновением к ним этих нефтепродуктов. Следует отметить еще одного «поставщика» загрязняющих веществ к пресным подземным водам — это минерализованные подземные воды нижележащих водоносных горизонтов. В процессе широких и не всегда качественных разведочных и опытных работ, проводимых, например, для строительства подземных газо- и нефтехранилищ, а также для других целей, ряд глубоких скважин и горных выработок своевременно не ликвидируется или тампонируются недостаточно качественно. В результате самоизлива из них соленых вод на поверхность и последующей инфильтрации или в результате перелива их по стволу или затрубному пространству скважин в вышележащие горизонты также происходит загрязнение пресных подземных вод.

Наконец, загрязнение подземных вод может происходить и без всякого притока загрязняющих веществ извне. Такое загрязнение уже отмечалось в районах некоторых рудных месторождений, разрабатываемых с водопонижением и в районе некоторых водозаборов. При подъеме уровня подземных вод, вызванном разного рода перерывами в работе водопонижительных систем или водозаборов, происходит растворение подземными водами легкорастворимых соединений, образовавшихся в ранее осушенной зоне под воздействием кислорода воздуха. Отмечаются также случаи загрязнения подземных вод в этих условиях, когда даже не было перерывов в работе водопонижительных систем или водозаборов. Образовавшиеся в осушенной зоне легкорастворимые соединения поступали к подземным водам с инфильтрующимися атмосферными осадками.

Поскольку в большинстве случаев загрязняющие вещества попадают к подземным водам в виде растворов, водоносные горизонты, перекрытые водоупорными породами, естественно, лучше защищены от проникновения к ним загрязненных растворов. В наименее благоприятных условиях в этом отношении находятся грунтовые воды. К ним и приурочено подавляющее большинство случаев серьезного загрязнения подземных вод.

В соответствии со сказанным ранее, источниками загрязнения грунтовых вод являются: а) участки скопления бытовых и промышленных сточных вод (пруды-отстойники, накопители, испарители, шламовые пруды, хвостохранилища, поля фильтрации и т. д.); б) участки скопления на поверхности твердых отходов (свалки, солеотвалы и т. д.), а также загрязненные территории промышленных производств; в) дефектная канализационная сеть и отдельные цехи, в которых растворы, участвующие в технологическом процессе, попадают в грунт и фильтруются к подземным водам; г) участки складирования и хранения нефтепродуктов, сырья и готовой продукции химических производств; д) участки самоизлива на дневную поверхность минерализованных вод из глубоких скважин; е) сельскохозяйственные поля, на которых широко применяются удобрения и ядохимикаты, а также земельные поля орошения сточными водами; ж) сточные воды, сбрасываемые в поглощающие скважины и колодцы; з) нижележащие водоносные горизонты, содержащие минерализованные воды, если они соединяются с грунтовыми водами через затрубное пространство плохо

оборудованных и незатампонированных разведочных скважин или через корродированные (или оборванные) трубы этих скважин; и) загрязненные поверхностные водоисточники, если они гидравлически связаны с грунтовыми водами.

Источников, способных вызвать загрязнение артезианских водоносных горизонтов, значительно меньше. Из перечисленных выше таковыми могут быть лишь названные в пунктах «ж», «з», «и». К ним следует добавить также загрязненные грунтовые воды, если в водоупорной кровле артезианских горизонтов имеются «гидрогеологические окна» или она нарушена горными выработками.

Загрязненные растворы попадают от источников загрязнения к подземным водам разными путями. Наиболее часты случаи загрязнения грунтовых вод — путем инфильтрации или фильтрации загрязненных растворов через зону аэрации. Весьма часто загрязнения грунтовых и артезианских вод происходят через разного рода горные выработки. Если это поглощающие скважины и колодцы или дефектные разведочные и плохо оборудованные бездействующие эксплуатационные скважины, а также другие горные выработки, в которых не производится откачка подземных вод и которые соединяют данный водоносный горизонт с дневной поверхностью или с другими водоносными горизонтами, содержащими загрязненные или минерализованные воды, то в подземных водах образуются очаги загрязнения — участки распространения загрязненных подземных вод. Под влиянием водоотбора из эксплуатационных скважин, расположенных в районе очагов загрязнения, загрязненные подземные воды перемещаются по пласту к эксплуатационным скважинам и загрязняют последние. При этом образуется полоса распространения загрязненных вод между очагом загрязнения и водозабором. Аналогичная полоса образуется и при подтягивании загрязненных поверхностных вод к инфильтрационному водозабору. Если же поступление загрязненных растворов от источника загрязнения к подземным водам происходит непосредственно через затрубное пространство или корродированные трубы самих эксплуатационных скважин, осуществляющих постоянный водоотбор, то широкого очага загрязнения в подземных водах не образуется — загрязненные воды перемещаются вниз по пласту в зону фильтра скважин (если они попадают к подземным водам через незацементированное затрубное пространство) или просто поступают к насосу по стволу скважины, трубы которой корродированы. В этом случае загрязнение подземных вод остается локализованным около данной скважины.

Очень часто загрязнение подземных вод происходит несколькими путями и от различных источников. Случаи такого загрязнения являются наиболее сложными, а мероприятия по его ликвидации или локализации наиболее трудоемкими и продолжительными.

ТИПИЗАЦИЯ УСЛОВИЙ ХИМИЧЕСКОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Анализ и обобщение материалов по загрязнению пресных подземных вод позволяет предложить типизацию условий загрязнения пресных подземных вод в районах их эксплуатации.

Помимо известных конкретных случаев загрязнения подземных вод, при составлении табл. 36, в которой приведена предлагаемая типизация условий загрязнения, учтены общие гидрогеологические закономерности и граничные условия, определяющие возможность загрязнения.

В основу типизации положены охарактеризованные выше источники химического загрязнения и пути проникновения загрязняющих веществ к подземным водам.

Основным принципом предлагаемой типизации являются различия в характере поступления загрязняющих растворов к подземным водам. В соответствии с этим выделено шесть типов загрязнения подземных вод, обозначенных в приводимой таблице римскими цифрами (I, II, III, IV, V и VI).

Некоторые из выделенных типов по характеру загрязняющих растворов (ими могут быть загрязненные поверхностные или подземные воды, сточные воды, природные минерализованные воды, жидкие отходы, искусственные растворы и нефтепродукты) подразделяются на подтипы, отличающиеся соответствующими буквенными индексами.

К типу I отнесены все случаи загрязнения, связанные с периодической (выпадение или таяние атмосферных осадков, единичные сбросы небольших количеств сточных или просто чем-либо загрязненных вод, поливы на орошаемых территориях) инфильтрацией к подземным водам загрязненных атмосферных осадков, разного рода стоков или загрязненных удобрениями или ядохимикатами оросительных вод.

В зависимости от того, что является загрязняющим раствором — атмосферные осадки, сточные или оросительные воды, — выделено соответственно три подтипа загрязнения: I-а, I-с и I-о.

К типу II отнесена наиболее многочисленная группа случаев загрязнения, связанных с фильтрацией сточных вод, природных минерализованных вод, искусственных растворов, жидких отходов или нефтепродуктов из разного рода участков их околнения.

В типе II выделяются два подтипа: II-с (загрязняющими растворами являются сточные воды, жидкие отходы и нефтепродукты) и II-м (загрязняющие растворы — природные минерализованные воды). К загрязнению подтипа II-с относится больше половины известных случаев серьезного химического загрязнения подземных вод вообще.

Можно видеть, что между типами I и II много общего. В обоих случаях загрязняющие растворы просачиваются через зону аэрации и в обоих случаях загрязняются исключительно грунтовые воды.

Однако между ними имеются и существенные различия, связанные главным образом с динамикой и режимом поступления загрязняющих растворов к грунтовым водам.

В первом случае загрязняющие растворы просачиваются через зону аэрации в условиях неполного или кратковременного полного насыщения пор, причем поступление их к грунтовым водам носит прерывистый характер с большими перерывами. Во втором случае загрязняющие растворы, как правило, фильтруются через зону аэрации в условиях полного насыщения пор и в течение продолжительных периодов времени. При этом следует отметить, что при наличии слабопроницаемого экрана под источником загрязнения ниже экрана просачивание загрязняющих растворов может происходить с неполным насыщением пор, т. е. в виде дождевания. Такой характер просачивания будет наблюдаться и в тех случаях, когда в пределах зоны аэрации между источником загрязнения и грунтовыми водами будет иметь место резкое увеличение водопроницаемости с глубиной. В этих случаях в верхней части зоны аэрации существует сплошная фильтрация (с полным заполнением пор), а на нижней — дождевание.

Помимо указанных различий типы I и II отличаются и характером загрязняющих растворов.

Типизация условий загрязнения подземных вод

Условия поступления загрязняющих факторов	Имя загрязняющих факторов	Источники, из которых поступают загрязняющие вещества или непосредственно загрязняющие факторы	Загрязняющие вещества	Индексы	
				тип загрязняющих веществ	подтип загрязнения
Сверху, периодически поступающих через зону аэрации	Атмосферные осадки	Загрязненный атмосферный воздух, участки сброса твердых и жидких отходов промышленных предприятий, склады сельскохозяйственных грузов и сама загрязненная территория предприятий и населенных пунктов.	Грунтовые	I	I-a
	Стоячие воды	Загрязненные грунты и сама загрязненная территория предприятий и населенных пунктов.			
	Органические воды	Участки загрязнения подол приречий (ЗПО), участки сброса небольших количеств загрязненных вод.			
		Оригинальные территории, на которые нанесен в большом количестве загрязняющих веществ.			
Сверху, непрерывно поступающего через зону аэрации	Стоячие воды, жидкие отходы промышленности, сельскохозяйственные растворы, нефтепродукты	Участки сброса сточных вод (прямые и косвенные), отстойники, канализационные сооружения, илосборники, колодезья, вода фильтров, помехи и рельефе, жилищные сточные воды), дефектная канализационная сеть, канавы, овраги и болота, по которым отводятся сточные воды.		II	II-c
	Природные минеральные воды	Участки сброса жидких отходов или промышленных отходов, скважины термально-минеральных материалов.			
	Природные минеральные воды	Участки скопления минерализованных артезианских вод на значительной глубине, места скопления проницаемых вод.			II-m

Прямой перелив через карстовые каналы	Поверхностный сток	Все источники, перечисленные в таблице I-а, если существуют условия для стока от них к находящимся вблизи карстовым воронкам и террасным выработкам	Грунтовые (в основном артезианские)	III-л
	Сточные воды	Получающиеся при работе выработки	Грунтовые и артезианские	III-с
	Подземные воды	Заброшенные скважины Участки распространения загрязненных подземных вод в выходящих водонесущих горизонтах	Артезианские	III-э
	Природные минерализованные воды	Нижележащие водонесущие горизонты с минерализованными водами	Грунтовые и артезианские	III-м
Сверху через гидрогеологические окна и кровле горизонты или путем пластового перетекания через эту кровлю	Подземные воды	Участки распространения загрязненных подземных вод в выходящих водонесущих горизонтах	Артезианские	IV
С боковой границы пласта, со стороны поверхности водонесения На самом пласте при его осушении	Поверхностные воды	Поверхностные водонесущие (реки, водохранилища, озера, болота), содержащие загрязненные воды	Грунтовые и редко артезианские	V
	Артезианские осадки, просачивающиеся через осушающую зону	Осушаемая зона эксплуатируемого водонесущего горизонта, содержащая минералы и сульфиды, содержащие растворимыми под воздействием кислот вода воздуха	Грунтовые и артезианские	VI-а
	Подземные воды эксплуатируемого горизонта, подмещающиеся и ранее осушаемая зона			VI-в

К загрязнению типа III относится большая группа случаев загрязнения грунтовых и артезианских вод, связанных с поступлением загрязняющих растворов в результате прямого перелива. Этот перелив может происходить с дневной поверхности через карстовые каналы, поглощающие горные выработки или разного рода другие горные выработки, вскрывшие подземные воды, в том числе через ствол и незацементированное затрубное пространство эксплуатационных и разведочных скважин, заложенных на таких участках, куда возможен поверхностный сток.

Перелив загрязняющих растворов в эксплуатируемый водоносный горизонт может происходить также из выше- и нижележащих водоносных горизонтов через горные выработки, соединившие эти горизонты с эксплуатируемым. Чаще всего такими горными выработками являются дефектные эксплуатационные или разведочные скважины, трубы которых корродированы или же нарушена затрубная и межтрубная цементация.

В типе III выделены четыре подтипа, отличающиеся характером загрязняющих растворов. Случаи загрязнения, относимые к подтипу III-п, связаны с переливом загрязненных вод поверхностного стока через карстовые воронки и горные выработки. Почти все известные случаи такого загрязнения относятся к грунтовым водам.

К загрязнению подтипа III-с относятся все случаи загрязнения подземных вод, связанные со сбросом сточных и промышленных вод в поглощающие горные выработки. Загрязнение такого рода обнаружено и в грунтовых, и в артезианских водах. Случаи загрязнения, относимые к подтипу III-з и встречающиеся только в артезианских водах, связаны с переливом в эксплуатируемый горизонт загрязненных подземных вод из вышележащих горизонтов, главным образом через дефектные работающие или бездействующие эксплуатационные скважины, а также через заброшенные и незатампонированные эксплуатационные и разведочные скважины.

К подтипу III-м относятся случаи загрязнения, связанные с переливом в эксплуатируемый горизонт через дефектные разведочные выработки подземных вод из нижележащих водоносных горизонтов, когда эти воды обладают повышенной минерализацией или содержат недопустимых концентрациях ухудшающие качество воды элементы или соединения.

К загрязнению типа IV отнесены случаи загрязнения, связанные с поступлением загрязняющих растворов через разного рода «гидрогеологические окна» в кровле эксплуатируемых артезианских водоносных горизонтов. В качестве загрязняющих растворов всегда выступают загрязненные подземные воды вышележащих горизонтов, а источником загрязнения являются участки распространения этих вод. Почти во всех известных случаях такого загрязнения источником его являлись грунтовые воды, загрязненные одним из рассмотренных выше (типа I, II и III) путей.

Следует отметить, что к загрязнению типа IV относятся также загрязнения эксплуатируемого горизонта в результате площадной фильтрации загрязненных подземных вод из вышележащего горизонта через выдержанные слабопроницаемые слои, разделяющие эти горизонты. Несмотря на то что случаи такого загрязнения нам неизвестны, возможность перетекания не исключена. Особенно при условии, что разделяющая толща обладает некоторой водопроницаемостью, а градиенты давления в разделяемых горизонтах достаточно велики.

Случаи загрязнения подземных вод, грунтовых и значительно реже артезианских, связанные с подтягиванием к водозабору загрязненных вод из поверхностных водоисточников, отнесены к типу V.

Загрязнения типов IV и V не разделяются на подтипы, так как каждому из них соответствует только один вид загрязняющих растворов. Последний из выделенных типов загрязнения (VI) является совершенно отличным от рассмотренных выше. Здесь источником загрязнения является осушенная часть самого водоносного пласта, в пределах которой нерастворимые ранее минералы и соединения, взаимодействуя с кислородом воздуха, превращаются в легкорастворимые соединения. Образовавшиеся здесь загрязняющие соединения могут раствориться инфильтрирующимися через осушенную зону атмосферными осадками или поднявшимися в эту зону водами того же горизонта при разного рода перерывах в водоотборе. Условия для такого загрязнения создаются чаще всего в районах месторождений полезных ископаемых, преимущественно сульфидных, разрабатываемых с водопонижением, когда откачиваемая вода частично используется для целей водоснабжения.

В связи с двумя видами загрязняющих растворов в типе VI выделяются два подтипа — VI-а и VI-в.

Следует отметить, что случаи загрязнения подземных вод, которые можно было бы отнести только к одному из выделенных типов загрязнения, встречаются сравнительно редко.

В большинстве случаев загрязнение подземных вод связано с одновременным действием факторов, определяющих различные типы загрязнения.

ПРИМЕРЫ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Из многочисленных случаев загрязнения подземных вод ниже рассматриваются лишь несколько, наиболее изученных объектов.

Загрязнение верхнедевонского водоносного горизонта в районе химического комбината. Территория химкомбината расположена на II надпойменной террасе реки. В северной и северо-западной частях терраса обрывается уступом высотой в 8—10 м. Этот уступ является естественной границей территории химкомбината. Сама река протекает с юга на север в 1,5 км восточнее и северо-восточнее химкомбината. В геологическом строении района участвуют отложения докембрия, девонской, юрской, меловой и четвертичной систем. Основным источником водоснабжения города является верхнедевонский водоносный горизонт, представленный известняками фаменского яруса, мощностью около 15 м. Напор верхнедевонского водоносного горизонта над кровлей известняков изменяется от 55 до 70 м.

Девонские известняки перекрываются юрскими отложениями мощностью 6—10 м, представленными тонкозернистыми очень глинистыми песками с прослоями глин мощностью 1—1,2 м. На прилегающих к территории химкомбината участках юрские отложения повсюду сложены плотными темными глинами мощностью до 14 м. Залегающие выше песчано-глинистые осадки баррема и валанжина имеют общую мощность до 90 м и представлены мелко- и тонкозернистыми глинистыми песками и песчаными глинами. Пески характеризуются весьма низкими фильтрационными свойствами. Коэффициент фильтрации 0,2—0,3 м/сутки. Мощность водоносного горизонта меловых песков достигает 20 м. Подземные воды пресные, хорошего качества, но водонос-

ность горизонта очень мала. Глины и глинистые пески юрской системы отделяют меловой водоносный горизонт от верхнедевонского. В кровле баррема обычно залегает толща песчаных глин мощностью около 10 м. Местами она без резких переходов фациально замещается глинистыми песками. Эта толща отделяет подземные воды, содержащиеся в меловых отложениях, от вышележащих грунтовых вод, содержащихся в аллювиальных песках II надпойменной террасы. Общая мощность аллювиальных отложений на территории комбината достигает 25 м. Сверху, как правило, залегают суглинки, мощность которых изменяется

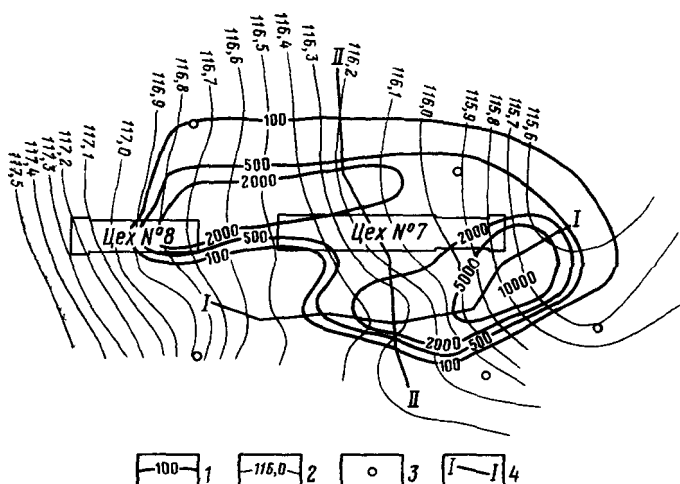


Рис. 70. Схема участка загрязнения грунтовых вод в районе химкомбината (составлена Е. Л. Минкиным).

1 — изолинии окисляемости, мг/л O_2 , 2 — гидрозонигипсы на 20/XII 1963 г; 3 — разведочные скважины; 4 — линия геолого-гидрохимического разреза

в очень широких пределах, от нескольких сантиметров до 10 м. Ниже идут мелко- и среднезернистые глинистые пески мощностью от 15 до 25 м. Обводненная их часть составляет 12—15 м. Глубина залегания уровня грунтовых вод 8—13 м. Коэффициент фильтрации песков составляет в среднем 0,7—1,0 м/сутки.

До начала эксплуатации верхнедевонского водоносного горизонта его пьезометрический уровень был несколько выше (на 2—3 м) уровнем вышележащих нижнемелового и аллювиального водоносных горизонтов. Уровни двух последних горизонтов устанавливаются примерно на одинаковых отметках. К 1961 г. пьезометрический уровень верхнедевонского водоносного горизонта вследствие довольно интенсивной площадной эксплуатации снизился на 12—13 м по сравнению с первоначальным уровнем и установился после прекращения откачки из скв. 3 на 10—12 м ниже уровня вышележащих горизонтов.

Водозабор химического комбината — один из первых водозаборов города — заложен на верхнедевонский водоносный горизонт. Водозабор состоит в настоящее время из четырех скважин (1, 3, 4 и 8), суммарный водоотбор из которых составляет 7,0 тыс. m^3 /сутки. Схема размещения этих скважин приведена на рис. 70. Одновременно работают, как правило, три скважины. Дебит каждой из них составляет 80—85 m^3 /час.

Для выяснения причин и путей загрязнения верхнедевонского водоносного горизонта были проведены специальные гидрогеологические исследования

К моменту начала исследований загрязнение отбираемой скважинами 1 и 3 воды достигло максимальной величины. Представление о динамике изменения химического состава может дать табл. 37, показывающая, как изменялось содержание различных компонентов в воде скв. 3.

Таблица 37

Изменение химического состава воды в скв. 3

Дата отбора пробы	Сухой остаток, мг/л	Окисляемость, мг/л	Содержание ионов, мг/л				Жесткость, мг-экв
			Cl'	SO ₄ "	Ca	Mg	
10 X 1960 г	532	1,5	101	54	57	32	5,5
10 IV 1962 г.	738	29,8	157	90	71	43	7,1
19 IX 1962 г.	816	35,0	190	126	92	47	8,45

Для рассматриваемых условий при достаточно надежной естественной защищенности верхнедевонского водоносного горизонта единственным путем для проникновения загрязняющих веществ в этот горизонт могли явиться лишь поглощающие или заброшенные и незащитонированные скважины. Поэтому исследования были направлены на то, чтобы выявить местонахождение этих скважин и сам механизм загрязнения

По результатам бурения скважин и послойного опробования подземных вод в аллювиальных, а местами и в нижнемеловых отложениях была составлена карта зоны загрязнения грунтовых вод (см. рис. 70) и ряд гидрохимических разрезов, два из которых приведены на рис. 71. Карта и разрезы построены по величине окисляемости, которая является наиболее объективным и легко определяемым показателем суммарного наличия в воде органических соединений.

При построении карты зоны загрязнений по величине окисляемости использовались анализы тех проб по каждой скважине, в которых обнаружилось максимальное загрязнение. Это позволило оконтурить зоны, в пределах которых наиболее вероятен перелив.

Загрязнение подземных вод в районе автозавода. Автозавод расположен в пределах излучины реки. В центральной части и северо-восточной горловинной частях излучины развита первая надпойменная терраса, выровненная поверхность которой находится на 6—12 м выше уровня реки. Вся остальная часть территории завода представляет собой пойменную террасу реки, возвышающуюся над уровнем воды в реке на 1—4 м.

В геологическом строении района принимают участие отложения девонской, каменноугольной, юрской и четвертичной систем.

Поскольку наиболее древний из эксплуатируемых здесь водоносных горизонтов — окско-серпуховский, то в качестве нижней границы рассматриваемого разреза принимаются отложения окского надгоризонта, представленного довольно мощной (около 40 м) толщей трещиноватых известняков с подчиненными прослоями глин. Серпуховские отложения, согласно залеганию на окских, начинаются (снизу вверх) известняками мощностью около 10 м и заканчиваются сверху толщей

переслаивающихся доломитов, глин и мергелей общей мощностью около 15 м.

Выше серпуховских отложений согласно залегают известняки протвинского горизонта намюрского яруса. Мощность протвинских известняков в изучаемом районе около 20 м.

Подземные воды, содержащиеся в трещиноватых известняках окского и серпуховского надгоризонтов визейского яруса и протвинского горизонта намюрского яруса, в районе автозавода эксплуатируются совместно, так как эксплуатационные скважины соединяют эти толщи. Весь водоносный комплекс принято называть здесь окксерпуховским, или нижнекаменноугольным. Дебит эксплуатационных скважин изме-

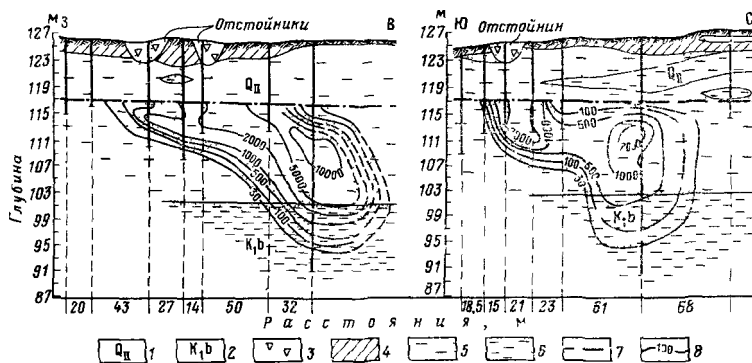


Рис. 71. Геолого-гидрохимические разрезы по результатам послонного опробования подземных вод при бурении (составлены Е. Л. Минкиным по материалам изысканий).

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнемеловые отложения (баррем); 3 — насыпной грунт; 4 — суглинки; 5 — пески мелко- и среднелзернистые, слабо глинистые; 6 — пески тонко- и мелкозернистые, глинистые; 7 — уровень грунтовых вод; 8 — изолинии окисляемости мг/л O_2 .

няется от 100 до 200 м³/час. Удельный дебит колеблется от 7 до 25 м³/час. Напор над кровлей горизонта достигал в начале эксплуатации 190—200 м.

За последние 50 лет в результате усиленной эксплуатации пьезометрический уровень понизился на 65—70 м.

По химическому составу воды горизонта пресные гидрокарбонатно-кальциевые с общей минерализацией от 400 до 500 мг/л. Содержание железа не превышает 0,5 мг/л.

От вышележащих карбонатных пород московского яруса среднего карбона нижнекаменноугольный водоносный горизонт отделяется залегающей в подошве среднего карбона выдержанной толщей водупорных глин верейского горизонта мощностью 10—12 м.

Общая мощность отложений московского яруса (включая глины верейского горизонта) около 130—140 м. Залегающие на верейских глинах отложения каширского горизонта представлены чередованием известняков, пестроцветных глин и мергелей и имеют мощность около 40 м. Выше залегают известняки подольского и мячковского горизонтов с маломощными прослоями глин и мергелей. Суммарная мощность обоих горизонтов 70—80 м. Кровля отложений мячковского горизонта несет следы глубоких размывов. На территории автозавода в южной, центральной и северной частях излучины отчетливо прослеживаются три размыва широтного направления.

В пределах погребенных возвышенностей, разделяющих эти размывы, сохранились останцы верхнекаменноугольных отложений. Это

толща переслаивающихся известняков, доломитов, пестроцветных глин и мергелей, мощность которой не превышает 15 м.

Наиболее обводненными являются известняки подольского и мячковского горизонтов. Нижележащие каширские отложения обводнены значительно слабее, но в эксплуатационных скважинах все эти горизонты соединены и эксплуатируются совместно.

Напоры над кровлей горизонта до эксплуатации достигали 50—55 м. В настоящее время в результате усиленной эксплуатации в районе некоторых эксплуатационных скважин уже началось осушение горизонта. Дебит эксплуатационных скважин достигает 160 м³/час. Удельный дебит изменяется от 5 до 30 м³/час. По естественному химическому составу воды горизонта пресные гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 300—400 мг/л. Содержание железа было меньше чем 0,5 мг/л, а сульфатов 50—60 мг/л. За время эксплуатации химический состав подземных вод претерпел здесь существенные изменения. В среднем вдвое увеличилась общая минерализация, втрое возросло содержание сульфатов и во много раз содержание железа, достигшее в некоторых скважинах 8—10 мг/л.

На размытой и расчлененной поверхности средне- и верхнекаменноугольных отложений несогласно залегают глины верхнего отдела юрской системы (келловейский и оксфордский ярусы), мощность которых достигает местами 40 м. В пределах исследуемого района эти глины отсутствуют на двух участках в долинах древнего доледникового размыва, где непосредственно на каменноугольных отложениях залегают аллювиально-флювиогляциальные пески. Пески разнозернистые, переходящие в мелко- и тонкозернистые часто глинистые. В нижней части пески обогащены галькой. Их мощность определяется рельефом подстилающих коренных пород и изменяется от 5 до 50 м.

Местами в пределах излучины скважинами встречены маломощные слои (2,5—3,0 м) глин и суглинков окской и днепровской морен.

Аллювиально-флювиогляциальный горизонт грунтовых вод в зависимости от подстилающих коренных пород разделяется на надъюрский и надкаменноугольный. Его мощность изменяется от 1 до 50 м. Так как ложе реки закольматировано, уровни грунтовых вод на преобладающей части территории излучины располагаются значительно ниже уровня воды в реке, повторяя при этом в сглаженном виде рельеф кровли юрских глин. Дебиты скважин, опробовавших грунтовые воды, в большинстве случаев изменяются от 5 до 20 м³/час. Удельные дебиты колеблются от 0,5 до 5 м³/час.

Для хозяйственно-питьевых нужд завода используется 12 артезианских скважин, из которых три пробурены на среднекаменноугольный водоносный горизонт и девять — на нижнекаменноугольный. Все скважины работают круглосуточно. Режим работы — напряженный.

К 1963 г. в пяти скважинах из девяти, эксплуатирующих нижнекаменноугольный водоносный горизонт, было отмечено загрязнение, которое произошло в результате корродирования труб в интервале среднекаменноугольного водоносного горизонта. Все скважины, в которых было обнаружено загрязнение, были затампонированы, и рядом с ними были пробурены новые. В воде, отбираемой из новых скважин, загрязнение исчезло. Таким образом, было установлено, что загрязнение скважин, эксплуатирующих нижнекаменноугольный водоносный горизонт, происходит только в результате перелива загрязненных вод из аллювиально-флювиогляциального или среднекаменноугольного водоносных горизонтов через корродированные трубы или через затрубное и межтрубное пространство этих скважин. Площадное загрязнение подземных вод этого горизонта отсутствует.

Поэтому мероприятия по ликвидации такого загрязнения во всех случаях в зависимости от технико-экономических соображений и характера дефектов скважины сводятся или к ремонту, или ликвидации эксплуатационной скважины.

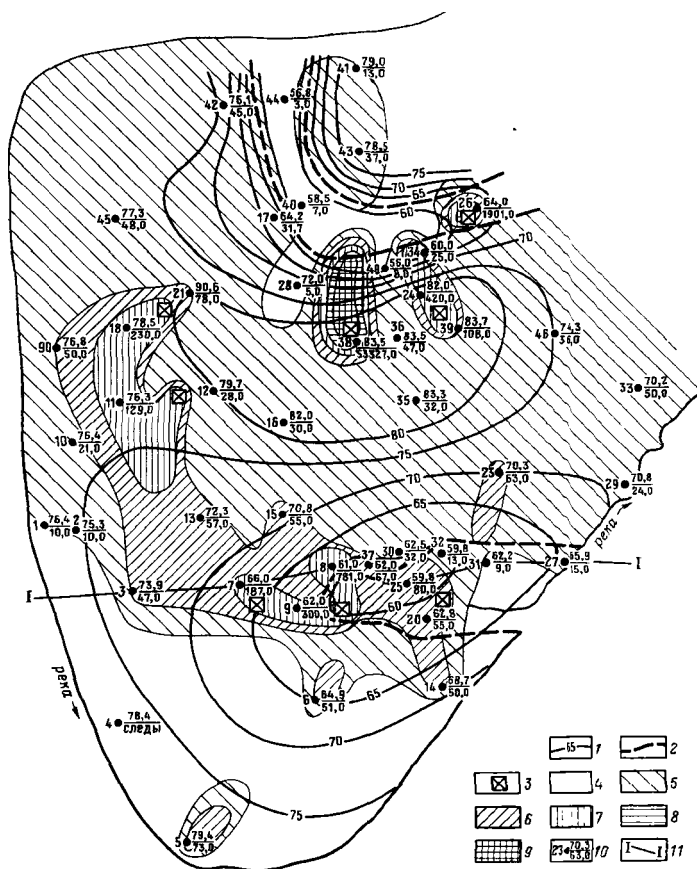


Рис. 72. Схематическая карта гидроизогипс и максимального содержания железа в грунтовых водах (составлена Е. Л. Минкиным).

1 — изогипсы грунтовых вод; 2 — границы доледниковых размывов юрских глин; 3 — источники загрязнения; 4—9 — содержание железа в мг/л (4 — до 10; 5 — от 10 до 50; 6 — от 50 до 100; 7 — от 100 до 1000; 8 — от 1000 до 10 000; 9 — свыше 10 000); 10 — разведочная скважина (цифры: слева — номер скважины, справа в числителе — отметка уровня воды, в знаменателе — содержание железа в мг/л); 11 — линия гидрогеологического разреза

Более сложной является борьба с загрязнением среднекаменноугольного водоносного горизонта.

Для ликвидации или локализации загрязнения здесь проводятся специальные исследования. Они были направлены на выявление путей, по которым попадают загрязняющие растворы в эксплуатируемый горизонт, а также масштабов и характера зоны распространения загрязненных вод в этом горизонте и определения размеров загрязнения грунтовых вод.

В результате проведения комплекса гидрогеологических исследований были составлены многочисленные специальные карты и гидрохимические разрезы, давшие достаточно отчетливую картину распределения загрязненных веществ в плане и по разрезу (рис. 72, 73, 74).

Разведочное бурение подтвердило наличие в районе завода двух крупных размывов в толще юрских глин — в северной и южной частях излучины реки. В пределах этих размывов песчаные аллювиально-флювиогляциальные отложения залегают непосредственно на известняках среднего карбона и отмечается тесная гидравлическая связь среднекаменноугольного водоносного горизонта с грунтовыми водами.

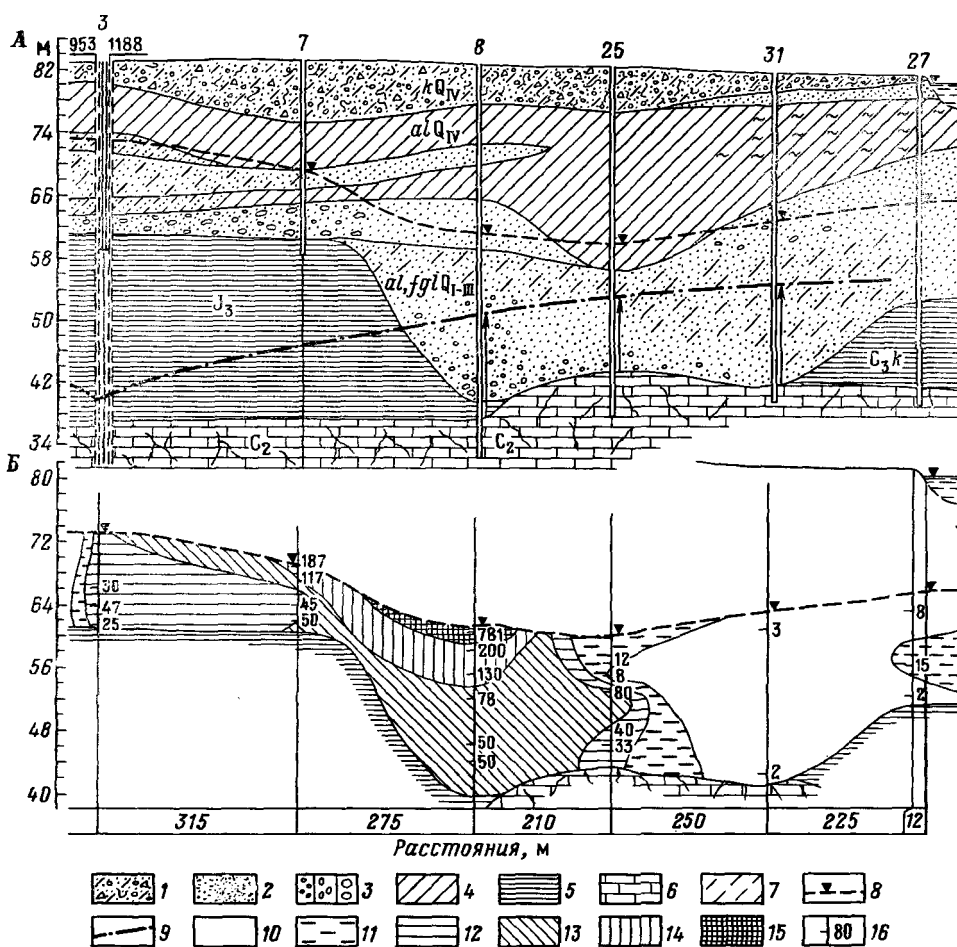


Рис. 73. Гидрогеологический (А) и гидрохимический (Б) разрезы в районе автозавода по линии I—I.

1 — насыпной слой; 2 — пески мелко-, средне- и крупнозернистые; 3 — гравий, галька, валуны; 4 — суглинки; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — глинистость; 8 — уровень грунтовых вод; 9 — пьезометрический уровень среднекаменноугольного водоносного горизонта; 10—15 — содержание железа в грунтовых водах по результатам послойного опробования при бурении в мг/л (10 — менее 10; 11 — от 10 до 25; 12 — от 25 до 50; 13 — от 50 до 100; 14 — от 100 до 500; 15 — свыше 500); 16 — скважина, место опробования и содержание железа, мг/л

Разделяющий оба размыва подземный водораздел, сложенный толщей юрских глин, протягивается в широтном направлении в виде гряды и возвышается над поверхностью размыва на 35—40 м.

На значительной части территории излучины, в том числе на всей центральной ее части, мощность горизонта грунтовых вод очень мала и не превышает 4—6 м. На южном и северном склонах подземного юрского водораздела и в наиболее возвышенной его части мощность горизонта грунтовых вод еще меньше и местами не превышает 1—2 м.

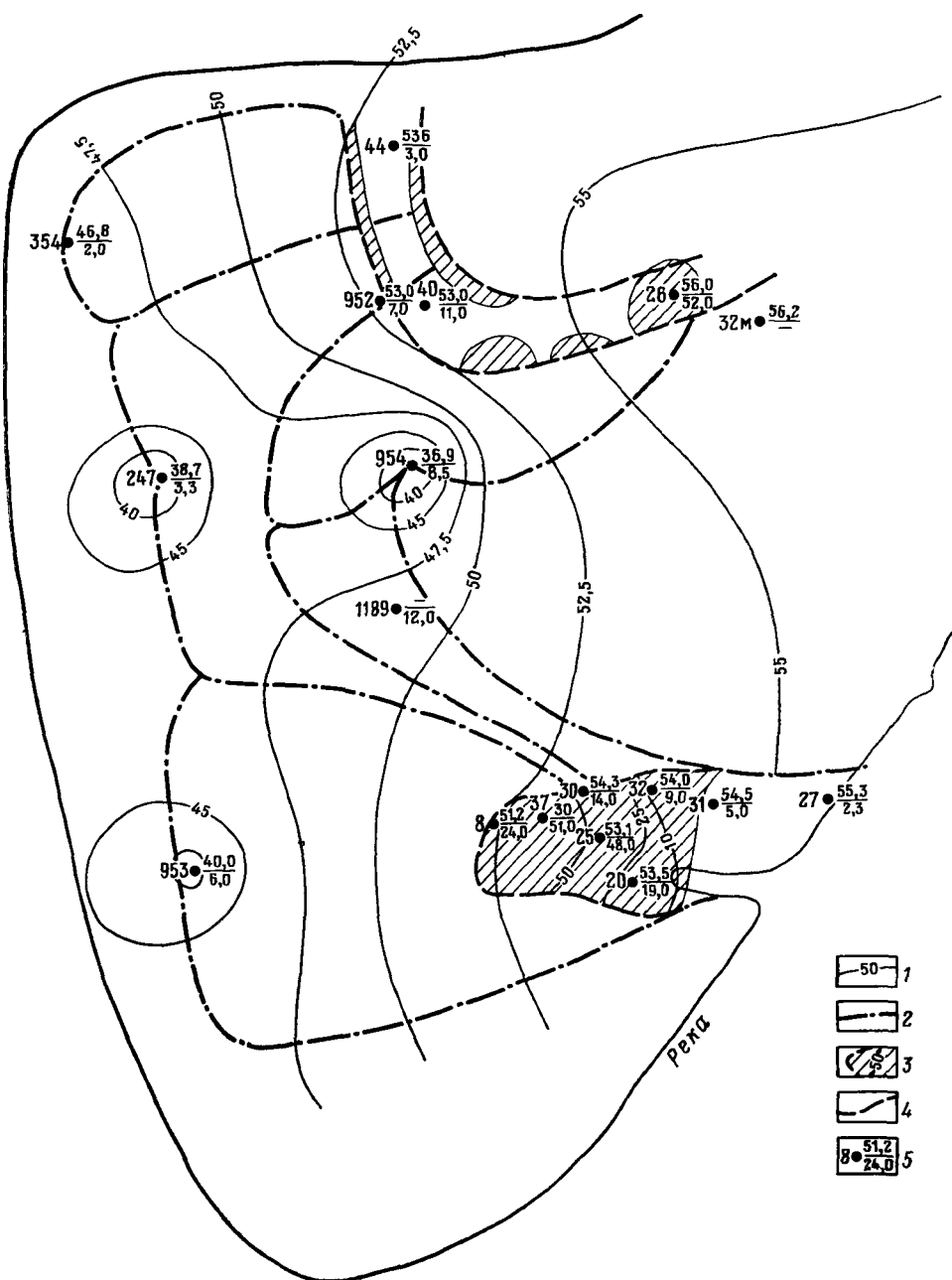


Рис. 74. Схематическая карта изопьез среднекаменноугольного водоносного горизонта (составлена Е. Л. Минкиным).

1 — изопьезы, 2 — границы между зонами захвата загрязненных вод эксплуатационными скважинами; 3 — очаги загрязнения в среднекаменноугольном водоносном горизонте (изолинии показывают содержание железа в мг/л); 4 — границы участков размыва юрских глин; 5 — скважины (цифры: слева — номер скважины, справа в числителе — отметка пьезометрического уровня, в знаменателе — содержание железа в мг/л)

Лишь на участках полного или частичного размыва юрских глин, где их место в разрезе занимают песчано-глинистые аллювиально-флювиогляциальные отложения, а также в полосе, примыкающей к урезу реки, мощность горизонта грунтовых вод заметно возрастает, достигая в районе размывов 20—22 м.

Отметки уровня грунтовых вод почти на всей территории завода ниже отметок уреза воды в реке. Только на центральном участке, приуроченном к наибольшему поднятию кровли юрских глин, где проходит отмеченный выше подземный водораздел между двумя размывами, отметки уровня грунтовых вод примерно равны отметкам воды в реке.

На карте гидроизогипс (см. рис. 72) отчетливо видна дренирующая роль размывов в юрских отложениях. Отметки грунтовых вод в районе этих размывов на 20—22 м ниже уреза воды в реке. Здесь к известнякам среднего карбона фильтруются как все просочившиеся к грунтовым водам на территории излучины атмосферные осадки и сточные воды, так и инфильтрующиеся из реки поверхностные воды.

Бурение и поинтервальное опробование большого числа скважин (до 46 скважин) позволило составить достаточно ясное представление о распространении загрязненных грунтовых вод в плане и по разрезу и определить местоположение основных источников загрязнения.

Ряд таких котлованов располагается прямо над южным размывом юрских глин или на прилегающих к нему территориях. В пределах всей западной половины размыва и на прилегающей к нему с запада территории содержание железа в грунтовых водах повышенное.

Ряд проб воды, отобранных здесь при вскрытии известняков среднего карбона с учетом отмеченных выше закономерных измерений напора с глубиной в указанных скважинах свидетельствует о переливе здесь грунтовых вод в среднекаменноугольный водоносный горизонт (рис. 74).

В северной части территории выявлены три очага загрязнения.

Крутизна северного склона подземной гряды, вдоль верхней части которого на расстоянии 250—300 м один от другого располагались указанные котлованы—загрязнители, а также очень небольшая мощность горизонта грунтовых вод (2—4 м) определяли движение последних к границе размыва, которое происходило с большими скоростями и в виде узких полос. В местах стекания в размыв загрязненных вод образовались очаги загрязнения в среднекаменноугольном водоносном горизонте.

Отсюда загрязненные воды подтягивались к скв. 954 (см. рис. 74).

Загрязненные грунтовые воды стекают в подземную широтного направления долину размыва, отчетливо выраженную в кровле юрских глин, и двигаются по ней к востоку, где эта долина переходит в южный размыв юрских глин. Здесь грунтовые воды переливаются в среднекаменноугольный водоносный горизонт.

Следует отметить, что слив сточных вод непосредственно на дневную поверхность может способствовать площадному загрязнению грунтовых вод. Загрязненные грунтовые воды в северной половине излучины, стекая к северному размыву, загрязняют здесь, в полосе прилегающей к границам размыва, все залегающие непосредственно на известняках среднего карбона толщи водонасыщенных аллювиально-флювиогляциальных отложений. Это в свою очередь приводит к загрязнению подземных вод, содержащихся в известняках. Поэтому в пределах северного размыва очаги загрязнения в среднекаменноугольном водоносном горизонте обнаруживаются и на меридиональном

отрезке северного размыва. Здесь очаги загрязнения протягиваются в виде узких полос, прилегающих к обоим границам размыва.

Схема подтягивания к эксплуатационным скважинам загрязненных вод от обнаруженных очагов загрязнения (см. рис. 74) показывает, что эти скважины являются своего рода гидравлическим барражом, за который не происходит заметного проникновения загрязненных вод к расположенным западнее излучины эксплуатационным скважинам других предприятий.

Разумеется, это не значит, что такое вообще не может произойти, но несомненно, что количество загрязненной воды, которое могло проникнуть за барраж, очень невелико и не может существенно сказаться на качестве воды эксплуатационных скважин, расположенных западнее излучины.

Выполненные на территории излучины гидрогеологические исследования позволяют провести мероприятия по ликвидации очагов загрязнения в среднекаменноугольном водоносном горизонте.

После прекращения фильтрации загрязненных растворов в грунт здесь произойдет сравнительно быстрое очищение грунтовых вод. Это объясняется тем, что большие уклоны водоупорной подошвы горизонта определяют большие скорости стекания загрязненных вод в сторону размыва.

Борьба с загрязнением в районе южного размыва является более сложной. Здесь речь может идти лишь о локализации очага загрязнения. В частности, откачка из скважин, пробуренных на аллювиально-флювиогляциальный водоносный горизонт, является определенным барражом, способным существенно уменьшить количество подтягиваемых скв. 953 загрязненных вод.

В настоящее время рекомендации гидрогеологов по локализации и ликвидации очагов загрязнения в подземных водах успешно реализуются.

Загрязнение подземных вод в районе полей фильтрации завода. Поля фильтрации находятся на южной окраине города (рис. 75).

Все городские водозаборы эксплуатируют безнапорный кривоборский водоносный горизонт, представленный аллювиальными четвертичными и неогеновыми песками, мощность обводненной части которых достигает 40—45 м. Он подстилается в основном глинами семилукского и щигровского горизонтов верхнего девона. Водоупорной кровли горизонт нигде не имеет.

В 2,5 км к западу от полей фильтрации расположен крупный городской водозабор. Помимо основного кривоборского горизонта, здесь рядом скважин эксплуатируется также и верхнедевонский водоносный горизонт, представленный известняками, залегающими непосредственно под песками кривоборского горизонта, значительно ближе к дневной поверхности, чем на левобережье. Мощность песков составляет здесь 15—20 м.

Сточные воды, подающиеся на поля фильтрации, беспрепятственно поступают к подземным водам четвертично-неогенового (кривоборского) горизонта.

Поля фильтрации завода эксплуатируются с 1949 г. Уже в 1957 г., т. е. через 8 лет после ввода их в действие, было установлено, что водоносный горизонт в районе полей фильтрации загрязнен.

Впоследствии в результате изменения технологии производства был прекращен сброс сточных вод на поля фильтрации.

В настоящее время успешно проводятся мероприятия по ликвидации образовавшегося очага загрязнения.

ПРИМЕР РЕГИОНАЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

До Великой Отечественной войны города Литвы, кроме Вильнюса, Каунаса и Клайпеды, не имели централизованного водоснабжения. Отсутствовала или была весьма слабо развита канализационная сеть, все бытовые отходы сбрасывались в реки, озера или же в ямы.

После Великой Отечественной войны в связи с бурным ростом промышленности значение искусственных факторов стало более очевидным. В настоящее время, несмотря на быстрое развитие канализационной сети, водопроводов и улучшение санитарных условий, качество грунтовых вод в основных городах республики остается невысоким (табл. 38).

Таблица 38

Количество сточных вод основных промышленных городов республики на 1/1 1969 г.
(по Э. Арбачаускасу и Ю. Сабаляускасу)

Города	Количество сточных в д. тыс. м ³ /сутки	
	общее количество	в том числе промстоки
Вильнюс	120,83	40,83
Каунас	98,50	46,50
Клайпеда	83,39	55,99
Шауляй	31,84	16,0
Панявежис	37,64	26,49

В некоторых городах промстоки оказывают влияние на повышение степени и характера загрязнения сточных вод.

На территории Литовской ССР все реки в той или иной степени дренируют подземные воды, поэтому химический состав их вод не имеет сколько-нибудь заметного влияния на химический состав подземных вод. Однако в районах береговых водозаборов в процессе интенсивной эксплуатации аллювиальных вод поверхностные воды могут оказать определенное влияние на качество подземных вод в аллювиальных отложениях, используемых водозаборами.

Развитие городов постепенно накладывает свой отпечаток на химический состав грунтовых вод. Гидрохимические условия несомненно изменяются в сторону повышения минерализации, жесткости и загрязнения вод органическими и неорганическими веществами. В составе воды увеличивается содержание хлора, сульфатов, углекислоты, соединений азота и других элементов. На близких расстояниях и притом в одинаковых природных условиях появляется пестрота ионного состава воды и ее физико-химических свойств. Это обусловлено главным образом искусственными факторами, которые в черте города весьма разнообразны по содержанию и воздействию. Все искусственные факторы можно подразделить на способствующие изменению качества грунтовых вод и на предохраняющие их от изменения.

Факторами, способствующими изменению качества грунтовых вод, являются: загрязнение городской атмосферы, вековое накопление и загрязнение культурного слоя, удобрение почв, загрязнение поверхностных водоемов сточными водами, наличие ям и свалок, утечка из канализации, спуск в грунт технических и хозяйственных вод и др. К фак-

торам, предохраняющим изменение качества грунтовых вод, можно отнести: развитие канализации, санитарную уборку и охрану города, увеличение асфальтных покрытий, очистку городской атмосферы, уменьшение огородничества в черте города и др.

Проведенные исследования грунтовых вод основных промышленных городов Литвы (Вильнюс, Каунас, Панявежис, Кедайняй, Шауляй и Клайпеда) показали очень сложную картину их формирования.

Минерализация грунтовых вод основных промышленных районов Литвы в большинстве колеблется от 500 до 1000 мг/л, что наблюдается в 65% всех обследованных колодцев. Колодцы, минерализация воды которых превышала 1 г/л, составляют 10,4%. Грунтовые воды с минерализацией менее 0,5 г/л составляют всего лишь 25% всех обследованных колодцев. Наименьшую минерализацию имеют грунтовые воды г. Клайпеды. В черте города увеличение минерализации грунтовых вод не зависит от глубины их залегания и литологического состава водовмещающих пород. Обычно минерализация грунтовых вод заметно возрастает в сторону более обжитой части города.

Анализируя химический состав грунтовых вод промышленных районов Литвы, следует отметить повышенное содержание хлора, сульфатов, нитратов и натрия ионов по сравнению с грунтовыми водами за пределами городов.

Из катионного состава изучались кальций и магний. Эти щелочноземельные элементы в грунтовых водах городов республики во многих случаях присутствуют в повышенном количестве.

По химическому составу грунтовые воды республики очень разнообразны. Основную роль играют воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевого (около 43%). Второе место по распространению занимают гидрокарбонатные хлоридные кальциево-магниевого или кальциево-натриевого (30%).

Источниками хлора, сульфатов, нитратов и других компонентов, которые попадали в грунтовые воды в пределах города, служат разные бытовые отходы, а также отходы пищевой и химической промышленности, канализационные воды, загрязненная атмосфера и пр.

Результаты исследования показали, что в течение года в некоторых колодцах минерализация воды, содержание хлора, сульфатов и нитратов колеблется в широких пределах, в других же эти колебания менее заметны.

Изменения общей минерализации и отдельных компонентов, по данным наблюдения, не подчинены общим закономерностям и в каждой наблюдательной точке происходят по-разному.

В бактериологическом отношении грунтовые воды изучались в городах Панявежис, Шауляй и Клайпеда, в которых было опробовано 240 колодцев. Из этого числа около 50% колодцев содержит воду, коли-титр которой равен 10—0,1 и только в 25% колодцев имело коли-титр больше 100.

Наибольшее влияние в региональном масштабе на формирование химического состава и качество грунтовых вод Литовской ССР оказывает интенсивная химизация сельского хозяйства. На территории Литвы пахотные земли и луга занимают около 50 тыс. км². На площади пахотных земель и лугов за последние годы использовано значительное количество удобрений. Вследствие этого грунтовые воды Литвы значительно обогащаются азотом, фосфором, калием, сульфатом и хлором. Дозы азота обычно колеблются от 50 до 150 кг на 1 га, в зависимости от типа почвы и характера выращиваемых культур. Около 30—40% азота, внесенного в почву, попадает в грунтовые воды. Кроме того, в большом количестве сельское хозяйство Литвы исполь-

зует органические удобрения и аммиачную воду. Поэтому в результате химизации сельского хозяйства во многих местах республики формируются нитратные кальциевые или нитратно-гидрокарбонатные кальциевые воды, заменившие гидрокарбонатные кальциевые воды, которые столь характерны для территории Литовской ССР в естественных ненарушенных условиях.

Кроме того, в республике с 1961 г. широко применяется известкование подзолистых, дерново-подзолистых и глеевых почв, которые занимают более 50% всей территории. Ежегодно известковывается около 100 тыс. га кислых почв. На каждом гектаре вводится 6,1—5,3 т извести, содержащей 80—90%. Исследованиями установлено, что на супесчаных почвах с территории в 1 га ежегодно выщелачивается инфильтрационными водами 106—142 кг. В сельскохозяйственной практике широко применяются калийные удобрения, являющиеся продуктом смешения тонкоразмолотых калийных солей: сильвинита или каинита. Наиболее распространенным калийным удобрением является хлористый калий, содержащий 52,4—61,9%.

Широкое использование удобрений в сельском хозяйстве привело к увеличению минерализации грунтовых вод. Она обусловлена не только непосредственным влиянием минеральных удобрений, но и органических. Брожение органического вещества обуславливает повышение концентрации углекислоты, которая способствует растворению карбонатов. Вследствие этого воды значительно обогащаются бикарбонатами кальция, повышается их жесткость. В республике широко используются сульфатаммонийные и фосфорные удобрения, а также аммиачная вода. В результате этого повышается минерализация грунтовых вод. Во многих районах она достигает 700—1000 мг/л, а местами более 1 г/л (рис 76). Основную роль среди естественных факторов, определяющих химический состав и минерализацию грунтовых вод, играет химический состав атмосферных осадков и литологический состав водовмещающих пород. Исследованиями установлено, что в питании грунтовых вод Литвы принимают участие 5—25% атмосферных осадков, от общего их количества. Около 50—60% атмосферных осадков испаряется, а остальные составляют поверхностный сток. Расчетами установлено, что минерализация грунтовых вод, без учета влияния водовмещающих пород и других факторов, может возрасти (только за счет питания атмосферными осадками) до 90—100 мг/л. Такие грунтовые воды встречаются в песчаных отложениях на морском побережье, в районах юго-восточной песчаной равнины и в верховых болотах, где другие факторы мало влияют на формирование их химического состава.

На основании обобщения обширного материала методами математической статистики установлено, что минерализация грунтовых вод, формирующаяся за счет природных факторов, не превышает 700 мг/л. При этом концентрация всех основных компонентов, за исключением гидрокарбонатного иона, довольно постоянна. Это соответствует естественным условиям их формирования. Поэтому такие грунтовые воды могут быть использованы в качестве критерия для оценки степени загрязнения грунтовых вод. Грунтовые воды, в которых содержание компонентов превышает их естественный фон, считаются загрязненными. На основании таких данных разработана сравнительная характеристика некоторых показателей качества грунтовых вод Литовской ССР (табл. 39).

При разработке этих критериев учитывались не только естественные условия формирования грунтовых вод территории республики, но и нормы, принятые для питьевых вод по некоторым показателям.

Сложную проблему представляет применение химических препаратов для защиты растений от вредителей и для борьбы с сорняками.

Производство их, а также степень использования все возрастают. На территории Литвы в 1969 г. опрыскано гербицидами 718,5 тыс. га площади. Поскольку гербициды представляют собой высокотоксичные и стойкие препараты, являющиеся потенциальными ядами для человека и теплокровных животных, особую актуальность приобретает водоснабжение населения и санитарная охрана источников воды в районах интенсивного сельскохозяйственного производства. Органические

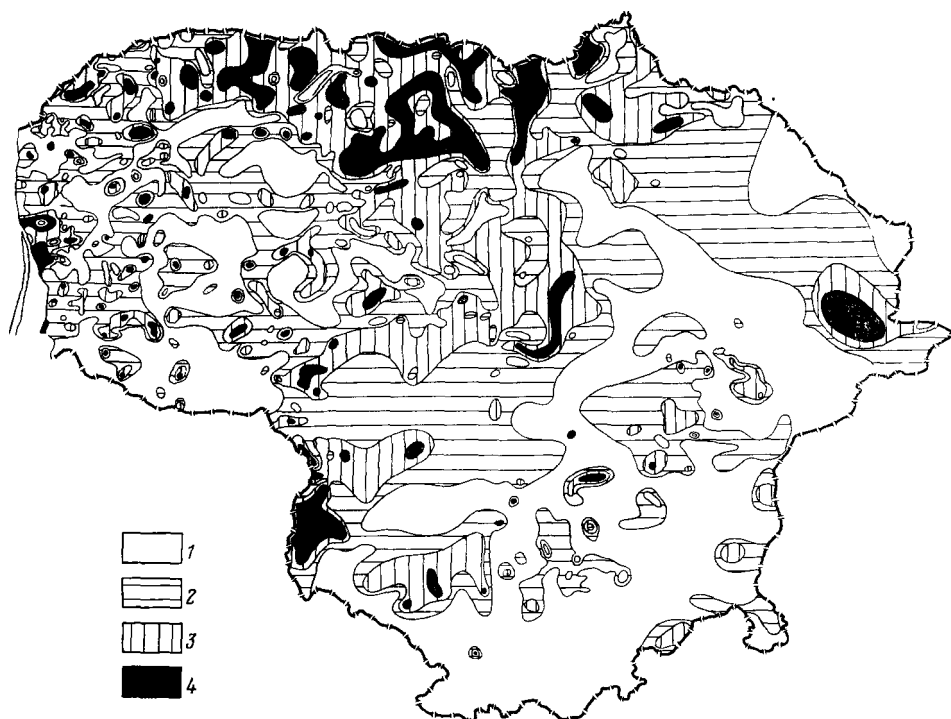


Рис. 76. Схема химического загрязнения грунтовых вод Литовской ССР.

Чистые воды: 1 — 100—500 мг/л (в водно-ледниковых отложениях); 2 — 500—700 мг/л (в глянцевых отложениях); 3 — относительно загрязненные, 4 — загрязненные

Таблица 39

**Сравнительная характеристика качества грунтовых вод
Литовской ССР**

Компоненты, мг/л	Естественный фон грунтовых вод		Искусственный фон грунтовых вод	
	водно-ледни- ковые отложения	глянцевые отложения	слабозагряз- ненные	загрязнен- ные
Mg^{2+}	0—20	20—30	30—50	50
Ca^{2+}	0—80	80—100	100—200	200
Cl^-	0—50	50—200	200—350	350
NH_4^+	0—0,1	0,1—0,3	0,3—0,5	0,5
NO_3^-	0—10	10—30	30—50	50
SO_4^{2-}	0—50	50—200	200—500	500
Сухой остаток	100—500	500—700	700—1000	1000

ядохимикаты попадают в поверхностные и грунтовые воды при смыве с сельскохозяйственных полей. Таким образом, широкое применение ядохимикатов в сельском хозяйстве и обнаружение остаточного количества высокотоксичных доз ставят перед гидрогеологами и врачами-гигиенистами серьезные задачи. В частности, необходима разработка методов определения малого содержания ядохимикатов в водах, изучение механизма загрязнения поверхностных и подземных вод в различных климатических и гидрогеологических условиях с учетом выращиваемых культур. В настоящее время такие работы проводятся на территории Литовской ССР.

Оценка искусственных факторов, влияющих на изменение окружающей среды, в том числе и грунтовых вод, представляет сложную проблему, которая должна решаться комплексно, с привлечением различных специалистов.

ВЫВОДЫ

Анализ материалов многочисленных случаев загрязнения подземных вод, а также результаты специальных гидрогеологических исследований на участках такого загрязнения показывают, что загрязнение подземных вод носит в большинстве случаев локальный характер.

Выше уже отмечалось, что борьба с загрязнением грунтовых вод является совершенно различной при бактериальном и химическом видах загрязнения. В первом случае достаточно ликвидировать источник загрязнения или пути его проникновения к подземным водам, чтобы уже через несколько недель произошло полное самоочищение бактериально загрязненных подземных вод.

Борьба с химическим загрязнением является более сложной. В большинстве случаев полная ликвидация химического загрязнения в современных условиях или практически невозможна, или затягивается на много лет. Это происходит даже в том случае, если ликвидирован источник загрязнения и пути его проникновения к подземным водам. Чаще приходится прибегать к локализации загрязнения в подземных водах. Наиболее целесообразным для этого является создание гидравлических барражей в виде откачиваемых скважин, закладываемых в пределах очага загрязнения вблизи его границы, обращенной к защищаемому участку.

Основными мероприятиями по предупреждению загрязнения подземных вод являются: повышение культуры производства и совершенствование методов очистки сточных вод

ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ С МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫМИ ПОРОДАМИ

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ В СВЯЗИ С ОСВОЕНИЕМ ТЕРРИТОРИИ С МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫМИ ПОРОДАМИ

Территория, на которой распространены многолетнемерзлые породы, является областью, где воздействие деятельности человека на инженерно-геологические и гидрогеологические условия чрезвычайно существенно и своеобразно. На это обращали внимание многие исследователи (Тумель, 1939; Сумгин и др., 1940).

Фазовые переходы воды (образование льда в горной породе и таяние его), коренным образом изменяющие самые различные свойства пород, обычно обусловлены сравнительно небольшими (по амплитуде) изменениями и теплообмене между атмосферой, почвой и литосферой. Они могут происходить в течение относительно небольших промежутков времени, нередко исчисляемых несколькими месяцами.

В то же время производственная деятельность человека существенно и относительно быстро влияет на изменение величин теплообмена в указанной системе, главным образом путем изменения теплофизических характеристик поверхности земли (уничтожение или изменение растительного покрова, обводнение или осушение, загрязнение поверхности, уплотнение или уничтожение снегового покрова и т. п.). Значительное влияние оказывает и проходка горных выработок.

Промерзание и протаивание горных пород вызывает большие изменения физико-механических свойств и гидрогеологических условий территории. Колебание температуры без фазовых превращений воды сопровождается меньшими изменениями этих свойств и условий. Хозяйственная деятельность человека неминуемо влечет существенное изменение геокриологических условий. К наибольшим изменениям такого рода приводит промышленное освоение территории. Именно поэтому основной инженерно-геологической спецификой современного освоения севера является наличие толщи мерзлых пород («Теория и практика мерзлотоведения в строительстве», 1965). Следует учесть, что темпы освоения территории СССР, на которой распространены многолетнемерзлые породы, будут возрастать чрезвычайно быстро и в ближайшее время воздействие человеческой деятельности на природу, вообще, и на многолетнемерзлые породы, в частности, значительно увеличится. Одна из причин этого состоит в том, что в недрах территории с многолетнемерзлыми породами сосредоточены колоссальные запасы полезных ископаемых: три четверти запасов каменного угля, богатейшие месторождения золота, цветных и редких металлов, железа, уникальные месторождения алмазов, нефти и газа, каменной соли и др.

Проектирование и строительство здесь новых городов, поселков, промышленных предприятий и реконструкция уже существующих требуют изучения и решения комплексных задач, связанных с размещением этих объектов, их водоснабжением и канализацией, энергоснабжением, транспортными связями, т. е. всего того, что существенно влияет на естественные природные условия, изменяя их.

Прогноз таких изменений при проектировании больших инженерных комплексов, как правило, не производится (Швецов, 1970). В результате этого народное хозяйство нередко несет значительные непроизводительные расходы. Разработка научных основ методики такого прогнозирования представляет собой весьма важную задачу (Швецов, Бобов, 1970). Предлагаемая глава явится составной частью такой работы.

Влияние деятельности человека на геокриологические условия сказывается в первую очередь на повышении или понижении температуры мерзлой толщи. В соответствии с этим может происходить оттаивание льда или замерзание воды, содержащейся в породах. При температурах многолетнемерзлых пород, примерно от 0 до минус 1°С, влияние деятельности человека проявляется наиболее резко и нередко распространяется на всю мощность мерзлой толщи. Однако и при гораздо более низких температурах мерзлых пород изменение природных условий под воздействием деятельности человека может привести к наиболее существенным изменениям. При этом следует учитывать, что льдистость мерзлых пород, особенно в верхних частях разреза, где обычно распространены рыхлые пылеватые породы, на севере и северо-востоке существенно больше, чем в южных частях области распространения многолетнемерзлых пород. Поскольку основные специфические особенности многолетнемерзлых пород обусловлены наличием в них льда, на этом вопросе следует остановиться.

Для разбираемой в данной главе темы представляют наибольший интерес следующие разновидности подземного льда: 1) лед—монокристаллическая порода в виде более или менее крупных тел (линзы, пласты, жилы, блоки) мощностью до нескольких метров и десятков метров и протяженностью до десятков и сотен метров; 2) лед—породообразующий минерал полиминеральных горных пород, составляющий главным образом «цемент», небольшие прослойки, корки, жилки; 3) лед—не породообразующий минерал в виде скоплений на стенках полостей и трещин.

Таяние двух первых разновидностей льда оказывает особенно большое влияние на гидрогеологические и инженерно-геологические условия данного участка.

Не останавливаясь на вопросе о происхождении различных типов и видов подземных льдов, так как ему посвящена большая литература, следует отметить, что первую разновидность образуют главным образом повторножильные и повторносегрегационные подземные льды.

Просадка поверхности на территории распространения многолетнемерзлых пород может возникнуть не только от вытаивания массивов подземного льда (жил, линз и т. п.), но и при оттаивании более мелких прослоев льда и льда-цемента (Качурин, 1961). В этом случае просадки оттаивших пород менее значительны, чем при вытаивании крупных массивов подземного льда, но распространены обычно на большой площади.

Не на всех участках территории с многолетнемерзлыми породами изменение геокриологических условий под влиянием человеческой деятельности одинаково и равнозначно в своих последствиях, которые вызываются одними и теми же причинами. Например, уничтожение таежной растительности во многих районах Центральной Якутии обычно приводит к увеличению глубины летнего протаивания, в результате которого могут возникнуть просадки поверхности, а в Забайкалье вырубка леса нередко способствует усилению промерзания, что может вызывать пучение. В данном случае основной причиной столь различных процессов, вызванных одинаковой причиной (уничтожение раститель-

ности) является различие в этих двух областях воздействия на теплообмен снегового покрова, условия накопления которого зависят от растительного покрова.

Весьма велико влияние литологического состава пород, промерзающих или оттаивающих под влиянием человеческой деятельности на результаты этих процессов. Например, переход в многолетнемерзлое состояние влажных глин может вызвать пучение, образование бугристого рельефа, тогда как промерзание скальных пород никакого изменения в рельефе почти не вызывает. Протаивание слоя мерзлых песков или конгломератов может привести к существенному изменению условий движения подземных вод, а протаивание пласта глины изменит характер фильтрации вод гораздо меньше, так как литологический водоупор сохранится, но в нем могут образоваться трещины.

Мерзлое состояние горных пород обуславливает такие особенности, которые не свойственны породам сходного литологического состава, но немерзлым.

Например, мерзлые льдистые пески и галечники становятся водонепроницаемыми; суглинки с влажностью 20% увеличивают сопротивление резанию с 5—7 кгс/см² в талом состоянии до 50 кгс/см² при замерзании и температуре —1°; илы в талом состоянии, практически не обладающие несущей способностью, в мерзлом состоянии при температуре —2°С выдерживают 2—3 кгс/см²; в мерзлых супесях с влажностью (льдистостью) 12% и выше возможна проходка долговременно существующих выработок без крепления с пролетом до 2—5 м; мерзлые грунты гораздо лучше, чем талые, проводят тепло, сейсмические колебания, радиоволны, но значительно хуже — электрический ток и т.п. При оттаивании мерзлые породы, естественно, лишаются этих свойств.

ТИПИЗАЦИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В СВЯЗИ С ЕЕ ОСВОЕНИЕМ

В пределах нашей страны многолетнемерзлые породы географически сплошного и прерывистого распространения занимают не менее одной трети ее площади. Если же учитывать и островное распространение таких пород, то площадь с мерзлыми породами составит почти половину всей территории СССР — более 10 млн. км².

Эта огромная территория, особенно северная и северо-восточная части ее, по существу только в последние десятилетия начала осваиваться человеком. Поэтому в настоящее время населенные пункты и промышленные предприятия здесь еще чрезвычайно редки, воздействие человеческой (техногенной) деятельности на мерзлотно-гидрогеологические условия проявляется в сравнительно ограниченных масштабах, в редких и изолированных друг от друга очагах. В соответствии с этим имеется еще очень мало материала для детального обоснования региональных закономерностей, возникающих при освоении территории с многолетнемерзлыми породами. Поэтому приводимая ниже схема районирования территории СССР по характеру влияния человеческой деятельности на многолетнемерзлые породы должна рассматриваться лишь как первая попытка такого районирования, весьма приближенная и подлежащая последующему уточнению.

Главнейшими природными условиями, влияющими на образование многолетнемерзлых пород, являются климатические, геологические, геоморфологические и гидрогеологические факторы.

Формирование мерзлой толщи происходит в результате тепло- и влагообмена горных пород с атмосферой и подстилающими горизонтами литосферы («Основы геокриологии», 1959). При освоении местно-

сти природные компоненты тепло- и влагообмена и их соотношения в той или иной степени меняются, что влечет изменение исходных геокриологических условий. Активизируются сложные криогенные явления — пучение, морозное растрескивание, термокарст, выветривание, специфическая сортировка грунта, солифлюкция, наледообразование и т. п. Поскольку геокриологические условия территории СССР освещены в литературе достаточно детально, основные положения, характеризующие эти условия, приведены в настоящей работе в виде обобщающих данных (табл. 40) и на схеме районирования (рис. 77). За

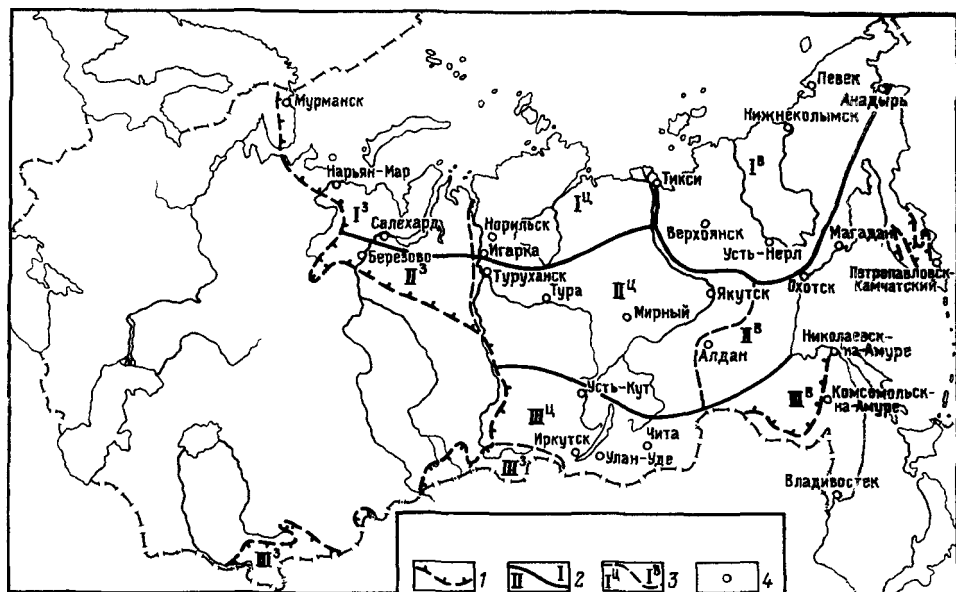


Рис. 77. Схема районирования территории с многолетнемерзлыми породами в пределах СССР с учетом влияния на них человеческой деятельности.

1 — граница территории с многолетнемерзлыми породами; 2 — границы районов и их номер I — Северный, II — Средний, III — Южный; 3 — границы подрайонов и их индекс 3 — Западный, II — Центральный, В — Восточный, 4 — крупные города, расположенные на территории с многолетнемерзлыми породами. Характеристика районов и подрайонов дана в табл. 37

основу выделения районов на этой схеме принят тип преобладающего растительного покрова (тундра, тайга, степь), который обычно в первую очередь нарушается при освоении территории, что приводит к изменению мерзлотных условий. Учитывались также и основные климатические и геокриологические характеристики (в первую очередь — наличие подземного льда). Расположение трех выделенных районов в общем подчиняется широтной зональности. В некоторой степени они соответствуют «зонам» развития форм термокарста (Качурин, 1961).

Подрайоны выделены также весьма схематически, в основном в соответствии с орографическими особенностями и с учетом более специфических климатических характеристик. Для выделенных районов и подрайонов отмечен основной характер влияния человеческой деятельности на их гидрогеологические и геокриологические условия.

Основной характер влияния человеческой (техногенной) деятельности на гидрогеологические и геокриологические условия выделенных районов может быть сформулирован следующим образом.

I. Северный район. Последствия влияния, как правило, проявляются быстро, иногда катастрофически, даже при небольшом нарушении тундрового покрова и обусловленного этим существенного увеличения глубины сезонного протаяния сильно льдистых рыхлых по-

род. Ввиду небольшой освоенности территории в настоящее время влияние ограничено небольшими участками. В перспективе при прогрессирующем освоении образование термокарстовых просадок может быть весьма значительным по площади и по глубине. Уменьшение мощности снежного покрова или уплотнение его повышает возможность глубокого промерзания, возникновения морозобойных трещин, пучения, наледей (особенно в Восточном подрайоне). В горных выработках мерзлое состояние пород преимущественно сохраняется. В днищах карьеров формируются талики. Скопления снега около сооружений (особенно в западном и центральном подрайонах) обуславливает повышение температур пород.

II. Срединный район. Последствия влияния существенны, но развиваются более медленно, чем в I районе. Они охватывают значительные пространства и в основном обусловлены уничтожением растительного покрова, затоплением и горными работами (карьеры, шахты, дренажные полигоны, группы скважин), проявляются в виде термокарстовых просадок, пучения. Около сооружений (дороги, здания) могут образовываться наледи (особенно в Восточном подрайоне). В населенных пунктах возможно увеличение глубин промерзания в связи с уничтожением или уплотнением снежного покрова, а в днищах карьеров — неглубокое промерзание пород.

III. Южный район. Последствия влияния, как правило, менее интенсивны, чем в I и II районах, имеют более локальный характер, менее катастрофичны в региональном плане. В связи с изменением увлажненности пород при интенсивном испарении (особенно в Центральном подрайоне) возможны небольшие просадки при оттаивании и глубокое промерзание, влияющее на режим подземных вод (образование наледей, криогенного напора). Уничтожение лесной растительности при небольшом снеговом покрове способствует очень глубокому промерзанию, вызывает пучение и образование морозобойных трещин.

Естественные геокриологические условия необходимо учитывать строго с самого начала освоения территории. Особую трудность представляет то, что они в результате производственной деятельности человека изменяются до сих пор нередко по непредвиденному пути.

Среди искусственных факторов, влияющих на геокриологические условия, выделяются факторы «прямые» и «косвенные» (Швецов, 1959; Швецов, Запорожцева, 1963; Шаманова, 1963; Геокриологические условия Печорского угольного бассейна, 1964). «Прямые» возникают в результате непосредственного теплообмена между сооружением и грунтами основания их; «косвенные» — в результате изменения природной обстановки (микроклимата, растительности, водного режима поверхности земли).

Вообще воздействие человеческой деятельности на многолетнемерзлые горные породы, изменение их температурного режима, условий залегания и самого существования проходит по двум направлениям: 1) целенаправленному, приводящему к заранее запроектированному изменению свойств этих пород и обусловленному определенными мероприятиями прямого воздействия сооружений; 2) нецеленаправленному («стихийному»), возникающему нередко непредвиденным образом, обычно в результате «косвенных» причин, как вторичный (побочный) процесс человеческой деятельности, вносящий, в большинстве случаев, нежелательные изменения в природную обстановку.

Примером первого направления может служить искусственное оттаивание или замораживание и охлаждение мерзлых пород при различного рода строительстве. Оно освещается в литературе по инженер-

Таблица 40

Схема районирования территории с многолетнемерзлыми породами с учетом влияния на них человеческой деятельности

Район и его номер на схеме	Подрайон и его индекс на схеме	Растительный покров	Климатические условия*				Геокриологические условия					
			высота снегового покрова см	температура воздуха в январе, °С	сумма температур выше 10°, °С	к коэффициент увлажнения**	распространение мерзлых толщ	температура мерзлых толщ, °С	распространение подземного льда	сезонное протаивание в естественных условиях, м	литологический состав верхней стометровой толщи пород	типичные особенности
Северный. I	Западный 3	Тундра, лесотундра	40—60 260—200	—30—10	0—600 0—50	>1	Географически сплошное, талики ограничены — развиты под водоемами и водотоками. В западной части подрайона I ³ (европейская часть СССР) галики обильны, образуют крупные массивы	—5—0 500—20 и менее	Массовое накопление льда различного происхождения в рыхлых породах с близким к дневной поверхности залеганием льдонасыщенных пород	0,3—0,5 1,7—2	Рыхлые, полускальные	Широкое развитие термокарстовых западин, озер, полигональности поверхности
	Центральный. Ц	Тундра	40—60 260—240	—30—40	0—400 0—30	>1		—10—5 600—300		0,2—0,5 1—1,5	Рыхлые, полускальные, скальные	Чрезвычайно широкое развитие термокарстовых форм, бугров пучения, полигональности поверхности
	Восточный. В	Тундра, горная тундра, лесотундра	30—70 260—220	—30—40	0—1000 10—80	>1 и 1—0,5		—10—5 (400)—100 и менее		0,2—0,5 1—2	Рыхлые, скальные	Широкое развитие наледей, каменных россыпей, солифлюкции
Средний. II	Западный 3	Тайга	80—60 240—200	—30—25	400—1200 50—80	>1	На севере района географически сплошное, к югу — прерывистое, с преобладанием мерзлых пород, особенно в горах. Талики главным образом под водоемами и водотоками	—5—1 300—20	Широкое распространение в рыхлых равнинных отложениях льда, главным образом трещинно-жильного происхождения	0,5—0,6 2	Рыхлые	Развитие термокарстовых озер, бугров пучения
	Центральный. Ц	Тайга степь	90—40 240—200	—40—30	400—1400 30—80	>1 и 1—0,5		—5—1 500—200 (900)		0,5—1 2—2,5	Рыхлые, полускальные	Широкое развитие термокарстовых западин, бугров пучения
	Восточный. В	Тайга	40—60 220—200	—10—20	400—1200 30—90	>1		—5—1 200—100		0,6—1 2—2,5	Скальные, рыхлые	Развитие каменных россыпей
Южный. III	Западный. 3	Горная тундра, луга, тайга	60—100 290—200	—30—20	400—800 30—80	>1 и 1—0,5	Массивы высоких горных вершин сплошь мерзлые. На низких уровнях — островное	—3—0 20—(300)	Преобладает лед — цемент, массивы льда — в ядрах гидролакколитов в III ³ встречаются повторножильные льды	0,3—1 3—5	Скальные, полускальные, рыхлые	Широкое развитие каменных россыпей, бугров пучения, западин, полигональности участков
	Центральный. Ц	Степь, тайга	60—20 260—140	—30—20	400—1600 30—120	1—0,3	Значительно прерывистое, многолетнемерзлые породы в виде „островов“	—1—0 100 (200)—20 и менее		0,5—1 2,5—3,5	Рыхлые, полускальные, скальные	Развитие бугров пучения, термокарстовых озер
	Восточный. В	Тайга	70—30 220—160	—30—20	800—1600 60—120	>1		—1—0 100—20 и менее		0,6—0,8 2—3	Полускальные, рыхлые	Развитие каменных россыпей

* В характеристиках, определенных двумя величинами (от — до), на первом месте стоит цифра, относящаяся к северной части подрайона, на втором — к южной, геокриологическая характеристика горных ландшафтов дана в скобках.

** Отношение количества осадков за год к испаряемости: более 1 — зона влажная; 1—0,5 — зона слабозасушливая; 1—0,3 — зона слабозасушливая и засушливая.

ной геокриологии («Основы геокриологии», ч. II, 1959, и др.) и поэтому в данной работе не рассматривается.

Анализу второго направления посвящена данная глава.

На естественные процессы теплообмена земной поверхности накладываются факторы, обусловленные деятельностью человека, которые могут не только изменить абсолютную величину процесса, но и его направление.

Искусственные факторы, влияющие на направление и величину теплообмена в системе атмосфера — почва — литосфера с известной долей условности могут быть разделены на две группы: а) факторы, обуславливающие изменение тепло- и влагообмена в первую очередь на поверхности земли и затем уже в толще пород; б) факторы, обуславливающие изменение тепло- и влагообмена непосредственно в толще горных пород. Обе группы факторов тесно взаимосвязаны, однако для выяснения и рассмотрения первопричины изменения теплообмена в горных породах предлагаемое выделение двух групп представляется целесообразным.

К первой группе относятся: изменение или уничтожение растительного покрова, загрязнение дневной поверхности, изменение плотности или уничтожение снегового покрова, осушение и орошение, создание водохранилищ, планировка поверхности для осушения грунтов, запыление атмосферы и т. п.

Ко второй группе относятся: проходка различных горных выработок, буровых скважин, подземная прокладка трубопроводов (канализационных, водопроводных, нефтегазопроводных), откачка подземных вод и закачка поверхностных вод в глубь земли. Ко второй группе относится также возведение различного рода наземных сооружений, так как последние влияют на изменение как поверхностного, так и глубинного теплообмена.

Воздействие факторов первой группы, в общем наиболее распространенных, приводит обычно к возникновению специфических гидрогеологических и инженерно-геологических условий на обширных территориях, тогда как факторы второй группы вызывают более локальные изменения.

Поскольку в подавляющем большинстве воздействие человеческой деятельности на многолетнемерзлые породы проявляется особенно наглядно в протаивании их, следует остановиться на следующем.

Оттаивание мерзлых горных пород в результате освоения территорий приводит к наиболее значительным изменениям их гидрогеологических и инженерно-геологических свойств в том случае, если оттаивают льдистые рыхлые породы — галечники, пески, супеси, суглинки, илы и глины.

При этом важным обстоятельством, способствующим расширению ореола протаивания таких пород при местном искусственном нарушении сплошности поверхностного слоя (мох, дернина, почва), является криогенная текстура нижележащих глинистых пород. Если подобные породы в условиях, где они не промерзают, служат надежным водоупором для грунтовых вод, то в рассматриваемой зоне образование криогенной текстуры глинистых пород (прослой, жилки, линзочки льда) приводит к тому, что иногда при оттаивании слои глины приобретают сквозность (на месте вытаявшего льда), в результате чего становятся в какой-то мере водопроницаемыми. Фильтрация поверхностных и грунтовых вод по таким породам способствует обогреванию расширяющегося талика, образовавшегося вначале, например, на месте нарушения растительного покрова.

Однако и прочные так называемые скальные породы в ряде случаев изменяют свои свойства при оттаивании. Это обстоятельство, к сожалению, нередко не учитывается, так как бытует упрощенное мнение, что изменение температуры (с переходом через 0°) скальных и полускальных пород не влечет изменения их свойств. Между тем доказано, что трещины в пределах всей мерзлой толщи пород обычно заполнены льдом. Очень часто верхняя зона скальных пород, мощность которой чрезвычайно изменчива и колеблется от метра до нескольких десятков метров, имеет особенно густую сеть трещин (Бродская и др., 1960).

Нередко эти трещины настолько тонки, что по внешнему виду мерзлая порода представляется монолитной, неразрушенной. Однако при оттаивании этот «монолит гранита» без приложения нагрузки рассыпается на мелкие отдельные — дресву. По более крупным трещинам, содержащим лед, при переходе его в талое состояние возможно смещение и просадка горных пород даже под действием их собственного веса. Компрессионные свойства подобных горных массивов при оттаивании изменяются в широких пределах в зависимости от их криогенного строения и льдистости. Неучет этого процесса приводит к деформациям сооружений и горных выработок, а само оттаивание обуславливает изменение гидрогеологических и инженерно-геологических особенностей в массиве скальных и полускальных пород.

Подобное явление отмечалось для различных районов области распространения многолетнемерзлых пород — для окрестностей городов Воркуты, Мирного, Норильска и др. Оно наблюдалось в известняках, доломитах, сланцах, гранитах, габбро, диоритах и т. п.

Следует особо подчеркнуть, что в большинстве случаев изменения геокриологических условий в результате хозяйственной деятельности человека являются изменениями необратимыми. В редких случаях восстановление нарушенных условий возможно, но это сопряжено со значительными затратами времени и применением специальной дорогостоящей техники (холодильные машины, буровые станки и т. п.).

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Изменение или уничтожение растительного покрова. Известно, что растительный покров существенно воздействует на уровень теплообмена и на характер температурного и влажностного режимов грунтов (Кудрязцев, 1954). Изменения в его составе и состоянии приводят к изменению количества солнечной энергии, поглощенной и отраженной. Оно влияет также на распределение, мощность и скорость таяния снежного покрова и на влагооборот между почвой и атмосферой.

Вовсе взаимодействие растительности и многолетнемерзлых пород разнообразно. Степень и многообразие воздействия растительности в общем изменяется с севера на юг.

В северной части тундры растительный покров главным образом препятствует поверхностному размыву, и уничтожение его ускоряет вытаивание льда. В южной части тундры уничтожение растительности приводит к увеличению протаивания и усилению вытаивания и размыва подземного льда, а также образованию термокарстовых просадок. В лесотундре влияние растительности еще сильнее, особенно при наличии лесных торфяников. Здесь уничтожение растительности приводит к интенсивному термокарсту. Однако в некоторых случаях в выщепечисленных зонах уничтожение растительности ведет к понижению температуры многолетнемерзлых пород в связи с уменьшением скопления снега, задерживавшегося растительностью. В тайге сведение леса имеет самое разнообразное влияние.

Весьма существенное изменение геокриологических условий происходит в результате лесных пожаров, которые в большинстве случаев являются результатом человеческой деятельности. В этом отношении многое выяснено исследованиями В. Ф. Тумеля (1939) в тайге бассейна р. Зеи. В результате пожаров и палов резко изменяется увлажненность приповерхностного слоя пород и тепловое взаимодействие между породой и атмосферой. Температурный режим грунтов после лесных пожаров изменяется не столько в результате непосредственного прогревания грунтов за счет теплоты горения, сколько в результате изменения влаго- и теплообмена через дневную поверхность, приобретающую после пожара ряд совершенно иных показателей, влияющих на влаго- и теплообмен (рыхлая структура, темный цвет). Прогревание и обсыхание грунтов после пожаров систематически изменяет охлаждение их, верхняя поверхность мерзлых грунтов понижается на величину до нескольких метров. Если здесь залегают подземные льды, то протаивание их приводит к просадкам, термокарсту, образованию озер. Действие таежного покрова сказывается на весьма значительных пространствах. По северу Западной Сибири имеются данные, свидетельствующие о том, что уничтожение торфянистых слоев и растительного покрова увеличивает в 2—3 раза глубину протаивания. То же отмечается И. Брауном (Brown, 1970) и на Аляске.

Не менее существенные изменения в режиме мерзлых пород происходят при раскорчевке тайги и распашке целины. Взрыхление почвы способствует лучшему влагообмену с атмосферой, грунт больше прогревается летом (протаивание увеличивается в 2 раза и более) и сильнее охлаждается зимой, т. е. увеличивается среднегодовая амплитуда колебания температуры (табл. 41).

Таблица 41

Повышение среднемесячной температуры почвы
после распашки по сравнению с естественными
условиями (по П. И. Колоскову)

Почва	Растительный покров до распашки	Повышение температуры в июле на глубину 10 см, °С
Полуболотная	Лесной	14
То же	Гравийной	9
Слабодеревная	То же	3

Уничтожение естественного растительного покрова при распашке существенно влияет также на характер снегового покрова: во многих случаях снег сдувается за счет свободного переветывания и становится более плотным.

Влияние снежного покрова, как будет показано ниже, разнообразно. При малом снежном покрове на Дальнем Востоке, например, вырубка леса и последующая распашка приводят, как правило, к охлаждению почвы, а мощный снеговой покров (более 20 см) способствует утеплению ее.

Соответственно с изменением температуры верхних слоев почвы изменяется и величина сезонного протаивания. Обычно под распашками оттаивание происходит на большую глубину, чем в естественных условиях. Так, например, в Центральной Якутии глубина протаивания супесчано-суглинистых грунтов на плоских горизонтальных поверхностях (по данным А. И. Ефимова) будет следующей:

Растительность	Глубина протаива- ния м
Густой лес	1,1—1,6
Редколесье, заболоченность	0,5—0,7
Пашня	2,1—2,8

Еще большее увеличение глубины протаивания следует ожидать при орошении пашни, так как действует такой мощный фактор, как привнос тепла в глубь земли инфильтрующейся водой.

Естественно, что при таком значительном увеличении слоя протаивания на участках с наличием подземных льдов начинается таяние последних и возникают термокарстовые просадки. По Центральной Якутии зафиксировано много таких случаев, когда, по выражению местных жителей, «пашня ломается».

Замечено, что в Центральной Якутии пашни, создаваемые путем раскорчевки леса, дают в первые годы высокие урожаи, затем они постепенно деформируются и становятся непригодными для обработки. Значительные термокарстовые просадки в течение нескольких лет могут полностью вывести пашню из строя. Однако, если в самой начальной стадии и впоследствии каждый год засыпать просадки землей, что при современной механизации сельского хозяйства вполне реально, то можно значительно увеличить срок существования пашни или даже совершенно прекратить просадки. Конечно эти мероприятия возможны лишь при небольшой насыщенности породы массивами льда, при небольшой их мощности (доли метра) и при залегании лишь в самой нижней части вновь образовавшегося слоя протаивания.

Все это обуславливает необходимость проведения тщательного геокриологического изучения (разведки) участков леса, предназначенных для освоения.

Уборка или уплотнение снежного покрова. Снежный покров, как и растительный, оказывает весьма существенное влияние на геокриологические условия территории и в первую очередь на температуру пород. Нарушение снежного покрова, связанное с человеческой деятельностью, вызывает соответственно изменения в геокриологической обстановке.

Следует иметь в виду, что зимой с момента установления снежного покрова (более 15—20 см) он предохраняет почву от охлаждения, весной же снежный покров, особенно при большой мощности, задерживает поступление солнечного тепла в почву.

Б. Н. Достовалов и В. А. Кудрявцев (1967) отмечают, что в области сезонного промерзания пород снятие снежного покрова (или значительное уплотнение его) влечет за собой существенное увеличение глубины промерзания (в 3—5 раз). В то же время оно обычно приводит там лишь к незначительным изменениям глубины протаивания, хотя амплитуда колебания температуры пород может заметно увеличиться.

Известно, что искусственное снегозадержание используется в целях уменьшения зимнего промерзания и способствует увеличению глубины сезонного протаивания, а удаление его приводит к выхолаживанию пород.

Следует отметить, что загрязнение снега, которое обычно происходит в населенных пунктах и в их окрестностях, приводит к интенсивному таянию его, более раннему сходу (даже при большой мощности) и, следовательно, способствует обогреванию почвы ранней весной.

На территориях со значительными зимними осадками и с устойчивым ветровым снегопереносом, что особенно характерно для северо-

западных и северо-восточных районов страны, всякого рода поверхностные сооружения приводят к существенному перераспределению снега: образованию выдувов с наветренной и наддувов (сугробов) с подветренной стороны зданий. Это способствует тому, что мерзлотные характеристики (глубина промерзания и протаивания, температура грунта) не только около противоположных сторон здания становятся резко различными, но изменяются и по всей территории застройки, на которой до строительства условия были однородными. Это обстоятельство нередко обуславливает неравномерную осадку сооружений и, как следствие, деформацию их.

Такое положение отмечено для Воркуты, Норильска, Игарки и ряда поселков.

Изменение влажности грунтов на поверхности земли также может привести к существенному изменению температурных условий. Освоение территории обычно сопровождается тем, что дневная поверхность подсыхает, на ней ликвидируется заболоченность, уничтожается моховой покров.

Известно насколько велико охлаждение почво-грунтов вследствие испарения влаги с поверхности земли и при транспирации растениями. Преобладающее количество солнечной энергии затрачивается именно на испарение почвенно-растительной влаги и лишь небольшая доля поглощенной радиации аккумулируется почвой в течение теплого сезона. На обживаемых участках в результате уменьшения затрат тепла на испарение, большее количество его идет на обогрев грунтов, что может сопровождаться увеличением глубины протаивания. Например, в районе ст. Сковородино осушение заболоченной кочковатой марш распространенной на переувлажненных пылевато-глинистых отложениях, привело к увеличению сезонного протаивания с 1,2 до 2,5 м. Восточнее, в Бурейнской впадине только уменьшение тепловых потерь на испарение в связи с осушением территории, удалением мохового покрова, насыщенного водой, и организации стока атмосферных осадков привело к полному протаиванию многолетнемерзлых пород мощностью до 100 м.

Однако в результате осушения местности при освоении может не произойти существенного изменения глубины протаивания, а лишь понижение температуры многолетнемерзлых пород. В этом отношении характерны данные, приводимые В. И. Смирновым (1968) для района пос. Мирный (табл. 42). Здесь обжитый участок застроен зданиями за 3—5 лет до начала измерения температур, а ненарушенный участок по всем географо-геологическим условиям был аналогичен поселковому участку.

Таблица 42

Температурный режим грунтов в пос. Мирный
(по В. И. Смирнову, 1968)

Местоположение наблюдательных скважин	Среднегодовая температура грунта (°C) на различных глубинах, м				
	1	5	9	11	
Обжитой участок	—3,0	—2,4	—2,0	—1,6	—1,4
	—3,9	—3,7	—3,2	—2,1	—1,8
Ненарушенный участок	—1,6	—0,9	—0,7	—0,8	—0,8
	—2,0	—1,0	—0,8	—0,9	—1,0

Затопление поверхности даже небольшим слоем воды (10—20 см) еще более ускоряет оттаивание пород, так как этот слой пропускает коротковолновую радиацию и малопроницаем для длинноволнового излучения. Под более значительными непромерзающими водохранилищами, на дне которых вода постоянно имеет температуру выше нуля, происходит глубокое, вплоть до полного, протаивания многолетнемерзлых пород, что приводит, естественно к весьма существенным изменениям гидрогеологических условий не только под водоемом, но и на прилегающей территории.

К сожалению, пока нет наблюдений за изменением температуры пород под крупными водохранилищами, созданными в области распространения многолетнемерзлых пород.

На территории широкого распространения термокарстовых озер (Центральная Якутия, Приморская низменность северо-востока) практикуется искусственный спуск воды из них с целью использования осушенных плоских днищ их под сельскохозяйственные угодья. Эти участки (аласы) обычно обладают плодородными почвами, хорошо увлажняются и подстилаются водоносными подозерными таликами. Однако через несколько лет (5—10 лет для Центральной Якутии) водообеспеченность и плодородие аласных участков резко ухудшается в связи с глубоким промерзанием, новообразованием многолетнемерзлых пород и постепенным засолением почв этих бессточных котловин.

Запыленность территории. Ниже будет рассмотрен вопрос о влиянии застройки на геокриологические условия непосредственно на территории самих поселков. Здесь же следует сказать о своеобразном влиянии поселений на региональные геокриологические условия. П. Ф. Швецов (1963) отмечает, что в районе Воркуты и окружающих шахт ветер разносит на многие километры вокруг городскую пыль, копоть и, главное, пыль с отвалов пород, добытых в шахтах. В зимнее время эта пыль сильно загрязняет снеговой покров, в результате чего он оттаивает раньше, чем на незагрязненных участках, на 15—25 дней. В связи с этим здесь за теплый сезон успевает оттаять более мощный слой грунтов, который, к тому же становится обычно более влажным. Загрязнение пылью обнаженных горных пород придает им темные оттенки, что изменяет величину отражения солнечных лучей и приводит к увеличению поглощения их, т. е. к нагреванию пород и увеличению слоя протаивания. Подобные условия характерны в той или иной степени и для других поселений, отличающихся запылением атмосферы.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕНА В ТОЛЩЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Влияние горных выработок. Шурфы, шахты, штольни, как разведочные, так и эксплуатационные, сильно изменяют условия развития процессов тепло- и влагообмена в самой толще мерзлых пород. При их проходке создаются условия для интенсивной воздушной, а в заполненных водой выработках и водной конвекции под действием откачки и геотермического градиента. В осушенных вентилируемых выработках развиваются процессы испарения и возгонки, конденсации и сублимации воды и льда. В них существуют также прямые производственные тепловыделения от механизмов и приспособлений.

Эти процессы обуславливают криогенные преобразования пород: миграцию влаги к фронту промерзания, избыточное льдовыделение, которое приводит к пучению пород, протаивание, вызывающее освобождение значительных количеств воды, и термокарстовые просадки пород. Криогенное выветривание и перемещение пород, наблюдаемые в выработках, также идут с поглощением или выделением энергии.

Линии разведочных шурфов, заложенные зимой поперек долины реки, могут привести к полному перемерзанию аллювиального водоносного горизонта, в результате чего вверх по потоку от этого искусственного подземного барража возможно образование чаледей. Летом незасыпанные шурфы служат местом проникновения в аллювий поверхностных вод и протаивания его, а в том случае, если шурфы вскрывают массивы подземного льда или сильно льдистые грунты, около них развивается термокарст.

Воздействие шахт и подземных рудников на природные условия тепло- и влагообмена в горных массивах для области многолетне-

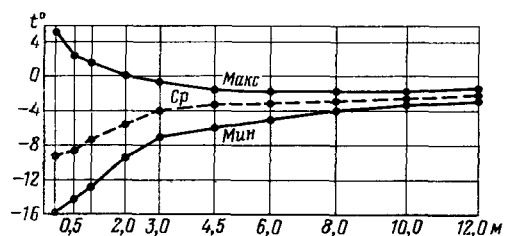


Рис. 78. Изменение пределов сезонных колебаний и средней годовой температуры пород в направлении от стенки выработки вглубь массива. Шахта «Центральная» Сангарского месторождения, 1160 м от устья штольни (Дядькин и др., 1968)

мерзлых пород исследованы довольно подробно (Бакакин, 1958; Дядькин и др., 1968).

В мерзлых массивах изменения вокруг выработок обусловлены в большой степени температурным режимом воздуха вентиляционной струи. Температура и влажность этого воздуха формируются в результате взаимодействия комплекса природных и техногенных факторов. Наибольшее значение среди последних при-

надлежит наличию калориферной установки, длине и исправности вентиляционного пути, скорости и мощности воздушного потока, интенсивности тепловыделений от механической работы и электрических потерь, а также срока службы выработок и пр.

При вентиляции без подогрева воздуха зимой мерзлые породы вокруг выработок, как правило, охлаждаются наиболее сильно в начале вентиляционного пути, максимум на 8—10 м от стенки выработки (Зильберборд, 1963), а талые — промерзают на значительном протяжении.

Сезонные колебания температуры прослеживаются от стенок выработок до 6—20 м (рис. 78). С удалением от начала вентиляционного пути все геокриологические изменения в выработках уменьшаются (Новиков, 1960; Дядькин и др., 1968).

Техногенные факторы сказываются в горных выработках на таких природных условиях, как сезонные колебания температуры и влажности воздуха, естественная температура горного массива, теплофизические свойства и влажность (льдистость) пород, распространение крупных залежей льда. Изменения температурного режима горных пород, если подземные выработки выходят за пределы толщи мерзлых отложений, происходят главным образом благодаря нарушению исходных гидрогеологических условий. Влияние вентиляционной воздушной струи оценивается в этом случае уже как сравнительно слабое, имеющее весьма ограниченное местное значение.

Большие изменения гидрогеологических условий вызываются шахтно-рудничным водоотливом, который достигает на некоторых предприятиях значительных размеров.

Примером может служить крупное Воркутинское месторождение угля. Оно находится недалеко от южной границы отсылаемой области. Мерзлые массивы пород занимают 70—80% его площади. Мощность мерзлой толщи достигает 130 м. Температура в основании слоя ее сезонных колебаний изменяется по площади от -2° и выше. (Гео-

криологические условия Печорского угольного бассейна, 1964). Густая сеть горных выработок месторождения располагается в основном глубже мерзлой толщи в форме подковообразной дрены длиной свыше 45 км. Водоприток на 1 км ее длины равен в среднем 60 м³/час. Водопритоки в отдельные шахты составляют от 50 м³/час на водораздельных площадках до 500 м³/час и более под долиной р. Воркуты.

Сходные размеры водоотлива встречаются на многих рудниках и шахтах других районов описываемой области, например, Северо-Востока СССР (Калабин, 1960).

Усиленный водообмен, происходящий в пределах горных выработок с мощным водоотливом подмерзлотных вод, сопровождается увеличением переноса тепла конвекцией. Это нередко приводит к тому, что нижние горизонты многолетнемерзлых толщ, соприкасающиеся с водоносными породами, оттаивают. В то же время, при образовании больших, длительно существующих депрессионных воронок, осушенные породы могут промерзнуть значительно глубже, чем породы водонасыщенные. Таким образом, горные выработки могут существенно изменить гидрогеологические и геофизические условия на большой территории.

Значительные гидрогеологические изменения наблюдаются в зонах сдвижения пород при ликвидации выработанного пространства путем посадки кровли. Возникает сеть трещин и прогибов, что приводит к просачиванию воды даже через мерзлую толщу, особенно в летнее время. Это неизбежно влечет протаивание части толщи и обводнение рудников.

На рудниках в северных районах с большой мощностью мерзлых толщ многие подобные трещины через 2—3 года перемерзают (например, в Норильске). Водоносными остаются лишь те, которые характеризуются повышенными расходами воды.

По зонам сдвижения, выходящим на дневную поверхность, кроме проникновения воды в выработки нередко происходит интенсивный подсос или утечка вентиляционного воздуха. Для эксплуатации такие зоны нежелательны. Они нарушают вентиляцию рудников, что отражается и на температурном режиме воздуха и горных пород. Такое влияние подсоса воздуха через зоны обрушения проявляется иногда и в выработках ниже толщи мерзлых пород. Породы в стенках трещин, по которым происходит зимой подсос морозного воздуха, промерзают.

Известны случаи образования мерзлых пород в заброшенных шахтах и штольнях, происходящих в результате охлаждения их нерегулируемым движением воздуха и застыванием в выработках холодного воздуха. Это наблюдалось даже для районов вне области распространения многолетнемерзлых пород (заброшенные выработки на Кольском полуострове, на Урале).

Изменения условий, создаваемые другими подземными сооружениями (например, складами), имеют много общего с горнодобывающими подземными выработками. Однако наличие гидроизоляции в таких сооружениях обуславливает то, что режим подземных вод вокруг них обычно не нарушается. Это отражается и на степени изменения геокриологических условий.

Карьеры оказывают не менее сложное влияние на изменение естественных условий тепло- и влагообмена в горных массивах, чем подземные выработки (Бобов, 1968, 1969). Условия тепло- и влагообмена при открытых работах нередко меняются самым кардинальным образом. В карьерах создаются условия тепловлагообмена, во многом сходные с таковыми в естественных условиях в отрицательных формах рельефа.

По мере увеличения площади и глубины карьера в него стекает все большее количество поверхностных вод. Зимой в нем накапливается снег, а на подветренных бортах образуются мощные, долго не стаивающие снежники.

Зимой снег препятствует охлаждению пород в карьере, а летом снежники препятствуют отоплению перекрываемых ими участков. Талые же воды их способствуют протаиванию пород. Особенно сильно и длительно это проявляется на участках, расположенных на борту ниже снежника.

Откачка воды из карьеров, разрабатываемых в мерзлой толще, обычно осуществляется только в теплые периоды года. В районе Норильска, например, из больших карьеров откачка ведется с мая по ок-

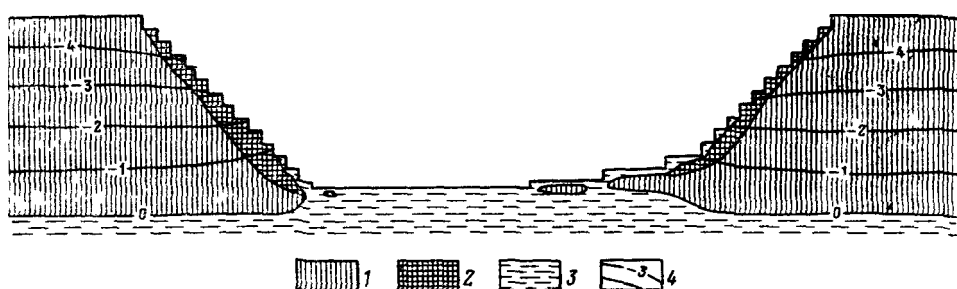


Рис. 79. Схематический инженерно-геокриологический профиль карьера «Угольный ручей» близ г. Норильска.

1 — первичномерзлая толща пород (ненарушенная); 2 — вторичномерзлая толща пород (оттаявшая и при дальнейшей разработке карьера вновь замерзшая), 3 — талые породы, 4 — геозотермы °C

тябрь в объеме, превышающем годовой сток поверхностной воды, который существовал до сооружения карьера.

Некоторая незначительная доля воды поступает в карьер вероятно за счет конденсации влаги из воздуха в россыпях и развалах на бортах.

Откачка обеспечивает интенсивное движение воды летом по трещинам в породах карьеров, что способствует протаиванию пород и приводит к смещению их по откосам.

Многолетние геокриологические наблюдения в Норильске показали, что особенно интенсивное протаивание происходит в рудных карьерах (рис. 79), где крепкие породы расчленены открытыми трещинами, по которым начинает происходить усиленная фильтрация (Бобов, 1970). В угольных карьерах протаивание идет менее интенсивно, поскольку они разрабатываются в полускальных, глинистых породах. Трещины таких пород при протаивании замыкаются и фильтрация сильно замедляется.

Отепление и протаивание пород в днище с увеличением размеров карьеров возрастают. По мере углубления карьера и перехода уступов его в разряд все более высоких они охлаждаются и вновь промерзают. Самые высокие уступы карьеров нередко характеризуются даже более низкими температурами, чем те, которые имели породы до строительства карьера.

Из инженерно-геологических явлений при оттаивании на откосах отмечаются течения тонкодисперсных пород, оползни и размыв откосов. Протаивание скальных и полускальных пород сопровождается осыпями и обвалами. Серьезные осложнения при промерзании вызывают образование наледей, бугров пучения и растрескивание пород. Интенсивность проявления этих процессов обусловлена влажностью

оттаивающих и промерзающих дисперсных пород (Бакакин, 1958; Жигарев, 1968; Потрашков и др., 1966).

Особенно большие разрушения откосов при протаивании наблюдаются на участках уступов, содержащих крупные залежи льда. На угольном месторождении «Кайеркан», близ г. Норильска, например, вытаивание пластовой залежи льда толщиной 8 м за один теплый период привело к отступанию бровки верхнего откоса почти на 20 м. Разрушение и выполаживание откосов в мерзлых породах происходит стадийно. Наибольшая интенсивность их выражается в первый теплый сезон после подработки откоса, когда на нем еще нет слоя сезонноталых пород, и мерзлая толща подвергается протаиванию при непосредственном сезонном нагревании. Дальнейшее разрушение каждый год уменьшается. В это время формируется слой сезонного протаивания. Практически откос можно считать устойчивым обычно на третий год. В том случае, если мерзлая толща окажется полностью пройденной и произойдет обильный выход подземных вод, обычно наблюдается отепление пород даже зимой. Интенсивность теплопоступления в таком случае увеличивается при замерзании воды с образованием наледей за счет скрытой теплоты льдообразования. Летом же, наоборот, таяние наледи расходует такое же количество тепла. Суммарное влияние обильных выходов подземных вод глубоких горизонтов в карьер, как правило, обеспечивает повышение температуры пород и их оттаивание в днище карьера. Это, естественно, может привести к существенному изменению гидрогеологических условий, например, появлению новых мест разгрузки водоносного горизонта.

Полное нарушение геокриологических и инженерно-геологических условий пойменных отложений происходит при дражных разработках продуктивных слоев аллювия (золотоносных, алмазонасных и т. п.). При этом способе все рыхлые породы (до «скалы») извлекаются и промываются, поэтому, естественно, все геологические, геокриологические и гидрогеологические характеристики здесь полностью нарушаются. Отвалы переработанных пород вновь постепенно промерзают, но инженерно-геологические и гидрогеологические свойства их совершенно отличны от свойств пород в естественном залегании. Неровная поверхность отвалов, обогащение их крупными фракциями и галечниками создают благоприятные условия для образования массива мерзлых пород пронизанного «окнами» таликов. Эти образования занимают протяженные участки по многим долинам Якутии, Забайкалья и Северо-Востока СССР.

Скважины изменяют условия тепло- и влагообмена в толще горных пород уже в период проходки, особенно, если последняя осуществляется с промывкой горячей водой. В дальнейшем эти изменения происходят главным образом вследствие того, что по скважинам идет водообмен между вскрытыми водоносными горизонтами. Порядку скважин происходит самоизлив воды, выход нефти и газа, производится откачка, т. е. изменяются естественные условия, нарушается режим, нивелируются различия между самостоятельными горизонтами, имевшими различные гидравлические характеристики. Движение жидкости и газа по скважинам в большинстве случаев приводит к утеплению окружающих мерзлых пород. Осушение водоносного пласта, ограниченного снизу или сверху многолетнемерзлыми породами, обычно приводит к промерзанию его.

Размеры талика вокруг скважины или его длительность промерзания определяются технологическими причинами и природными условиями. К последним относятся главным образом мощность, температура, льдистость и влажность (i , w) толщи мерзлых пород. Длитель-

ность промерзания талика (τ) различного радиуса приближенно можно оценить с помощью номограмм (рис 80), построенных для двух разновидностей мерзлых пород (Цветкова, 1969) с учетом их теплопроводности (a) и температуропроводности (λ). По этим же номограммам можно определить примерный радиус образующегося талика.

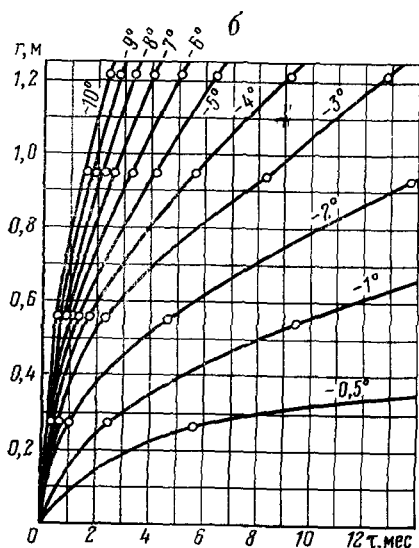
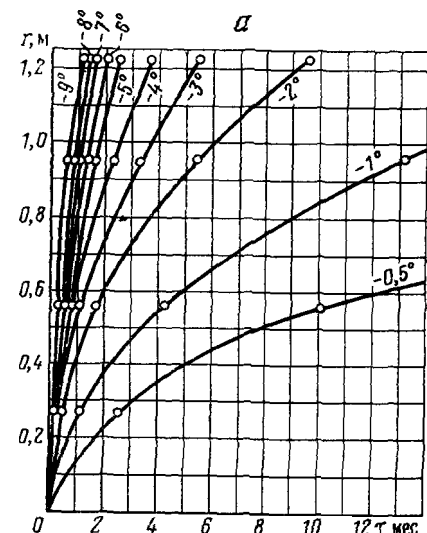


Рис. 80. Продолжительность промерзания (τ , месяцы) затрубных таликов различного радиуса (r , метры), в зависимости от состава и температуры ($^\circ\text{C}$, градусы) пород. *а* — влажность пород $W=200$ кг/м³, теплопроводность $\lambda_m=2,2$ ккал/м·час·град, температуропроводность $a=0,003$ м²/час, *б* — влажность пород $W=600$ кг/м³, теплопроводность $\lambda_m=1,8$ ккал/м·час·град, температуропроводность $a=0,002$ м²/час

При бурении наконечник бурового снаряда сильно разогревается. Под режущими частями инструмента породы протаивают. Вокруг скважины породы разогреваются и нередко также протаивают. Большое значение имеют физико-механические свойства пород, а также продолжительность и способ бурения с промывкой или с продувкой сжатым воздухом, со взятием керна или без него, резанием или ударом. Восстановление естественной температуры пород вокруг скважин в некоторых случаях длится годы, однако исходной температуры близ скважины они могут и не достичь. Вообще говоря тепловое влияние бурения может быть весьма различно. В некоторых случаях влияние бурения оказывается небольшим, в радиусе нескольких метров. Однако известны случаи существенного нарушения условий на больших участках с частой сетью буровых скважин, талики вокруг которых сливаются.

Такое положение возможно главным образом в южных частях области многолетнемерзлых пород и в том случае, если последние сильно трещиноваты, но малолдысты.

Бурение скважин с продувкой воздухом сопровождается расширением сжатого воздуха у забоя и адиабатическим охлаждением, что приводит к некоторому понижению температуры пород в скважине.

Значительное тепловое воздействие производит вода, затекающая в скважину сверху, с поверхности, из слоя сезонного протаивания и из постоянно существующего талика или снизу из напорного подмерзлотного горизонта. Если вокруг скважины образуется талик, то проникновение воды может происходить за обсадными трубами. Даже правильная ликвидация

скважины в соответствии с требованиями охраны недр может не обеспечить восстановления прежнего теплового состояния однажды разбуренного мерзлого массива.

Буровые скважины, прошедшие многолетнемерзлые породы, могут вносить некоторые изменения в температурные условия разбуренного массива также вследствие возникающего в ряде случаев интенсивного движения воздуха в стволах скважин. Такое движение описано для района Чулымского артезианского бассейна Г. Н. Филосовым (1963). Оно возникает из-за изменения атмосферного давления и сказывается на давлении воздуха в безводных трещиноватых породах, залегающих ниже мерзлой толщи. В зависимости от сезонных изменений метеорологических и гидрогеологических условий такое движение воздуха может быть направлено в стволе скважины как снизу вверх, так и сверху вниз. Оно обычно увеличивает глубину проникновения сезонных колебаний температуры на небольших участках около скважин. Наиболее сильное движение воздуха в стволах скважин наблюдается на склонах, где невелика мощность четвертичных отложений, а также в зонах тектонических нарушений. Все это приводит к тому, что водоносные горизонты, разобщенные мерзлыми породами, после вскрытия их скважинами, могут приобрести новые пути взаимосвязи, питания и разгрузки.

В районах строительства буровых вышек и сопровождающих их зданий, дорог и трубопроводов на уникальных месторождениях нефти и газа севера Западной Сибири возникают особые геокриологические условия. Несмотря на то, что площадь, затронутая разведочными работами, пока весьма незначительна, по сравнению с общей площадью севера Западной Сибири, все же искусственное нарушение геокриологических условий может явиться началом изменений, имеющих региональный характер.

Помимо тех нарушений естественных условий, о которых было сказано выше (нарушение растительного покрова и пр.), здесь существенное нарушение вносит бурение эксплуатационных скважин. Поскольку бурение проводится большим диаметром (начальный диаметр скважин 51—89 см) с применением значительного объема воды (глинистого раствора), мерзлые породы вокруг стволов оттаивают. В результате этого в грунте, особенно в верхней части разреза (наиболее льдистой), иногда образуются большие каверны (до 5—10 мм в диаметре), порода обрушивается, поверхность земли вокруг ствола скважины оседает нередко на 1—2 м, вследствие нарушения изоляции нижезалегающие напорные подземные воды (в ряде случаев — подмерзлотные) выходят на поверхность по затрубному пространству и приводят к увеличению талика вокруг буровой скважины. Все это способствует образованию термокарста.

В. И. Белов (1966) описывает случай, при котором вслед за выходом на поверхность вне буровых труб напорных вод началось неуправляемое фонтанирование газа, приведшее к пожару. В результате этого на месте буровой скважины образовался обширный кратер, в оттаявшие, разжиженные породы дна которого попружились буровое оборудование и окружающие строения.

До настоящего времени накоплено еще очень мало данных об особенностях нарушения геокриологических условий вокруг эксплуатационных скважин на нефть и газ. Эти нарушения, вероятно, будут значительными, учитывая, что поднимающиеся по стволу скважин флюиды могут иметь температуру в несколько десятков градусов (на глубине 1500—3000 м температура не ниже 70° и достигает 100° и более) и действовать весьма длительное время. Следовательно, около ствола скважины в зоне залегания многолетнемерзлых пород неминуемо их оттаивание на более или менее значительное расстояние. Все эти обстоя-

тельства заставляют обратить серьезное внимание на изучение мерзлых пород в подобных районах.

Влияние каптажа подземных вод. Значительные изменения геокриологических и гидрогеологических условий могут происходить в результате каптажа подземных вод (Вельмина, 1952), в особенности залегающих под мерзлой толщей или между мерзлых пластов. О влиянии разведочных выработок на мерзлотные условия уже говорилось выше. Здесь остановимся на самом каптаже — захвате и эксплуатации подземных вод, который, обычно проявляется локально.

Существенное влияние на гидрогеологическую обстановку может оказать сам метод устройства каптажного сооружения. Например, земляные строительные работы, проходка котлованов при возведении колодца или насосной станции могут привести к такому глубокому промерзанию водоносного горизонта, что будут проморожены основные пути выхода подземной воды к каптажу. При этом не исключено, что прежнее положение не восстановится даже при последующем оттаивании и каптаж не выполнит своего назначения.

Н. А. Вельмина подчеркивает необходимость детальной разработки проекта размещения подсобных сооружений около каптажа и тщательного выполнения его. Спецификой компоновки этих сооружений (насосная, служебные помещения и др.) в этих условиях является то, что с верхней стороны от каптажа по течению картируемого потока подземных вод не следует строить сооружений, охлаждающих грунт (возможность промерзания водоносного горизонта), а с нижней не возводить сооружений, отепляющих грунт (возможность образования талика, который будет дренировать водоносный горизонт). В результате непродуманного возведения каптажа выход источника может переместиться (мигрировать) в другое место и образовать там зимой наледь.

В процессе эксплуатации водоносного горизонта могут возникнуть обстоятельства, изменяющие гидрогеологическую обстановку. Например, в результате значительного увеличения скорости движения грунтовых вод в прикаптажной зоне может произойти оттаивание мерзлого водоупорного ложа эксплуатируемого горизонта и погружение его (горизонта) ниже запроектированной отметки. В то же время образование депрессионной воронки около каптажа может привести к увеличению глубины сезонного промерзания этой осушенной верхней части водоносного пласта, что также изменит, хотя и на небольшой площади, геокриологическую и гидрогеологическую обстановку.

Все эти обстоятельства подтверждают обоснованность уже давно выдвинутого вопроса об узаконении так называемой «мерзлотной охранной зоны» (Вельмина, 1952, 1970). По мнению Н. А. Вельминой, эта зона должна быть шире общепринятой зоны санитарной охраны обычных водисточников и включать в себя территорию, наличие которой должно обеспечить неизменность теплового режима грунтов вблизи выхода источника и неизменность гидро- и геокриологических условий во все время эксплуатации.

Положение о мерзлотной охранной зоне касается не только водопунктов, но и ряда других объектов, возведение и эксплуатация которых влияет на геокриологические условия. В этой зоне необходимо соблюдать определенный режим в отношении сохранения естественных условий.

Многие мероприятия, применяемые в настоящее время на территории распространения многолетнемерзлых пород с целью удовлетворения все возрастающей потребности в питьевой, хозяйственной и производственной воде, приводят к нарушению режима толщи мерзлых по-

род. Таковы: сооружение мерзлых перемычек («поясов») в долинах для задержания надмерзлотных вод, утепление русла небольших рек для предохранения от полного перемерзания подрусловых таликов и др.

Искусственное увеличение запасов подземных вод за счет слива или нагнетания в водоносные горизонты поверхностных вод применяется все более активно на Северо-Востоке СССР (Калабин, 1960). Это мероприятие существенно изменяет не только гидрогеологическую обстановку данного района (как и вне области распространения многолетнемерзлых пород), но влияет на геокриологические особенности, в частности может привести к оттаиванию значительных массивов мерзлых пород и перемещению мест выхода вод глубоких горизонтов на поверхность земли.

Влияние городов и поселков. Общеизвестно, что городские поселения влияют на все составные части местного климата (Сапожникова, 1950; Порхаев, Щелоков, 1961). В области распространения многолетнемерзлых пород такие изменения, с той или иной степенью интенсивности, сказываются на геокриологических условиях. Обычно в городах, особенно расположенных в области с муссонным характером климата, среднегодовая температура воздуха выше по сравнению с незастроенными участками (до $1-2^{\circ}$), абсолютная влажность в городе с преобладанием искусственных покрытий соответственно ниже, а годовая величина радиационного баланса на застроенной территории несколько выше.

Города и поселки существенно воздействуют на природное развитие процессов тепло- и влагообмена в породах. Влияние их начинается в основном с земной поверхности.

При застройке резко изменяется природный ландшафт: создаются тепловыделяющие и теплопоглощающие сооружения; привносятся большие объемы строительных материалов, обладающих специфическими теплофизическими свойствами (жирнич, бетон, древесина, металл); создаются новые поверхности, покрытия, затенения; производится осушение, орошение или затопление участков; нарушается почвенно-растительный и снежный покров. Это определяет изменение многих составляющих естественного теплового баланса поверхности и условий массообмена.

Все эти воздействующие факторы можно подразделить на три группы: общие, локальные и специфические (Порхаев, Щелоков, 1961).

Общие факторы объединяют компоненты внешнего тепло- и массообмена: радиационный баланс, турбулентный теплообмен, затраты тепла на испарение и конденсацию. Их воздействие проявляется на наиболее обширной территории.

Над городами обычно отмечается повышенное содержание аэрозолей, что способствует усилению облачности, образованию туманов и, следовательно, влияет на уменьшение продолжительности солнечного сияния. В населенных пунктах, как правило, уменьшается отражательная способность поверхности, что меняет составляющие радиационного баланса. Эти изменения, а также интенсивная аккумуляция тепла строительными материалами и теплоотдача отапливаемых сооружений обычно приводят к повышению среднегодовой температуры приземного слоя воздуха. В крупных городах Европы и Америки, вне области распространения мерзлых пород, температура воздуха оказывается на $1-2^{\circ}$ выше по сравнению с окружающей местностью.

Территория городов, как правило, осушается; устраиваются дорожные покрытия, препятствующие инфильтрации воды в грунт.

Снежный покров на застроенной территории ложится очень неравномерно и местами сильно уплотняется. Он утаптывается или полностью счищается. Это способствует формированию в грунтах весьма неравномерного по простираению температурного поля. Кроме того, снег загрязняется, что уменьшает его отражательную способность. По данным С. А. Бакалова (1960) в гор. Воркута она в два раза меньше, чем за городом. Из-за этого в городе снег сходит на 2—3 недели раньше, что благоприятствует более раннему прогреванию пород именно в городских условиях.

Растительный покров в городах обычно сильно разрежен. Поэтому его роль в сохранении рыхлого состояния снега очень невелика, что способствует относительному охлаждению пород.

Можно утверждать, что на застраиваемой территории происходит изменение всех составляющих природного теплового баланса. Однако сами изменения неодинаковы в приморских и континентальных условиях. В первых районах на застроенных площадях уменьшается турбулентность воздушных масс. Во вторых — она усиливается. Это же проявляется в отношении осушения местности. В приморских районах оно обычно, а в континентальных применяется реже. Усиленный снеготенос в приморских районах приводит к накоплению больших сугробов в городах и поселках, а в континентальных районах этого не наблюдается. В итоге изменение теплового баланса на территории застройки в приморских условиях часто приводит к преобладающему утеплению грунтов, а в континентальных — к охлаждению их.

Локальные факторы — это непосредственное тепловое воздействие различных сооружений на грунт. Их интенсивное влияние распространяется обычно на небольшую площадь в радиусе до 10—20 м от зданий. Оно не является решающим в формировании температурного режима всей территории застройки, поскольку площадь, занимаемая зданиями (плотность городской застройки), обычно невелика (не более 13%). Однако влияние совокупных локальных факторов может привести к существенным изменениям геокриологических условий. Тепловое воздействие локальных факторов по глубине нередко превосходит влияние общих условий. Нередко при общем понижении температуры пород в пределах города под тепловыделяющим сооружением возникает местное повышение температуры и протаивание мерзлой толщи, выходящее за пределы здания, но в то же время под зданиями, не выделяющими тепла в грунт, в основании возможно понижение температуры или промерзание также преимущественно на небольших участках. В Воркуте, где мерзлая толща на большей площади деградирует под влиянием общих факторов, под зданиями, выстроенными по принципу сохранения мерзлых пород, происходит увеличение мощности мерзлых пород в пределах целых кварталов (Порхаев, Щелоков, 1961; Шаманова, 1963).

Расчетным путем Л. Н. Хрусталева определил, что в Воркуте с увеличением участка, на котором произведена застройка плотностью 20% по принципу сохранения мерзлого состояния пород, мощность вновь образующейся мерзлой толщи возрастает (рис. 81). Пользуясь выводами Л. Н. Хрусталева, можно рассчитать, что при каждом приращении такого участка в ширину на 20 м, глубина промерзания увеличивается примерно на 1 м.

При этом существенным фактором является продолжительность эксплуатации и плотность застройки. Методом гидравлических аналогий выяснено, что при плотности застройки до 40% в Воркуте локальное тепловое влияние зданий распространится по всей территории застройки уже через 50 лет. Если здания выделяют тепло в грунт, то при

определенной критической плотности застройки происходит полная деградация мерзлой толщи. По данным Л. Н. Хрусталева, критическая плотность застройки зависит от температуры на дневной поверхности, и будет иметь следующее выражение:

Температура дневной поверхности, °C	-1	-2	-3	-5
Критическая плотность застройки, %	8	15	20	30

Приведенные цифры допустимой критической плотности застройки, полученные по району г. Воркуты, учитывают лишь особенности распространения и температуры мерзлой толщи. Необходимо также иметь в виду отмечающуюся зональность льдистости и распространение крупных залежей подземного льда. На севере Сибири, например, мощность залежей льда местами превышает 30 м. Вытаивание их сопровождается

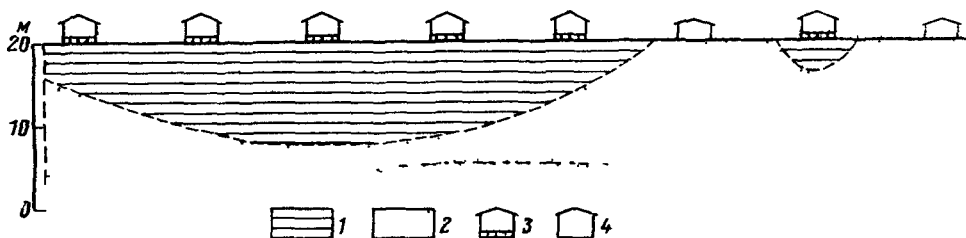


Рис 81. Схема изменения распространения мерзлых пород в основании квартала г. Воркуты, где применялись различные методы строительства.

1 — мерзлая толща 2 — талые породы; 3 — здания с проветриваемыми подпольями; 4 — обогреваемые здания с полами на грунте

ся исключительно большими разрушениями местности. Именно поэтому необходимо всюду очень строго соблюдать режим строительства и эксплуатации зданий с сохранением мерзлого состояния оснований даже там, где мерзлая толща отличается широким распространением и низкими температурами (Вельмина, 1952; 1970).

До недавнего времени участки с большим содержанием массивов подземного льда считались полностью «противопоказанными» для использования их под строительство, особенно для ответственных зданий. Однако опыт последних лет, в частности строительство зданий непосредственно на ледниках (например, база ВВС США в пос. Тулэ, в Гренландии), заставляет пересмотреть этот вопрос. Необходимость строительства на осваиваемых просторах севера и северо-востока СССР, где грунты на преобладающей части территории содержат подземный лед, требует разработки технических решений устойчивого строительства на участках с подземными льдами. Поскольку сам лед является достаточно устойчивым материалом, наиболее важным вопросом будет обеспечение надежной гарантии от малейшей возможности таяния подземного льда в процессе эксплуатации.

Специфические факторы характерны лишь для некоторых населенных пунктов.

В ряде мест застройки оказывают значительное влияние на режим грунтовых вод.

В некоторых регионах территории распространения многолетне-мерзлых пород, в особенности в Забайкалье, режим надмерзлотных водоносных горизонтов обычно характеризуется специфическими особенностями, имеющими отношение к разбираемой здесь теме. Летом и осенью происходит подъем уровня горизонта грунтовых вод, затем

до начала зимы уровень обычно несколько понижается. В декабре—январе слой сезонного промерзания грунтов достигает поверхности водоносного горизонта, после чего свободная поверхность последнего переходит в поверхность над напором. Напор может достигать в конце зимы 1—2 м и более (криогенный напор). В это же время вследствие неравномерной величины промерзания пород водоносного горизонта, зависящей от локальной фациальной неоднородности их, может измениться также направление грунтового потока.

Весной по мере оттаивания грунтов напор падает и в начале лета, при полном протаивании слоя зимнего промерзания, уровень водоносного горизонта вновь становится ненапорным.

В то же время на участках, занятых зданиями, выделяющими в грунт тепло, образуются более или менее значительные массивы талого грунта, которые зимой остаются сверху незамкнутыми (непромерзшими). Конфигурация талого массива может быть весьма сложной в зависимости от ряда факторов: литологического состава пород, ориентировки и размеров здания, расположения обогревающих устройств внутри здания и их типов и главным образом от направления и скорости грунтового потока. Сезонное промерзание водоносного слоя вверх по уклону от здания обычно больше, чем ниже его, так как в этом случае грунты обогреваются водой, выносящей тепло, полученное ею при прохождении через обогретые грунты под зданиями. Таким образом, искусственные талики под зданиями образуются под влиянием кондуктивного и конвективного теплообмена.

В процессе обогрева грунтов под зданием может образоваться сквозной талык, в результате чего создаются благоприятные условия для взаимодействия подмерзлотных и надмерзлотных вод, что в свою очередь обуславливает существенное изменение гидрогеологической обстановки. В этих таликах «разряжается» криогенный напор, и уровень воды в них повышается.

Создаются весьма своеобразные, частично изолированные участки, где вода надмерзлотного горизонта имеет свободную поверхность, колебания которой зависят от режима того же водоносного горизонта, окружающего эти участки и находящегося под напором.

Связь между величиной промерзания, напором и высотой стояния уровня воды в таликах под зданиями весьма сложная. Вообще говоря, чем более обильны осадки, выпадающие в конце лета и осенью, когда происходит основное питание надмерзлотных горизонтов, и чем суровее зима, тем больше может быть напор в надмерзлотном горизонте и выше уровень стояния воды в талых грунтах под зданиями.

В результате этого фундаменты зданий находятся в специфической сезонно изменяющейся обстановке мерзлотного и гидрогеологического режима (промерзание — протаивание, осушение — обводнение, пучение — осадки). Такая обстановка не благоприятна для устойчивости сооружения и может вызвать существенные деформации.

Следует еще раз подчеркнуть, что отмеченная выше специфика режима надмерзлотных вод, образование в нем зимнего гидравлического напора, наиболее характерна для территории Забайкалья, для которого этот режим может рассматриваться как процесс региональный (Ефимов, 1947).

В других регионах, например, в Западной Сибири, Якутии, такой режим не столь характерен и если и существует, то в виде исключения, и носит несколько иной характер. Связано это главным образом с тем, что для Забайкалья характерно исключительно глубокое зимнее промерзание (до 3—4 м и более), сравнительно быстрое летнее оттаивание грунтов, при максимальном количестве атмосферных осадков в это

время года и наличии довольно мощных водоносных надмерзлотных горизонтов в пониженных элементах рельефа.

Специфическое влияние застройки территории на режим многолетнемерзлых пород проявляется и в других направлениях. Своеобразное влияние застройки довольно детально изучено в г. Якутске (Сумгин и др., 1940). Здесь строительство города, начавшееся с середины XVII в., привело к значительному охлаждению грунтов на площади города в целом. Расположение геотерм на современной территории Якутска в общем хорошо согласуется с расположением границ кварталов разновозрастной застройки — чем больше возраст застройки, тем ниже температура грунта. Зависимость среднегодовой температуры грунтов на глубине 10 м от возраста застройки района г. Якутска, по данным П. А. Соловьева, будет следующей:

Возраст застройки	Температура грунтов, °C
200—300 лет	—6 — —8
50—100 „	—4 — —6
20—30 „	—3 — —4
Менее 20 лет, а также незастроенные участки в ближайших окрестностях города	—2 — —3
Незастроенные участки в удалении от города	—2

Одной из основных причин для такого значительного охлаждения грунтов явилось накопление на территории города так называемого культурного слоя. Этот слой, достигающий на наиболее древних участках города 3—5 м, состоит из различного строительного и бытового мусора, содержит много органических остатков, сильно минерализован (город до середины XX в. не имел канализационной сети). В теплый сезон года он (наподобие мохового покрова) препятствует прогреванию грунта, зимой способствует охлаждению.

Значительная минерализация этого слоя также предохраняет грунт от обогрева летом, так как фазовые переходы грунтовой влаги происходят при отрицательной температуре (подобно ледо-соляному охлаждению в холодильной технике).

Кроме культурного слоя, охлаждению грунтов на территории Якутска способствует усиление затененности поверхности земли (сарай, заборы), уменьшение теплоизоляционной роли снегового покрова ввиду утрамбовывания или удаления его.

Эти факторы действуют на больших участках и в большинстве случаев в данной конкретной геолого-гидрогеологической обстановке* преобладают над локальным влиянием на мерзлые породы тепловыделяющих зданий, которые могут обогревать грунты. Кроме того, за последние годы строительство крупных зданий (промышленных и коммунальных) ведется здесь, как правило, по методу сохранения мерзлых грунтов в основании (с проветриваемым подпольем).

П. А. Соловьев высказывает предположение, что влияние отдельных зданий на изменение температуры грунта сказывается на глубину

* Якутск расположен на ровных надпойменных террасах р. Лены, сложенных в верхних частях супесями, суглинками, реже песками, надмерзлотный водоносный горизонт отсутствует или очень маломощный.

около 5 м, влияние группы зданий поперечником 50 м проявляется на глубину около 10—15 м, а влияние самого города диаметром в 3 км сказывается на изменении температуры мерзлых пород на глубину до 100—150 м.

Подобное положение известно для многих городов, расположенных в области многолетнемерзлых пород, особенно там, где возникновение города сопровождается существенным резким изменением в теплофизических характеристиках поверхности земли, почвы и почвенного слоя.

Застройка Игарки, по данным Б. И. Яковлева и Н. И. Егорова, приводит к понижению температуры мерзлых пород. Верхняя поверхность мерзлых пород местами поднялась за 10 лет более чем на 1 м.

Обобщение материалов о влиянии застройки на распространение и температурный режим мерзлой толщи пород показало, что изменение общих и специфических факторов термовлажностного обмена на застраиваемых площадях способствует сохранению мерзлой толщи (Порхаев, Щелоков, 1961). В числе специфических факторов исключение составляют лишь грунтовые воды. Нарушение их режима на участках, где строительство осуществляется не только по принципу сохранения мерзлого состояния оснований, может привести в южных районах к деградации мерзлой толщи. Однако при строительстве и правильной эксплуатации всех зданий на таких участках деградация не наступает.

Значительные изменения геокриологических условий могут происходить вследствие неконтролируемого попадания в грунт сточных (промышленных и бытовых) вод, особенно минерализованных и подогретых. В результате такого положения, например, в г. Якутске, на территории Кожевенного завода местами произошло глубокое оттаивание многолетнемерзлых пород, но одновременно в других местах, наоборот, охладившиеся минерализованные воды явились своеобразным хладоносителем и усилили охлаждение грунтов основания. Все это привело к непредвиденным деформациям зданий.

Подобные примеры, известные для многих объектов, расположенных в области распространения многолетнемерзлых пород, заставляют особенно внимательно относиться к соблюдению правил эксплуатации зданий. Весьма целесообразно создание уже упоминавшейся выше «мерзлотной службы» в городах с массовым строительством на мерзлых грунтах. Такие службы имеются в Норильске, Мирном, Якутске и Воркуте. Здесь для ряда сооружений в их технической документации существуют указания на то, каким образом должно поддерживаться мерзлое состояние грунтов основания сооружения (Гончаров, 1962).

Заканчивая анализ геокриологических изменений в результате застройки местности, необходимо подчеркнуть, что в приморских условиях, на юге области мерзлая толща чаще протаивает, а температура ее повышается. В континентальных же районах мощность мерзлой толщи в черте города и поселке обычно увеличивается, а температура понижается. Новое промерзание может идти с избыточным льдовыделением в породах, что приводит к их криогенному пучению. Протаивание же льдистых пород вызывает термокарстовые просадки на участках. Интенсивность просадок в значительной мере определяется количеством подземного льда, находящимся в породах.

Можно отметить возникновение мерзлых грунтов под зданиями даже вне распространения многолетнемерзлых пород. Например, в г. Иркутске мерзлые породы образовались под многоэтажным кирпичным зданием бывшего кадетского корпуса, которое в 20-х годах, в период гражданской войны, несколько лет не эксплуатировалось и

не отапливалось. Грунты под зданием настолько промерзли, что еще в 30-х годах, уже после того, как здание стало отапливаться, под фундаментами были обнаружены мерзлые породы, оттаивание которых приводило к серьезным деформациям.

Влияние коммуникаций. Санитарно-технические коммуникации оказывают на мерзлотные условия колоссальное влияние, и вопрос о наиболее целесообразных конструкциях их является сложным, а нормальная эксплуатация — весьма трудной.

Наиболее крупные, сложные и оригинальные сантехнические сооружения осуществлены в Норильске. В очень многих конструктивных решениях водопроводных и канализационных сетей создавалось такое положение, что под трубами, даже при нормальной эксплуатации их образовывались непромерзающие зимой талики, в которых собиралась грунтовая вода. Расход воды увеличивался за счет отвода ее из талых чаш, образовавшихся под некоторыми зданиями, а также от утечек из самих труб.

Применение более совершенных конструкций каналов для прокладки труб (двухъярусные железобетонные короба) является сложным, и дорогостоящим мероприятием. Кроме того, оно не всегда гарантирует от возникновения талика, а следовательно, создает возможность деформации близлежащих сооружений. Применяемый в Воркуте более простой способ прокладки коммуникаций также не гарантирует от возникновения талика.

Эти и другие примеры показывают, что сантехнические коммуникации могут существенно изменить инженерно-геологические и гидрогеологические условия на площади застройки. Необходимо, чтобы изыскания, проектирование, возведение и эксплуатация сантехнических сооружений и коммуникаций обязательно проводились комплексно с перечисленными мероприятиями по строительству основных зданий танного населенного пункта или промышленного предприятия (Помазкова, 1964).

Влияние дорог и отвалов. Проведение дорог во вновь осваиваемых районах территории с многолетнемерзлыми породами при наличии значительной льдистости грунтов верхней части разреза оказывает весьма сильное влияние, главным образом на инженерно-геологические условия, правда, на узком пространстве, вытянутом вдоль полотна дороги.

Особенно ощутимое влияние оказывает дорожное строительство на Крайнем Севере, в зоне тундры, где льдистые многолетнемерзлые породы обычно залегают близко от дневной поверхности (доли метра) и представлены торфянисто-суглинистыми пылеватыми разностями. Здесь для начала таяния подземного льда часто достаточно нарушения мохового покрова в результате одно-двухразового прохождения трактора. Скопление воды в колеях приводит к увеличению глубины сезонного протаивания и, прогрессируя, может закончиться образованием глубокой термокарстовой просадки (рис. 82) и, конечно, полным разрушением дороги.

На участках с широким распространением залежей подземного льда проведение шоссежных дорог без соблюдения определенных технических мероприятий* также может привести к возникновению термокарстового процесса.

В областях широкого распространения наледей (Северо-Восток СССР, Южная Якутия, Забайкалье) проведение дорог нередко являет-

* Основные мероприятия, предупреждающие протаивание мерзлых пород под дорожным полотном, заключаются в проведении дорог на насыпях, высота которых соизмерима с величиной протаивания; а также в минимальном применении выемок и максимальном сохранении растительности вблизи полотна дороги. (Прим. ред.)

ся причиной миграции наледи к полотну или ее возникновения здесь, так как дорога, с поверхности которой счищается снег, служит своеобразным «мерзлотным поясом», который способствует быстрому и глубокому зимнему промерзанию, что изменяет естественные пути движения и выхода надмерзлотных, а нередко и подмерзлотных вод. Само собой разумеется, что карьеры, сопутствующие обычно строительству дорог, также существенно влияют на геокриологические, гидрогеологические и инженерно-геологические условия.

Специфичным является влияние на мерзлые породы отвалов пород (террикоников). Ф. Я. Новиков (1960) для Печорского каменноуголь-

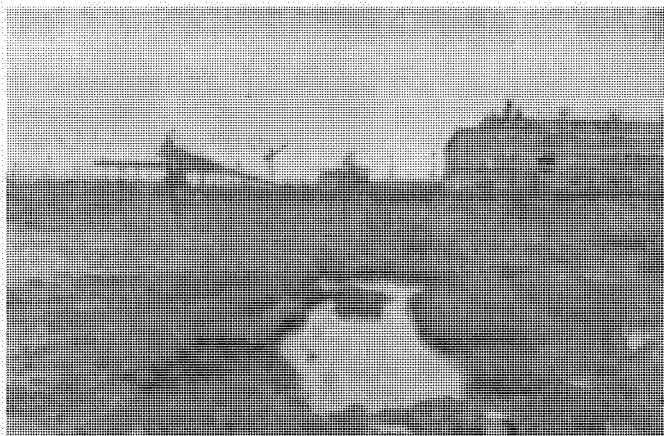


Рис. 82. Термокарст, начавшийся на пути однокорпусного прохода трактора по тундре в окрестностях г. Норильска (фото Н. Г. Бобова)

ного бассейна описывает глубокое (несколько десятков метров) протавление многолетнемерзлых пород под самовозгорающимися террикониками, в массиве которых температура достигает многих сотен градусов. В образовавшихся таликах под влиянием высоких температур и повышенной влажности происходят существенные изменения физико-химических свойств пород и подземных вод (образование плывунов, коллоидных растворов, повышение сульфатности и др.). Нарушение сплошности мерзлой толщи влияет и на региональные гидродинамические условия подземных вод.

Подобного рода талики могут возникнуть и под отвалами пустой породы при разработке других полезных ископаемых, в частности, пород, богатых легкоокисляющимися сульфидами.

Наряду с тем, что освоение территории обычно сопровождается общим подсыханием поверхности земли и грунтов верхних частей разреза, очень часто происходит локальное существенное увеличение влажности пород в результате неправильной организации стока промышленных и бытовых вод, недостаточной хорошо выполненной канализационной и водопроводной сети, аварий в этой сети и т. п.

В заключение данного раздела следует еще раз отметить, что при строительстве крупных поселков, а тем более городов в области распространения многолетнемерзлых пород значительное влияние на изменение геокриологических условий оказывают не столько отдельные здания (они могут быть возведены по принципу сохранения мерзлого основания), сколько вся комплексная совокупность их

Действительно, происходящие на территории поселка перераспределение снега и запыление его, изменения растительного покрова, условий затенения, глубин промерзания и оттаивания около зданий, а также изменение (обычно увеличение) минерализации грунтовых вод и влажности грунтов зоны аэрации приводят к существенному изменению геокриологической обстановки на территории, нередко выходящей за пределы самого поселка. При значительной льдистости пород обычно эти изменения сопровождаются оттаиванием мерзлых грунтов и деформацией дневной поверхности.

ВЫВОДЫ

Изложенное в этой главе убедительно показывает, что воздействие человеческой деятельности на геокриологические, гидрогеологические и инженерно-геологические условия на территории распространения многолетнемерзлых пород в настоящее время происходит в довольно широких масштабах и по различным направлениям, характерным только для этой территории и обусловленным в конечном счете, изменениями в фазовом состоянии подземных вод (вода — лед — вода).

Учитывая развитие промышленности, в особенности горнодобывающей и лесной, и продвижение ее к северу и востоку СССР, следует предвидеть еще большее усиление этого воздействия, результаты которого будут становиться все ощутимее.

Некоторые градостроители отмечают, что сейчас освоение богатств Крайнего Севера вступило в новый этап, выдвигающий «новые градостроительные задачи, которые помогут решить проблему трудной борьбы с суровой северной природой» (Муравьев и др., 1960). Весьма вероятно, что новые города, которые будут построены на севере страны с учетом новых требований градостроительства, будут сооружаться более компактно, может быть, со сплошным куполом, перекрывающим поселение, т. е. создадутся такие условия, при которых поступление тепла в грунт будет больше, чем в современной градостроительной практике, а зимнее охлаждение грунтов меньшим.

Освоение недр также идет в нарастающем темпе как по включению новых объектов, так и по интенсивности эксплуатации. Освоению территории Севера и Северо-Востока страны предшествует прокладка дорог и трубопроводов, а также создание аэродромов.

Поэтому необходимо уже сейчас принимать меры к тому, чтобы это освоение было наиболее целесообразным со стороны воздействия человека на многолетнемерзлые породы, чтобы вызываемое им изменение в режиме и распространении мерзлых пород не отразилось отрицательно на самой возможности дальнейшего еще более широкого освоения, чтобы территория не была «испорчена» в гидрогеологическом и инженерно-геологическом отношении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Четвертый выпуск сводного тома «Гидрогеология СССР» представляет собой монографическое исследование, в котором в широком плане выполнено обобщение материалов по изучению процессов, возникающих в природе в связи с влиянием производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия. При этом большое внимание уделено прогнозу количественных изменений и сопоставлению этих прогнозов с данными фактических наблюдений.

К сожалению, таких материалов еще далеко не достаточно, хотя проблема влияния человека на среду обитания становится все более важной.

Влияние производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия рассмотрено в работе на примере ряда крупных объектов основных видов строительства, оказывающих наибольшее воздействие на подземные воды. Выбор конкретных объектов диктовался тем, что по ним имеется наиболее полный материал, освещающий разбираемые в работе вопросы. Сюда относятся: водоотбор подземных вод для водоснабжения, водоотлив из горных выработок и дренажных устройств, сооружение водохранилищ, мелиорация земель. В работе рассмотрен также процесс загрязнения подземных вод и влияние хозяйственного освоения территории с многолетнемерзлыми породами.

Проведенные исследования позволили установить характер и масштабы процессов, развивающихся в природе при различных видах строительства, проанализировать и описать их.

Масштабы этих процессов и их влияние на гидрогеологические и инженерно-геологические условия затрагивают интересы самых различных отраслей народного хозяйства и оказывают часто отрицательное влияние на окружающую среду. Поэтому изучение этих процессов в условиях высоких темпов роста всех видов производства представляет собой одну из важнейших государственных задач, что нашло должное отражение в Решениях XXIV съезда КПСС.

Авторы надеются, что данная работа будет способствовать более широкому изучению влияния человека на среду обитания и будет полезна при изыскании наиболее эффективных средств и путей предупреждения и устранения вредных последствий производственной деятельности человека на природу.

В настоящее время в нашей стране составлен план развития народного хозяйства на далекую перспективу. Намечены крупные мероприятия по строительству, связанному с изменением окружающей среды: широкое развитие орошения и осушения, развитие горнорудной промышленности, строительства водохранилищ, переброс стока рек, освоение территории с многолетнемерзлыми породами и т. п. Для обоснования проектирования этих грандиозных мероприятий проводятся соответствующие комплексные исследования. Поэтому уже сейчас необходимо предусмотреть, чтобы в результате этих исследований были разработаны методы и даны прогнозы изменений в природе, которые мо-

гут произойти под влиянием хозяйственной деятельности на территории всех крупных вновь осваиваемых районов СССР.

Необходимо, чтобы каждое крупное строительство проводилось с учетом сложного многообразия естественных условий и характера и направленности тех изменений, которые оно внесет в природную обстановку.

В настоящий период влияние производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия территорий приводит в большинстве случаев к очень широким региональным изменениям, поэтому их прогноз обычно требует комплексного рассмотрения весьма сложных расчетных схем, решение которых в большинстве случаев аналитическими методами невозможно. Гораздо более перспективно применение методов математического моделирования, позволяющих выполнить прогнозы с более полным учетом природной обстановки.

Для обеспечения этих исследований соответствующими материалами необходима организация широкой и постоянной сети комплексных наблюдательных станций, производящих наблюдение за всеми процессами, происходящими в результате влияния производственной деятельности человека на гидрогеологические и инженерно-геологические условия. Эти станции должны находиться под наблюдением Центральной службы, которая будет призвана осуществлять руководство всеми работами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Н. И. Перспективы развития в области водоснабжения. «Водоснабжение и санитарная техника», 1970, № 4.

Абрамов С. К., Бииндеман Н. Н., Бочеввер Ф. М. и др. Влияние водохранилищ на гидрогеологические условия прилегающих территорий. Госстройиздат, М., 1960.

Абрамович Д. И., Самочкин В. М. Гидрогеологический режим водохранилища Новосибирской ГЭС. Тр. Биологического ин-та СО АН СССР, вып. 7. Новосибирск, 1961.

Арманд Д. Л. Нам и внукам. Изд-во «Мысль», 2-ое изд., М., 1966.

Архидьяконских Ю. В. Загрязнение аллювиального водоносного горизонта промзоны г. Актюбинска. Тез. докл. на Республиканском научно-технич. совещ. по борьбе с загрязнением вод в Казахской ССР. ЦИНТИ, г. Алма-Ата, 1962.

Атаев А. Я., Миловидов Е. Д., Завьялов П. К. и др. Геологическое строение Североуральских бокситовых месторождений и гидрогеологические условия их освоения. «Горный журнал», 1959, № 12.

Бабушкин В. Д., Максимов В. А., Плотников В. С. и др. Методика моделирования планового неустановившегося движения напорных вод при эксплуатации Лебединского карьера на модели УСМ-1. Тр. координац. совещ. по гидротехнике, вып. 25. Изд-во «Энергия», 1966.

Бабушкин В. Д., Пересунько Д. И., Прохоров С. П. и др. Изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий при разработке и освоении месторождений твердых полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1969.

Бабушкин В. Д., Плотников В. С., Лосев Ф. И. Прогноз режима подземных вод на территории КМА при разработке месторождений и эксплуатации водозаборов. Ротапринт ВСЕГИНГЕО, 1967.

Бакакин В. П. Основы ведения горных работ в условиях вечной мерзлоты. Металлургиздат, М., 1958.

Бакалов С. А. Изменение мерзлотных условий и их прогноз при застройке территории. Тр. Сев. отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. I, Книжное изд-во, Сыктывкар, 1960.

Баранов А. Н. Города и люди. «Нева», 1971, № 1.

Бейром С. Г. Гидрогеологические условия для водоснабжения в береговой зоне водохранилища Новосибирской ГЭС. Сб. «Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока», вып. II, Иркутск, 1962.

Белов В. И., Карпов В. М., Шевалдин И. Е. Особенности бурения нефтяных и газовых скважин в Тюменской области. Изд-во «Недра», 1966.

Беречь и умножать природные богатства. Изд-во «Знание», М., 1970.

Бииндеман Н. Н. Гидрогеологические расчеты подпора грунтовых вод и фильтрации из водохранилищ. Углетехиздат, 1951.

Бииндеман Н. Н., Анохина К. Т. Определение гидрогеологических параметров по данным наблюдений за режимом грунтовых вод при паводках. Изд. НИВОДГЕО, 1957.

Бобов Н. Г. Инженерно-геологическое значение крупных залежей подземного льда. Мат-лы годичной сессии Уч. сов. ВСЕГИНГЕО. Тематич. сб., вып. II, Ротапринт ВСЕГИНГЕО, 1968.

Бобов Н. Г. Естественное выполаживание откосов при сезонном протаивании многолетнемерзлых пород в карьерах. Вопросы инженерной геокриологии. Тематич. сб., вып. 22. Ротапринт ВСЕГИНГЕО, 1969.

Бобов Н. Г. Инженерно-геокриологические изменения при разработке глубоких карьеров на Севере. Сб. «Вопросы инженерной геологии при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных сооружений, шахт и карьеров». Вып. 2. Изд-во ВГО СССР, 1970.

Богомолов Г. В. Соотношение уровней подземных вод и напоров в районе Полесья. Изд-во АН БССР, 1946.

Боровкова Т. Н., Никулин П. И., Яснова З. И. Куйбышевское водохранилище и влияние его на микроклимат района. Мат-лы 1-го научн.-техн. совещ. по изуч. Куйбышевского водохранилища, 1963.

Бочеввер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М. Основы гидрогеологических расчетов. Изд-во «Недра», 1965.

Бродская А. Г., Вотяков И. Н. Осадки при оттаивании коренных разрушенных пород района г. Мирного. Тр. сев.-вост. отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1960.

Булавко А. Г. Влияние осушительной мелиорации на речной сток в Белорусском Полесье. В кн. «Водные ресурсы и их использование». Изд-во «Наука и техника», Минск, 1970.

Быховский Б. Утверждение будущего. «Нева». 1971, № 2.

Вайсмаи Я. И. О распространении бактериальных загрязнений в подземных водах. «Гигиена и санитария», 1964, № 4.

Валлнер Л. К. Оседание земной поверхности вследствие подземного водозабора на терри тории г. Таллина. В кн. «Современные движения земной коры». Изд-во АН ЭССР, Тарту, 1965.

Вевиоровская М. А. Анализ одного случая расхождения между прогнозом и фактическим развитием подпора грунтовых вод. Тр. ЛГГП АН СССР, т. 10, 1962.

Вельмина Н. А. Каптаж подземных вод в условиях вечной мерзлоты. Изд-во АН СССР, 1952.

Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы. Изд-во «Недра», М., 1970.

Вендров С. Л. Динамика берегов крупных водоемов в связи с использованием водных ресурсов. Изв. АН СССР, серия географ., 1966, № 2.

Вендров С. Л., Авакян А. Б., Дьяконов К. Н., Ретеюм А. Ю. Роль водохранилищ в изменении природных условий. Изд-во «Знание», М., 1968.

Вернадский В. И. Несколько слов о ноосфере. «Успехи биологии», 1944, т. 18, вып. 2.

Владимирский В. И., Минкин Е. Л. Вопросы контроля охраны подземных вод от истощения и загрязнения. Сб. «Охрана и использование подземных вод». Тр. АНХ, 1964.

Водный баланс СССР и его преобразование. Изд-во «Наука», М., 1969.

Волобуев В. Р. Генетические формы засоления почв Кура-Араксинской излучины. Изд-во АН АзССР, 1965.

Вострякова Н. В., Невечеря И. К., Орлова Г. А. Расчет подземной составляющей водного баланса Новосибирского водохранилища. Тр. совещ. по изуч. берегов водохранилищ и вопросам дренажа в условиях Сибири, вып. II, Новосибирск, 1969.

Гаврюхина А. А. Воды каменноугольных отложений Москвы и их современное состояние. Тр. ЛГГП АН СССР, т. XXIV. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Гаврюхина А. А. Многолетний режим гидродинамических давлений вод среднего и нижнего карбона Москвы. Тр. ЛГГП АН СССР, т. 40, 1962.

Галицкий В. В. Источники типа воклюз в Центральном Каратау и геологическое строение их окрестностей. Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 2—3.

Гармонов И В Исследование фильтрации в условиях пространственной задачи по методу электродинамических аналогий под песчановоротской плотинной Волго Донского соединения Тр МГРИ, т XV, 1939

Гармонов И В, Коноплянцев А А, Котлов Ф В Оседание земной поверхности в связи с интенсивной откачкой подземных вод, эксплуатацией месторождений нефти и газа «Некоторые вопросы теории прогноза оседания» Вып 17, ВИЭМС, ОНТИ, М, 1965

Геокриологические условия Печорского угольного бассейна Изд-во «Наука», 1964

Гидрогеология СССР, том 1, Московская и смежные области Изд-во «Недра», 1966

Гончаров Ю М Об эксплуатации зданий и сооружений, построенных на вечномёрзлых грунтах Сб «Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера» Красноярск, 1962

Граве И К, Шатрова И М Геоморфология территории Куйбышевского водохранилища и предполагаемые типы его берегов Тр Ин-та географии АН СССР т XXIX Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып 23, 1960

Гринман М М О необходимости противифльтрационной защиты хвостов хранилищ горнорудных предприятий Мат-лы III конф по обмену опытом в научных исследованиях и проектировании осушения месторождений пол ископ, Белгорода, 1969

Даньшин Б М, Корчебоков Н А Атлас геологических и гидрогеологических карт г. Москвы Тр ИМС и МГТ Изд-во ВКТ, М, 1935

Дорст Ж Д До того как умрет природа Изд-во «Прогресс», 1968

Достоватов Б Н, Кудрявцев В А Общее мерзлотоведение Изд-во МГУ, 1967

Дювиньке П и Тагг М Биосфера и место в ней человека Изд-во «Прогресс», 1968

Дядькин Ю Д, Зильберборд А Ф, Чабан П Д Тепловой режим рудных, угольных и россыпных шахт севера Изд-во «Наука», М, 1968

Ермолина Н М, Горбанин В П, Боярский Е В Способы борьбы с подземными водами на Миргалимсайском месторождении «Горный журнал» 1962, № 3

Ефимов А И Забайкальский тип режима надмерзлотных вод. «Советская геология», 1947, № 26

Ефимов А И Мерзлотные условия Центральной Якутии Сб. «Материалы о природных условиях и сельском хозяйстве Центральной Якутии». Изд-во АН СССР, 1954

Жеваго В С. Гидрогеологические условия рудника Миргалимсай. Изв АН Казах ССР, сер геол, 1957, вып 2/27

Жеваго В С Гидрогеологические исследования в Центральном Каратау и перспективы использования подземных вод В сб «Водные ресурсы Казахстана» Изд-во АН Казах ССР, Алма-Ата, 1957а

Жернов И Е Опыт и перспектива применения математического моделирования для исследования эффективности дренажей на орошаемых землях Мат-лы Межвед совещ по мелиоративной гидрогеол и инж геологии Вып I, Ротапринт, Минск, 1969

Жигарев Л А Деформация склонов террасоувалов, сложенных высокольдистыми грунтами, при разработке полезных ископаемых Мат-лы к научно-технической конф 21—24 мая 1968 г Изд-во ПНИИИС, М, 1968

Зильберборд А Ф Тепловой режим шахт в области распространения многолетнемерзлых горных пород Изд-во АН СССР, М, 1963

Зиновьева Л С Воздействие промышленных отходов на подземные воды «Информационный бюллетень», 1957, № 12

Золотарев Н С Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ и оценка их переработки Тр ЛГГП АН СССР, т 12, 1955

Инструкция по эксплуатации и содержанию зданий и сооружений, построенных по методу сохранения вечномерзлых грунтов основания. Изд-во «Госстрой СССР», М., 1962.

Кабризон В. М. Гидрогеологические условия Белозерского железорудного месторождения. «Разведка и охрана недр», 1963, № 3.

Кавеев М. С. Изменение химизма подземных вод в зоне влияния Куйбышевского водохранилища в пределах Татарской АССР. Мат-лы первого науч. техн. совещ. по изуч. Куйбышевского водохранилища, вып. 4, Куйбышев, 1963.

Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР, Магадан. Изд-во ВНИИ, 1960.

Каменский Г. Н. Уравнения неустановившегося движения грунтовых вод в конечных разностях и применение их к исследованию явлений подпора. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, 1940, № 4.

Каменский Г. Н. К методике определения коэффициента μ (недостатки насыщения и водоотдачи) в уравнениях неустановившегося движения грунтовых вод. Тр. ЛГГП АН СССР, т. 12, 1955.

Каменский Г. Н. Методика прогноза изменений режима грунтовых вод и развития подтопления в зоне подпора (для условий двухмерного потока). Тр. ЛГГП АН СССР, т. 20, 1958.

Каскевич Л. Н. Прогноз переработки берегов Новосибирского водохранилища и его оправдываемость. Мат-лы совещ. по изуч. берегов водохранилищ и вопросам дренажа в условиях Сибири, Новосибирск, 1968.

Кац Д. М. Вопросы режима грунтовых вод Голодной степи в связи с развитием орошения. Тр. ТИИИМСХ, вып. 5, 1957.

Кац Д. М. Контроль режима грунтовых вод на орошаемых землях. Изд-во «Колос», М., 1967.

Кац Д. М., Коноплянцев А. А. Практическое использование результатов наблюдений за режимом подземных вод. «Разведка и охрана подземных вод», 1961, № 3.

Качурин С. П. Термокарст на территории СССР. Изд-во АН СССР, 1961.

Кашковский Г. Н., Бабушкин В. Д., Левин Л. З. и др. Прогноз среднего и максимального водопритоков в горные выработки Миргалимсайского месторождения с применением моделирования и статистических методов. Информ. сообщ. серия ниж.-геол. и гидрогеол., ОНТИ, ВИЭМС, 1970.

Каюков П. Н. Влияние дренажно-понижительных сооружений на режим грунтовых вод в районе городов Казани и Мелекесса. Госстройиздат, М., 1963.

Каюков П. Н. Режим грунтовых вод в районе Куйбышевского водохранилища. Изд-во «Недра», 1964.

Кенесарин Н. Н. Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов на примере Голодной степи, Ташкент, 1969.

Кнм М. В., Битадзе М. А., Ермилов Б. Ф. и др. Возведение фундаментов в условиях вечномерзлых грунтов (из опыта Норильского района). Госстройиздат, М., 1962.

Киселев П. А. Исследование баланса грунтовых вод по колебаниям их уровня. Минск, 1961.

Ковда В. А. Классификация типов орошаемых оазисов и важнейшие мероприятия по борьбе с засолением и заболачиванием почв. Изд-во АН СССР, 1945.

Ковда В. А. Уроки и опыт оросительных мелиораций. Сб. «Гидрогеологические исследования орошаемого земледелия», т. I. Ташкент, 1968.

Ковда В. А. Большой дом человечества (беседа с корреспондентом Ю. Шишиной). «Наука и жизнь», 1971, № 8.

Козлов М. Ф. Некоторые вопросы гидрогеологии Полесской низменности в связи с проблемой ее осушения. В кн.: «Геология и гидрогеология Припятского прогиба», Минск, 1963.

Колбутов А. Д., Ермолаев А. И., Зубенко Ф. С. Влияние эксплуатационного режима водохранилищ на формирование и устойчивость берегов. Тр. Ленгидропроекта, сб. 9 (изыскательский), Л., 1970.

Колодяжная А. А., Сунцов М. А., Огильви А. А. и др. Формирование подземных вод района Североуральских бокситовых месторождений. Тр. ЛГГП, АН СССР, т. 21. М., 1961.

Коломенский Н. В. Роль человека в выветривании горных пород. Тр. ЛГГП, АН СССР, т. 3, 1948.

Коноплянец А. А. Методическое руководство по изучению режима подземных вод. Госгеолтехиздат, 1954.

Котлов Ф. В. Изменения природных условий территории Москвы под влиянием деятельности человека и их инженерно-геологическое значение. Изд-во АН СССР, 1962.

Котлов Ф. В. Город и геологические процессы. Изд-во «Наука», 1967.

Котлов Ф. В. Закономерности изменения природной геологической среды на территориях городов. Гидрогеология и инженерная геология. МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во «Наука», 1972.

Кошин В. В. Вахшская оросительная система. «Хлопководство», 1968, № 4.

Крылов М. М. О режиме и балансе грунтовых вод Голодной степи. Ташкент, 1936.

Крылов М. М. Основы мелноративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент, 1959.

Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномёрзлой толщи в пределах СССР. Изд-во АН СССР, 1954.

Курашковский Ю. Н. О содержании терминов «Охрана природы» и «Природопользование». Бюлл. МОИП. Отд. биол., 1966, № 3.

Лавров А. П. Формирование подземного стока в зоне избыточного увлажнения (Белоруссия). В кн.: «Режим и баланс подземных вод». Изд-во «Наука и техника», Минск, 1967.

Лебедев А. В. Методы прогноза уровня грунтовых вод на орошаемых территориях, основанные на результатах анализа режима этих вод в аналогичных районах. В кн.: «Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод». Изд-во «Наука», М., 1964.

Леви Л. З. Об инфильтрации русловых вод в трещинно-карстовых районах. Сб. ВСЕГИНГЕО, 1969, вып. 18.

Львович М. И. Человек и воды. Преобразование водного баланса и речного стока. Географиз, М., 1963.

Маккавеев А. А. Геологическая история Припятского Полесья в четвертичный период. В кн.: «Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии». № 19, Госгеолтехиздат, М., 1961.

Мамедов А. М. Ирригация Средней Азии. Экономический очерк. Изд-во «Экономика», М., 1969.

Маслов Б. С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. Изд-во «Колос», М., 1970.

Материалы Междудементального совещания по мелноративной гидрогеологии и инженерной геологии. Вып. I, II, III. Ротапринт, Минск, 1969.

Материалы межвузовской научной конференции по вопросам изучения влияния водохранилищ на природу и хозяйства окружающей территории. Ротапринт, 1970.

Международное руководство по орошению и дренажу засоленных почв. Под редакцией В. А. Ковды. Ротапринт, М., 1966.

Мельников П. И. Динамика мерзлоты под зданиями и расчет фундаментов для условий низкотемпературной вечной мерзлоты города Якутска. Сб. «Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 3. Изд-во АН СССР, 1952.

Мельников Н. В. Проблемы использования природных ресурсов. Изд-во «Наука», 1967.

Милаиовский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Гос-топтехиздат, 1940.

Минкин Е. Л. Об истощении подземных вод. «Разведка и охрана недр», 1963, № 12.

Миикин Е. Л. Загрязнение подземных вод на территории СССР и некоторые мероприятия по его ликвидации и локализации. Тез. докл. на Всесоюз. науч.-техн. совещ. по использованию подземных вод и искусств. пополнению их запасов. Изд-во «Наука», 1964.

Молоков Л. А. Основные черты процесса вымыва заполнителя карстовых полостей. Изв. высш. уч. завед., 1969, № 2.

Муравьев Б. В., Римская-Корсакова Т. В., Ястребов А. Л. Проектирование и строительство населенных мест на Крайнем Севере. Изв. Акад. строительства и архитектуры СССР, 1960, № 3.

Мускат В. И. Санитарная охрана источников водоснабжения. ОНТИ, М.—Л., 1937.

Натальчук М. Ф. Эксплуатация оросительных систем. Изд-во «Колос», М., 1971.

Невечеря И. К. О расчетах коэффициента урвннепроводности и других гидрогеологических параметров пластов (Новосибирское водохранилище). Тр. совещ. по изуч. берегов водохранилищ и вопросам дренажа в условиях Сибири, Новосибирск, 1969.

Никитин М. Р. Гидрогеологические прогиозы и фактическое развитие подпора грунтовых вод в берегах Куйбышевского водохранилища. Мат.-лы первого науч.-техн. совещ. по изуч. Куйбышевского водохранилища, вып. 4. Куйбышев, 1963.

Новиков Ф. Я. Температурный режим грунтов под горящими терриконами. Тр. Сев. отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 1, Сыктывкар. Книжное изд-во, 1960.

Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ. Часть I. Изд-во МГУ, М., 1959.

Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ. Часть II и III. Изд-во МГУ, М., 1961.

Опыт водопонижения на месторождениях полезных ископаемых со сложными гидрогеологическими условиями. Изд-во АН СССР, 1963.

Орнатский Н. В. Механика грунтов. Изд-во МГУ, 1962.

Осицев Д. И. Загрязнение подземных вод отходами флотационных цехов железорудного комбината. «Гигиена и санитария», 1965, № 5.

Основы геокриологии (мерзлотоведение). Часть I и II. Изд-во АН СССР. 1959.

Павлов И. Н., Прохоров С. П., Скворцов Г. Г. и др. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия железорудных месторождений Курской магнитной аномалии. Госгеолиздат, 1959.

Панков М. А. Процессы засоления и рассоления почв Голодной степи. Ташкент, 1962.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд-во МОИП, иов. сер., вып. 12/16, 1949.

Петров Г. Н. Особенности формирования подтопленных земель крупными водохранилищами и возможность их прогиоза. Тр. координационного совещ. по гидротехнике. Вып. 59. Л., 1970.

Плотников Н. А. Оценка запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Плотников Н. И. О прогиозе гидрогеологических условий при эксплуатации рудных месторождений. «Горный журнал», 1964, № 5.

Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. Часть I и II. Изд-во МГУ, 1965, 1968.

Плотников Н. И. О проблеме «Земная кора и деятельность человека». В сб. «Земная кора и деятельность человека», вып. 4, Ротапринт ВСЕГИНГЕО, 1967.

Плотников И. И., Крупкин Л. В., Ляпин Ю. И., Шитов А. И. Скважинное водопонижение на Североуральских бокситовых рудниках. Сб. «Мат-лы конф. по обмену опытом в науч. исследованиях и проектировании осушения месторождения пол. ископаемых». Белгород, 1966.

Поиски и разведка подземных вод для крупного водоснабжения (методическое пособие). Изд-во «Недра», 1969.

Помазкова Е. Н. Требования к организации территории внешнего благоустройства при проектировании малых поселков на Крайнем Севере. Сб. «Проблемы Севера», вып. 10. Изд-во «Наука», 1964.

Порхаев Г. В., Шелоков В. К. Влияние застройки на термовлажностный режим многолетнемерзлых грунтов. Сб. «К основам учения о мерзлых зонах земной коры», вып. 7. Изд-во АН СССР, 1961.

Потрашков Г. Д., Цветкова С. Г. Устойчивость льдистых отложений в откосах карьеров. Мат-лы 8 Всесоюз. и межвед. совещ. по геокриологии (мерзловедению), вып. 5. Якутское книжное изд-во, 1966.

Проблема преобразования природы Средней Азии. Изд-во «Наука», М., 1967.

Пулатов А. П. Источники загрязнения ядохимикатами природных вод некоторых орошаемых районов Средней Азии на примере Ферганской котловины. Сб. 22-го гидрохимического совещ., вып. 2, 1968.

Роговская Н. В. Методика гидрогеологического районирования для обоснования мелнорацин. Госгеолтехиздат, М., 1959.

Роговская Н. В., Эфендиева С. М. Режим грунтовых вод Кура-Араксинской низменности в связи с развитием орошения. «Советская геология», 1966, № 7.

Рыбка В. Г. Краткая характеристика ветро-волнового режима Новосибирского водохранилища. Сб. «Работы по гидрологии», вып. 3, Гидрометеониздат, Л., 1963.

Сазонов Г. Н. Оседание поверхности под влиянием дренирования водоносных горизонтов. «Метрострой». 1968, № 3.

Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеониздат, Л., 1950.

Сергеев Е. М. Грунтоведение. Изд. 2-е, переработанное. Изд-во МГУ, 1959.

Серый П. А. Методика прогнозирования притоков воды в горные выработки и меры борьбы с шахтными водами Миргалымсайского рудника. Тр. Всесоюз. совещ. по освоению месторождений полезн. ископ., залег. в сложных гидрогеол. и ниж.-геол. условиях. Изд-во «Недра», 1964.

Серый П. А. Некоторые особенности гидрогеологических условий Миргалымсая. В сб. «Производительные силы Южного Казахстана», т. 4, Алма-Ата, 1966.

Сидоренко А. В. Человек, техника, земля. Изд-во «Недра», 1967.

Сидоренко А. В. Геология в 2000 году. Будущее науки. Изд-во «Знание», М., 1971.

Силин-Бекчурин А. И. О куполообразном залегании минерализованных вод в долинах рек Камы и Волги. «Советская геология», 1941, № 4.

Скабалланович И. А., Туменко Н. Р. К методике расчета подпора грунтовых вод при колебании уровня воды в водохранилище. «Научные записки Днепропетровского университета», т. 75, 1961.

Скабалланович И. А., Сергеева В. С. Прогноз режима грунтовых вод Каменского орошаемого массива в связи с режимом Каховского водохранилища. Вopr. изуч. и прогноза режима подземных вод. Изд-во «Недра», 1964.

Сляднев А. Ф. Методы изучения баланса грунтовых вод. Ташкент, 1961.

Смирнов Б. Н. Районирование территории КМА по гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям. Сб. «Науч. тр. по проблемам Курской магнитной аномалии», М., 1962.

Смирнов В. И. К вопросу изучения изменений мерзлотно-инженерно-геологических условий в результате освоения территорий. Сб. «Мерзлотные исследования». Изд-во МГУ, вып. 8, 1968.

Степаиенко В К К вопросу о дальности распространения кишечной палочки в грунтовом потоке на экспериментальной модели Информ бюлл № 9, Сб. «Вопросы санитарной бактериологии»

Сулейманов Д М, Мусаев А А, Мамедяров М М Влияние орошения на процессы вторичного засоления, химический состав и режим грунтовых вод низменной зоны Азербайджанской ССР. В кн «Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод» Изд-во «Наука», М, 1964

Сумгин М И, Качурин С П, Толстихин Н И и др. Общее мерзлотоведение Изд-во АН СССР, 1940.

Твердохлебов И П Оценка влияния осушительных мероприятий на режим подземных вод и условия водоснабжения на территории крупного гидрогеологического региона на примере осушения Южно-Белозерского железорудного месторождения (методическое пособие) Изд-во ин-та ЦНИЛгоросушение, 1967

Теория и практика мерзлотоведения в строительстве (по опыту работы в восточной части Европейского Севера). Изд-во «Наука», М, 1965

Тумель В Ф О некоторых изменениях мерзлотного режима грунтов в связи с выгоранием растительных покровов Тр Комитета по вечн мерзлоте, т III Изд-во АН СССР, 1939

Фаденчева А П Загрязнение подземных вод г Дзержинска и состояние грунтового водоснабжения города Тез докл Всесоюз науч-техн совещ по использ подземных вод и искусств пополнению их запасов Изд-во «Наука», 1964

Фальковский Н И Водоснабжение и санитарная техника в СССР Изд-во МКХ РСФСР, 1948

Ферсман А Е Геохимия, т 2 Л, Химгеорет, 1934

Философов Г Н Воздушные потоки в трещинах горных пород Алдано-Чульманского горнопромышленного района Сб «Тепло- и массообмен в мерзлых толщах земной коры» Изд-во АН СССР, 1963

Фишман Л И К вопросу проверки и уточнения прогнозов подпора грунтовых вод на берегах водохранилищ Мат лы Первого научн техн совещ по изуч Куйбышевского водохранилища, вып 4, Куйбышев, 1963

Флорин В А К вопросу о гидродинамических напряжениях в грунтовой массе ГОНТИ, 1933

Флорин В А Теория уплотнения земляных масс Госстройиздат, 1948

Формирование береговой зоны Новосибирского водохранилища Изд-во «Наука», Новосибирск, 1968

Фролов Н С Развитие и состояние мелиорации в СССР Изд-во «Колос», М 1965

Ходжибаев Н Н Крупные ирригационные каналы как водонапорные системы и их влияние на мелиоративное состояние земель В кн «Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод» Изд-во «Наука», М, 1964

Ходжибаев Н Н, Алимов М С Региональный водно-солевой баланс Голубой степи Ташкент, 1966

Цветкова С Г О методике режимных гидрогеологических наблюдений в районах с мерзлыми породами Вопросы инженерной геокриологии Тематич сб, вып 22 Ротапринт ВСЕГИНГЕО, 1969

Черкинский С П, Минкин Е Д Гигиенические и санитарно-гидрогеологические задачи в области охраны подземных вод Тез докл на Всесоюз науч техн совещ по использ подземных вод и искусств пополнению их запасов Ташкент, «Недра», 1964

Цытович Н А Механика грунтов Госстройиздат, 1963

Шаманова И И Влияние промышленного освоения территории города Воркуты на условия и динамику сезонного промерзания — протаивания Изв Коми филиала ВГО, вып 8 Книжное изд-во, Сыктывкар, 1963

Швецов П. Ф. Геоморфологические вопросы при изысканиях трасс и площади под новостройки в районах многолетней криолитозоны. Мат-лы второго геоморфологического совещания. Изд-во АН СССР, 1959.

Швецов П. Ф. К плану исследований субарктики для создания научных основ преобразования и прогноза изменений ее природы. Изв. ВГО, 1970, № 5.

Швецов П. Ф., Запорожцева И. В. Повторяемость и инженерно-геокриологическое значение двух-трехлетних повышений температуры грунтов в субарктике. «Проблемы Севера (природа)», вып. 7. Изд-во АН СССР, 1963.

Швецов П. Ф., Бобов Н. Г. Изменение геокриологических условий на участках горнопромышленного освоения в условиях Крайнего Севера и их прогноз при разведке месторождений полезных ископаемых. Сб. «Тез. докл. Всес. совещ. по мерзлотоведению, 1970». Изд-во МГУ, 1970.

Шебеко В. Ф. Испарение с болот и баланс почвенной влаги. Изд-во «Урожай», Минск, 1965.

Шелабалин М. Г. Загрязнение подземных вод отходами фармацевтических производств и борьба с ними. В сб. «Водоснабжение и канализация», вып. 14, 1969.

Язвин Л. С., Плотников Н. И. Основные научные итоги изучения эксплуатационных ресурсов подземных вод СССР. Сб. «Мат-лы юбилейных чтений ВСЕГИН-ГЕО, посвященных 100-летию со дня рождения В. И. Ленина». Ротапринт ВСЕГИН-ГЕО, 1970.

Яковлев Б. И. Мелиорация избыточно-увлажненных минеральных почв в условиях БССР. Тр. конф. по мелиорации и освоению болот и заболоченных почв. Минск, 1956.

Brown I. Rickard, Victor D. The effect of disturbance on permafrost terrain. Cold. Reg. Res. and Enging. Lab. Hanover N. H. 1969, ref. «U. S. Gov. Res. and Develop. Rept.», 1970, vol. 70, No. 5.

Wilson G. and Grace H. The settlement of London due to underdrainage of the London clay.— «Institution of Civil Engineers». 1942—1943, No. 2.

Morris D. Ground water contamination and legal controls in Michigan. «Geol. Surv. Water-Supply Paper», 1961, 1963.

Poland I. E. and Davis G. H. Land subsidence due to withdrawal of fluids. «Geol. Soc. America». Boulder, Colorado, 1969.

Terzaghi K. Erdbaumechanik. «Deutsch», Vienna, 1925.

Terzaghi K. and Fröndlich O. K. Theorie der Setzung von Tonschichten. «Deutsch», Vienna, 1936.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Сводный том

Выпуск 4

Редактор издательства Л. Г. Китаев *и*ко

Технические редакторы А. Г. Иванова, Е. С. Сычева

Корректор Л. М. Кауфман

Сдано в набор 9/III 1973 г.	Подписано в печать 16/VIII 1973 г	T-13340.
Формат 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бумага № 1.	Печ. л. 17,5
Уч.-изд. л. 24,67.	Тираж 3000 экз.	Заказ 210/11403—2.
		Усл. п. л. 24,5.
		Цена 2 р. 82 к

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»