МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ
Белорусский национальный технический университет

Кафедра «Геотехника и строительная механика»

П. Н. Костюкович
И. П. Крошнер

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ВОДОЗАБОРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Учебно-методическое пособие
для обучающихся по специальности 1-70 04 03
«Водоснабжение, водоотведение и охрана водных ресурсов»

Рекомендовано учебно-методическим объединением по образованию в области строительства и архитектуры

Минск
БНТУ
2022

УДК 628.112-025.13(075.8)
ББК 38.774я7
К72

Рецензенты:
И. П. Дубатовка, М. И. Никитенко, А. И. Колтунов

Костюкович, П. Н.

К72 Гидрогеологические основы проектирования водозаборов подземных вод : учебно-методическое пособие для обучающихся по специальности 1-70 04 03 «Водоснабжение, водоотведение и охрана водных ресурсов»/ П. Н. Костюкович, И. П. Крошнер. – Минск : БНТУ, 2022. – 240 с.

ISBN 978-985-583-215-8.

В пособии уделяется внимание таким направлениям, как: 1) оценка устойчивости граничных условий водоносных горизонтов и водобалансовое обоснование их расчетных схем при запроектированном водоотборе; 2) динамика депрессионных воронок взаимодействующих водоносных горизонтов при сложном перетекании; 3) степень гидравлической связи речных вод с подземными в период эксплуатации *ВПВ*; 4) пределы геохимического смешения вод различных горизонтов при однонаправленном и сложном перетекании; 5) расчет времени водообмена между поверхностными и подземными водоносными горизонтами в зависимости от глубины залегания последних; 6) оценка эксплуатационных запасов *ППВ* отдельных регионов с позиции геоэкологических прогнозов; 7) определение гидрогеологических параметров пластов, приводимых к ограниченным в плане расчетным схемам и др.

Пособие содержит 11 типовых практических задач, обеспеченных методикой и примерами их решения. А также 29 вариантов буровых журналов с обобщенными данными по водозаборам Беларуси для построения гидрогеологических разрезов.

УДК 628.112-025.13(075.8)
ББК 38.774я7

ISBN 978-985-583-215-8

© Костюкович П. Н., Крошнер И. П., 2022
© Белорусский национальный технический университет, 2022

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 5

Глава 1. Основные сведения о подземной гидросфере Беларуси и водозаборных скважинах 14
1.1. Структура литосферы Беларуси 14
1.2. Общая характеристика грунтовых и артезианских вод 17
1.3. Зоны водообмена подземной гидросферы Беларуси 29
1.4. Гидрогелогическая характеристика моренных и флювиогляциальных напластований 48
1.5. Влияние грунтовых вод на динамику фазового состояния геооснований Беларуси 51
1.6. Водобалансовая теория подземного стока зоны активного водообмена Беларуси 63
1.7. Геодинамическая концепция формирования отложений ледникового комплекса Беларуси 76
1.8. Гидрогеологические критерии отбора предельно допустимых объемов пресных подземных вод Беларуси 88
1.9. Гидрогеологические условия, определяющие выбор местоположения водозаборных скважин и скважинных фильтров 94
1.10. Способы бурения и конструкции водозаборных скважин 100
1.11. Методика построения гидрологических разрезов 107
1.12. Содержание расчетно-графической работы 110

Глава 2. Теория и методология гидрогеологических расчетов водозаборных скважин и создаваемых ими депрессионных поверхностей 112
2.1. Расчет дебита и построение паспорта артезианской скважины (задача 1) 116
2.2. Расчет и построение установившейся депрессионной воронки при работе артезианской скважины (задача 2) 126
2.3. Расчет дебита и построение паспорта грунтовой скважины (задача 3) 127
2.4. Расчет и построение установившейся депрессионной воронки при работе грунтовой скважины (задача 4) 137

2.5. Оценка несовершенства водозаборных скважин (задача 5) 139
2.6. Гидрогеологические расчеты взаимодействующих скважин при установившемся движении подземных вод (задача 6) 144
2.7. Расчет и построение графиков временного прослеживания понижений уровня $sr t = f(\ln t)$ (задача 7) 150
2.8. Расчет и построение графиков площадного прослеживания понижений уровня $sr t = f(\ln t)$ (задача 8) 160
2.9. Расчет и построение графиков комбинированного прослеживания понижений уровня (графиков Джейкоба) $sr t = f[\ln(t/r2)]$ (задача 9) 164
2.10. Расчет и построение графиков комбинированного прослеживания понижений уровня $sr t = f[\ln(t/r2 - \lambda)]$ в пластах с перетеканием (задача 10) 169
2.11. Определение гидрогелогических параметров водоносных горизонтов по данным опытных кустовых откачек (задача 11) 182
2.12. Известные и нераскрытые закономерности развития неустановившейся депрессионной поверхности в пластах с перетеканием 188

Приложение 1. Буровые журналы для построения гидрогеологических разрезов 194
Приложение 2. Расшифровка позиций в гидрогеологических разрезах 223
Приложение 3. Результаты опытных кустовых откачек при неустановившемся движении подземных вод 227
Приложение 4. Таблица десятичных логарифмов 234

Список литературы 237

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость издания первого учебного пособия по гидрогеологическим основам проектирования *водозаборов подземных вод (ВПВ)* обусловлена многими факторами. Среди них главными являются следующие.

Как известно, в централизованном водоснабжении городов и сел Беларуси использование *пресных подземных вод (ППВ)* занимает около 90 % и продолжает расти. Поэтому знания по гидрогеологическим аспектам проектирования *ВПВ* применительно к геологическому строению и гидрогеологическим условиям недр нашей страны необходимы будущим специалистам как в области водоснабжения и охраны водных ресурсов, так и в сфере использования подземных минеральных вод для санаторно-курортного лечения.

В этих условиях были существенно увеличены объемы преподавания теоретических и практических курсов по гидрогеологии (к примеру, лекционных часов с 18 до 54, лабораторных – с 18 до 36, практических занятий – с 0 до 18). В то же время соответствующее учебное пособие отсутствует (такого нет даже в России). И если для студентов дневной формы обучения овладение необходимым объемом знаний по гидрогеологии и подземной гидродинамике осуществляется на лекциях и практических занятиях, то студенты-заочники, в последние годы сдающие экзамены по одинаковой со студентами-очниками программе, этой возможности не имеют и поэтому особенно нуждаются в данном пособии.

С учетом изложенного приняты структура, методология и содержание пособия. Его основу составляют 11 типовых задач, полностью обеспеченных теорией и примерами их решения. При проектировании *ВПВ*, естественно, решаются не только эти, но и более сложные задачи, как например: 1) оценка устойчивости граничных условий водоносных горизонтов и водобалансовое обоснование их расчетных схем при запроектированном водоотборе; 2) динамика депрессионных воронок взаимодействующих (по разрезу) водоносных горизонтов при сложном перетекании, направленность и величина последнего; 3) степень гидравлической связи речных вод с подземными в период эксплуатации *ВПВ*; 4) пределы геохимического смешения вод различных горизонтов при однонаправленном и сложном перетекании; 5) оценка эксплуатационных запасов *ППВ* отдельных ре-

гионов с последующими геоэкологическими прогнозами последствий их единовременного отбора; 6) расчет времени водообмена подземных вод с поверхностными как функции глубины залегания водоносных горизонтов; 7) определение гидрогеологических параметров пластов, приводимых к ограниченным в плане расчетным схемам (полубесконечный пласт, пласт-полоса, пласт-клин и др.) со сложными и неустойчивыми граничными условиями и т. д.

Такие гидрогеологические задачи требуют обширных познаний в региональной гидрогеологии и подземной гидродинамике и под силу профессионалам-гидрогеологам высокого уровня. Однако умение решать поставленные типовые задачи позволит будущим инженерам-водоснабженцам понимать более сложные и содействовать мудрому использованию водных ресурсов подземной гидросферы нашей страны. В этом также заключается одна из главных целей пособия, отличительной чертой которого является не геолого-географический, а физико-аналитический, т. е. строго инженерный, подход к рассмотрению гидрогеологических задач. Поэтому обоснованно в пособии вводятся такие необходимые при проектировании *ВПВ* понятия, как «фильтрационные потоки переменной массы, порождаемые перетеканием подземных вод из смежных пластов в возмущенный; геохимическая ступень зоны замедленного водообмена; гидрогеологические критерии отбора предельно допустимых объемов *ППВ*; геодинамическая концепция формирования отложений ледникового комплекса; пьезометрический разрыв уровней ΔS на стенке возмущающей артезианской скважины; трактовка суммарных потерь напора ΔS как меры обобщенных фильтрационных сопротивлений (несовершенства) возмущающих артезианских скважин; формула Тейса с водобалансовой поправкой λ; радиус влияния как функция интенсивности перетекания или площадного питания λ; метод бурения водозаборных скважин с обратной промывкой забоя чистой водой; скважинные фильтры со сменной внутренней оболочкой тонкой очистки; графики комбинированного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f[\ln(t / r^{2-\lambda})]$ в пластах с перетеканием» и др. В результате пособие включает материалы новейших научных достижений как в гидрогеологии и подземной гидродинамике, так и в сопредельных областях. Таким образом оно приобщает студентов к анализу и поискам оптимальных решений, способствует развитию глубокого мышления и творчества, прививает будущим инженерам стремление

к логике и доказательствам, раскрывает им мудрость известного правила аналитиков «додумывай все до конца или стремись к этому», указывает на неограниченные возможности совершенствования как существующих, так и будущих теорий, моделей, технологий и проектов. С этих позиций ряд параграфов пособия (напр., 1.4–1.7, 2.12) заинтересуют также аспирантов и проектировщиков.

Иначе говоря, на приводимых примерах возникших и зарождающихся проблем подземной гидросферы Беларуси (внутрипластовое обезжелезивание *ПВ*, гидрогеологические критерии захоронения радионуклидов и других вредных веществ в зонах активного и замедленного водообмена Беларуси, искусственное восполнение запасов *ПВ*, оценка предельных объемов отвода *ППВ* в границах всей страны и др.) раскрывается их сложность и динамика, показывается производственная недоработанность и слабая геоэкологическая обоснованность тех или иных технологий их решения, обращается внимание будущих специалистов на такие «второстепенные» факторы, как последствия захоронения радионуклидов в зонах водообмена, *роза ветров и направленность движения ПВ в районах расположения АЭС* и др. Одним словом, в пособии делается все, чтобы студенты прониклись заботой о недрах своей земли и, особенно, об их *ПВ* – ценнейшем богатстве белорусов.

В связи с изложенным были полностью заменены традиционные инженерно-геологические разрезы глубиной 15–20 м, используемые на лабораторных занятиях, на гидрогеологические глубиной 150–220 м, нередко содержащие артезианские горизонты минерально-лечебных вод. Тем самым в каждом варианте решаемых задач представляется возможность наяву увидеть реальную картину залегания, стратиграфию и геохронологию водоносных горизонтов на разных глубинах, последствия их взаимодействия при возмущении и роль в этом взаимодействии литологических «окон», выклинивания флювиогляциальных отложений, ледниковых мегаложбин и других форм граничных условий водонапорных комплексов.

Проектирование *ВПВ* охватывает ряд водобалансовых и геоэкологических проблем региональной гидрогеологии Беларуси. Поэтому необходимо указать на отличительные черты подземной гидросферы нашей страны. Из главных к ним можно отнести наличие в недрах Беларуси *трех гидродинамических зон* – так называемых зон вертикального водообмена. Самой нижней из них является *зона*

весьма замедленного (застойного) водообмена. Она заключена в межсолевых и подсолевых отложениях Припятского артезианского бассейна, начинается с глубин 1500–1800 м и содержит преимущественно хлоридные натриевые, хлоридные кальциевые, сероводородные, бромные и йодо-бромные воды с минерализацией до 100–450 г/дм^3 и температурой 50–90 ºС и более (рис. В.1).

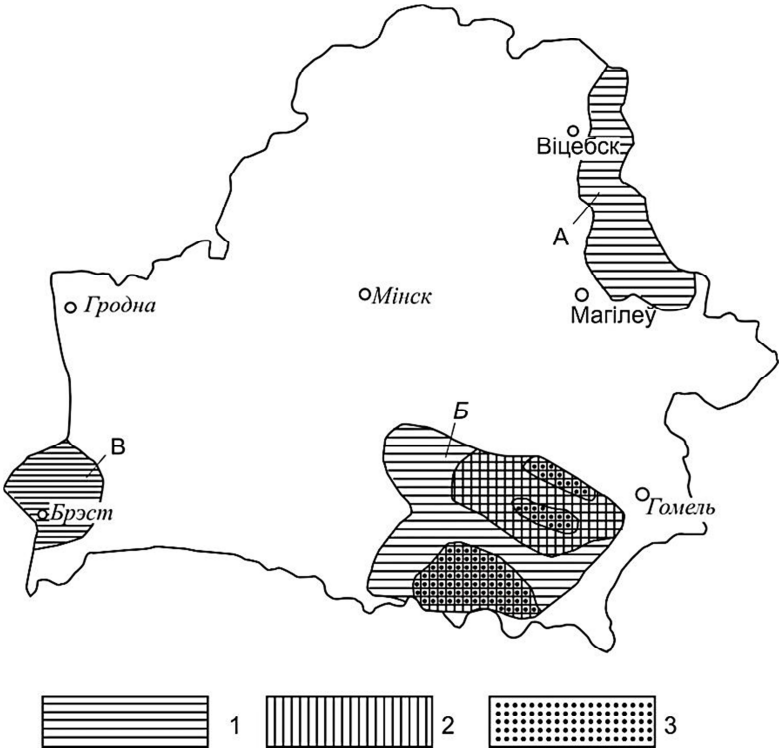


Рис. В.1. Схема распространения термальных вод артезианских бассейнов Беларуси: *А* – Оршанского (температура вод 18–30 ºС, общая минерализация 50–150 г/дм^3); *Б* – Припятского (20–120 ºС, 150–260 г/дм^3); *В* – Подлясско-Брестского (20–40 ºС, 2–13 г/дм^3); термальные воды: *1* – низкопотенциальные (20–70 ºС); *2* – среднепотенциальные (70–100 ºС); *3* – высокопотенциальные (более 100 ºС)

Зона замедленного или затрудненного водообмена залегает над рассолами застойной гидросферы и имеет повсеместное распространение. Она заключена в дочетвертичных (коренных) отложениях,

содержит напорные минеральные воды с минерализацией 3–35 г/дм^3 и залегает на глубинах в среднем от 200 до 500 м. Ее мощность изменяется от 300–600 м в Прибалтийском артезианском бассейне до 1000–1200 м – в Припятском. Среди минеральных лечебных вод этой зоны преобладают гидрокарбонатные, сульфатные, хлоридные и радоновые, широко используемые в бальнеологии и курортологии.

Зона активного водообмена (АВ) перекрывает нижерасположенную зону замедленного водообмена, охватывает всю четвертичную толщу и верхние напорные горизонты коренных пород (рис. В.2–В.3). Ее мощность изменяется от 100–150 м на антеклизах, выступах и седловинах фундамента, приуроченных к краевым частям артезианских бассейнов, до 300–400 м и более в синеклизах, впадинах и других отрицательных геоструктурах, расположенных в центральных областях бассейнов. Верхней границей зоны *АВ* является капиллярная кайма и *уровень грунтовых вод (УГВ*), нижней – водоупорные отложения мезозоя и палеозоя, а также морены древних оледенений.

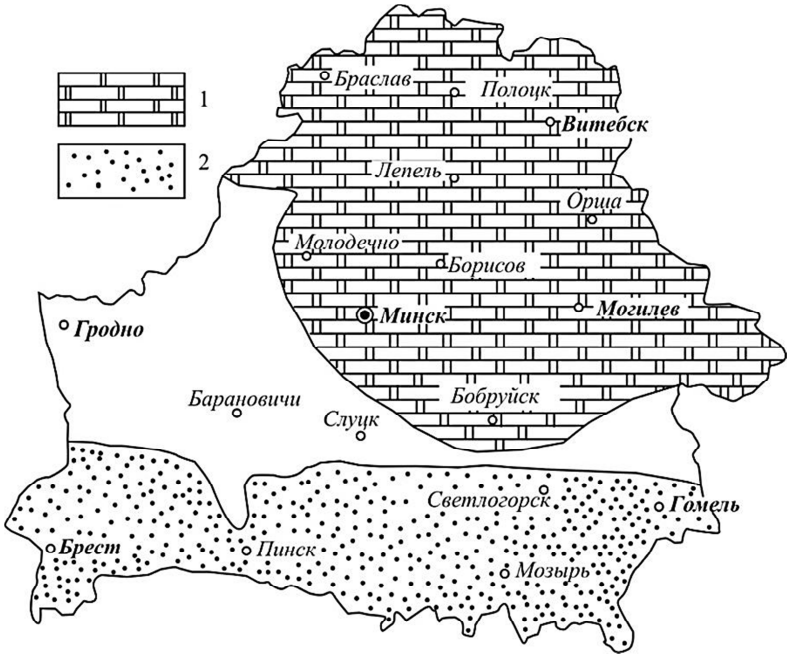


Рис. В.2. Региональное распространение по территории Беларуси девонского (*1*) и палеогенового (*2*) водоносных комплексов

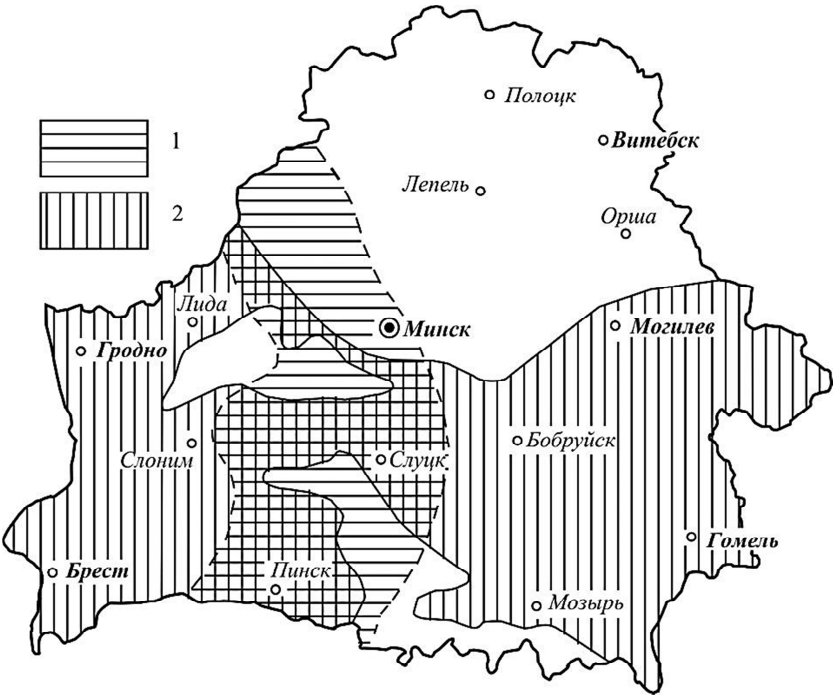


Рис. В.3. Региональное распространение по территории Беларуси верхнепротерозойского (*1*) и мелового (*2*) водонапорных комплексов

Зона *AB* имеет ряд характерных особенностей, определяющих ее гидродинамические, гидрогеохимические и геоэкологические свойства. К главным из них относятся следующие.

Во-первых, особенностью зоны *AB* Беларуси является *ее геологическое строение как ледниковой формации*, в которой может насчитываться до четырех морен: поозерская (A_3pz) или валдайская, сожская (A_2sz) или московская, днепровская (A_2dn) и березинская (A_1br). Это обстоятельство привело к формированию в четвертичной толще пяти водоносных горизонтов, четыре из которых заключены в межморенных флювиогляциальных отложениях и являются артезианскими, а пятый залегает на одной их верхних морен и является безнапорным (грунтовые воды). Поскольку морены часто размыты и имеют в большом количестве литологические «окна», *то все водоносные горизонты зоны AB гидравлически взаимосвязаны*

и фактически образуют единый водоносный комплекс с общим статическим уровнем.

Второй особенностью зоны *АВ* является то, что она на всю мощность дренируется крупными реками и их *прареками – мегаложбинами ледникового выпахивания*, *или палеоврезами*, которые на поперечных геологических разрезах подобны горным каньонам. Мегаложбины проходят вдоль современных речных долин под их русловыми отложениями. Заполнены в основном высокопроницаемыми водно-ледниковыми отложениями и прорезают осадочный чехол до глубины 100–200 м, часто врезаясь в коренные породы. Поэтому зона *АВ* совпадает с областью распространения пресных (минерализация до 1 г/дм^3) гидрокарбонатных вод, отличающихся самыми различными сочетаниями Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+} и других катионов [27, 32, 34].

Третья особенность зоны АВ заключается в том, что при работе *ВПВ* в сферу их дренирования вовлекаются не только смежные по разрезу водоносные пласты, но практически вся зона *АВ*, включая грунтовые и поверхностные воды. В результате сложное перетекание (параллельный водообмен между соседними горизонтами, контактирующими с возмущенным) приводит к формированию во взаимодействующих горизонтах самостоятельных депрессионных воронок, размеры которых пропорциональны величине перетекания и уменьшаются с удалением от возмущенного горизонта [13].

Приведенные особенности зоны *АВ* проявляются достаточно медленно (можно сказать годами) и прежде всего в регионах с интенсивным водоотбором. Поэтому при гидрогеологических изысканиях, выполняемых в короткие сроки и с небольшими дебитами, они, как правило, не фиксируются или наблюдаются частично. Это обстоятельство приводит к тому, что утвержденные и прогнозные эксплуатационные запасы *ППВ* Беларуси, подсчитанные по данным этих изысканий, являются крайне завышенными как по отдельным регионам, так и в целом для всей зоны *АВ* [3, 20]. В этих условиях интенсификация работы *ВПВ* требует всесторонних гидрогеологических и геоэкологических обоснований, среди которых на первом месте стоят вопросы водного баланса регионов и геохимического смешения *ПВ* взаимодействующих горизонтов. Поэтому принцип «семь раз отмерь – один раз отрежь» идеально подходит к проектированию *ВПВ* Беларуси и также широко используется в пособии.

Для гидрогеологии характерен синтез теории и практики: формулы Дюпюи и Тейса; графики комбинированного прослеживания по-нижений уровня при отсутствии перетекания $S_{rt} = f[\ln t / r^2]$ и его наличии $S_{rt} = f[\ln(t / r^{2-\lambda})]$; теория несовершенства возмущающих скважин, основанная на существовании разрыва уровней ΔS и Δh на их стенках и др. Началом и вершиной в этом объединении является гениальность закона Дарси, в котором скорость фильтрации $V = Q / F_r$ – виртуальная или абсолютно фиктивная величина, не существующая в природе. Реальный поток *ПВ* состоит из множества мельчайших струек, движущихся по активным порам пласта и пока не изученная наукой. Этот реальный поток *ПВ* Дарси догадался заменить «своим» фиктивным потоком, в котором нет отдельных струек, а есть сплошной поток жидкости в канале-трубе, текущий по всему поперечному (геометрическому) сечению F_r этой трубы, не содержащей скелета и пор.

Замена реального (струйчатого) потока *ПВ* фиктивным или фильтрационным потоком сплошной среды оказалась удачной: опыты показали, что *только в фильтрационных потоках наблюдается прямо пропорциональная зависимость между скоростью фильтрации V, т. е. реальным расходом потока Q, и реальным градиентом напора* $i = \Delta H / \Delta L$: $V = Ki$. Как видим, произошло уникальное в науке объединение виртуальности с реальностью, создавшее подземную гидродинамику. В результате можно констатировать: без фундаментального понятия «скорость фильтрации» не было бы не только закона Дарси, но и теории фильтрации – теоретической основы проектирования *ВПВ*. Поэтому раскрытие физической сущности гидрогеологических процессов, сопровождающих движение *ПВ* и формирование депрессионных воронок, также является отличительной чертой пособия.

Поскольку гидрогеологические условия возмущенных горизонтов изменяются во времени под влиянием водоотбора, то, принимая в расчетах устойчивые значения гидрогеологических параметров и граничных условий, мы сталкиваемся с неизбежностью *гидрогеологических допущений и рисков*. Это приводит к необходимости применять *метод гидрогеологических аналогий*, присутствующий в неявном виде во всех задачах.

Работа над пособием продолжалась более 10 лет. Большую помощь оказали профессора, доктора наук Г. А. Колпашников, М. И. Никитенко, доценты, кандидаты наук Н. Н. Баранов, Т. М. Уласик, В. Н. Кравцов, И. Л. Бойко, В. А. Сернов, старшие преподаватели Р. И. Ленкевич и И. П. Крошнер, ассистент В. Г. Мякота. Всем им – моя глубокая признательность и благодарность: окружающий мир больше влияет на нас, чем мы думаем.

Также выражаю благодарность студентам, которые принимали активное участие в подготовке пособия и открыто высказывли свое видение геоэкологических последствий водоотбора тех объемов *ППВ* Беларуси, которые предусмотрены утвержденными запасами (а это около 18 км^3/год [34]).

ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЕ БЕЛАРУСИ И ВОДОЗАБОРНЫХ СКВАЖИНАХ

1.1. Структура литосферы Беларуси

Этот фундаментальный вопрос геологического строения Беларуси вкратце изложим следующим образом [30, 32].

Земной корой называется толща горных пород, залегающая на *верхней мантии*; граница между корой и мантией называется *поверхностью Мохоровичича* (сокращенно Мохо) или подошвой земной коры (на территории Беларуси ее мощность составляет 45–55 км). *Литосфера* объединяет земную кору и верхнюю часть верхней мантии; ее мощность в пределах Беларуси изменяется от 90–100 км в Припятском прогибе до 180–200 км на Белорусской антеклизе. Под литосферой залегает *астеносфера*, мощность которой в направлении Минск-Микашевичи возрастает соответственно от 50–60 до 100–120 км.

Земная кора Беларуси имеет трехслойное строение и состоит из верхнего (гранитно-метаморфического), среднего (диоритового) и нижнего (базальтового) слоев мощностью соответственно 20–25, 12–15 и 15–20 км; кора сложена породами магматической и метаморфической формации (гранулитами, габбро-диабазами, гранитоидами, амфиболит-гнейсами, гнейсо-сланцами и др.).

Глубинные геофизические зондирования (сейсмические, магнито- и гравиметрические, палеомагнитные и др.) показывают, что и в современную геологическую эпоху земная кора Беларуси подвергается постоянному деформированию и в соответствии с *теорией тектонического движения плит* на юге страны (северная окраина Украинского кристаллического щита) интенсивно погружается в верхнюю мантию (район Овручского грабена), создавая условия для перестройки кристаллического фундамента и формирования новой тектонической структуры. Этот пример свидетельствует, что тектоническая жизнь нашей планеты продолжается, открывая пути для зарождения новых материков и океанов (рис. 1.1).

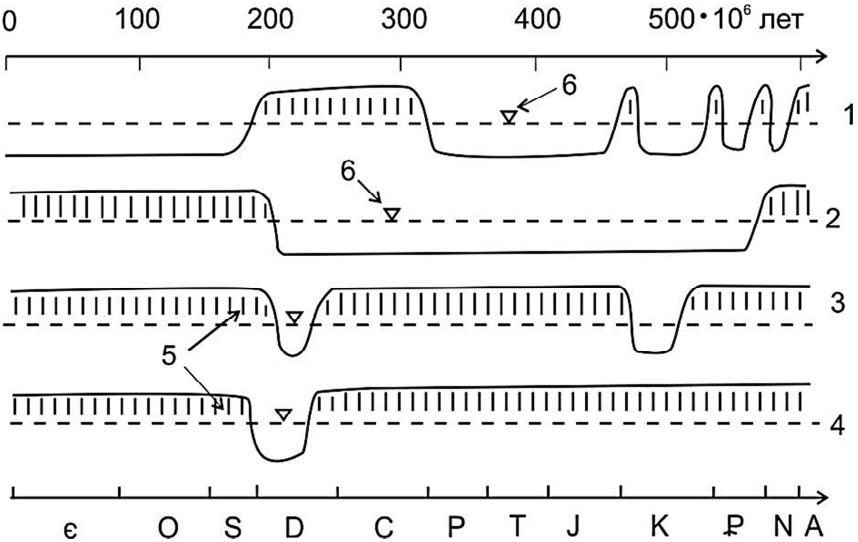


Рис. 1.1. Динамика смены континентальных условий 5-ю морскими периодами в 4-х регионах Беларуси за последние 600 млн лет (при соблюдении двух допущений: постоянства положения уровня Мирового океана *6* за 600 млн лет и отсутствия оледенений и соответственно осадконакоплений в периоды господства континентальных условий):
1 – Брест; *2* – Гомель; *3* – Минск; *4* – Витебск. Соотношение между суммарной продолжительностью континентальных t_s и морских t_w условий в регионах 1–4; *5* – период континентальных условий

Верхний (гранитно-метаморфический) слой земной коры Беларуси, на котором залегают осадочные породы, называется *кристаллическим фундаментом*. Формирование фундамента происходило в архее (*AR*) и нижнем протерозое (*PR*), т. е. около 1,7–2,5 млрд лет назад. Поверхность фундамента неровная и характеризуется наличием крупных понижений (грабены Припятский и Воложинский; впадины Оршанская, Подлясско-Брестская и Прибалтийская), поднятий (Микашевичский, Бобруйский и Вилейский выступы, Центрально-Белорусский массив) и седловин (Полесская, Латвийская, Брагинско-Лоевская и Жлобинская). Поэтому глубины залегания фундамента изменяются от 50–100 м в районах поднятий до 1–2 и более км в грабенах и впадинах (рис. 1.2).

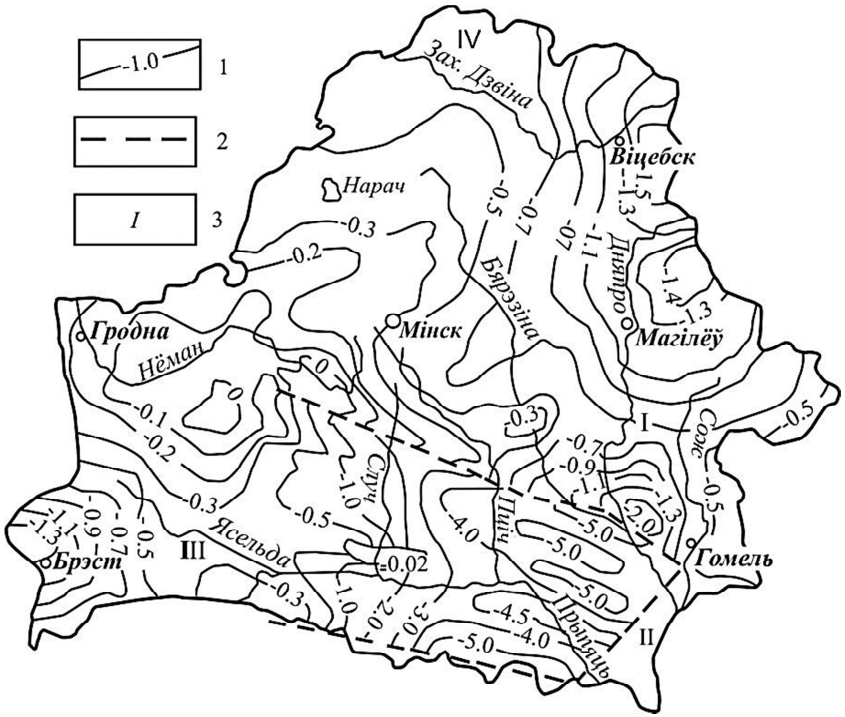


Рис. 1.2. Карта поверхности кристаллического фундамента Беларуси:
1 – стратоизогипсы поверхности фундамента, км; *2* – разломы, ограничивающие Припятскую впадину; *3* – седловины: I – Жлобинская; II – Брагинско-Лоевская; III – Полесская (или Пинская); IV – Латвийская

В плане фундамент подразделяется на несколько геоструктурных зон или массивов, которые представлены различными сочетаниями пород гранулитового, гранито-гнейсового и вулканоплутонического комплексов. Они часто настолько метаморфизованы, что утрачивают признаки исходных магматических образований. Это, прежде всего, архейские ($AR = AR_1 + AR_2$) образования (биотитовые плагиогнейсы, амфиболитовые гнейсы, амфиболиты, пирогнейсовые кристаллические сланцы, гранитогнейсы, перидотиты, флогопитовые сланцы, габбро, граниты и мигматиты) и нижнепротерозойские ($PR_1 + PR_{1–2}$) (железистые кварциты, диориты, слюдистые сланцы, гранодиориты, габбро-диабазы, граниты микроклиновые, кварцевые порфиры и конгломераты, кварцитовидные песчаники). Фундамент

изобилует разрывными нарушениями (тектоническими разломами): суперрегиональными, многие из которых выходят за пределы Беларуси, региональными и местными.

Характеристики соотношения	Регионы			
	1	2	3	4
$\alpha = t_s / T_Э$	0,31	0,38	0,85	0,92
$\beta = t_w / T_Э$	0,69	0,62	0,15	0,08
$\gamma = t_s / t_w = \alpha / \beta$	0,45	0,61	5,67	11,50

На кристаллическом фундаменте залегает мощная толща осадочных отложений – *осадочный чехол*. В основании чехла, т. е. непосредственно на кристаллических породах фундамента, расположены терригенные отложения верхнего (позднего) протерозоя ($PR_2 \rightarrow \leq$ 1,6–1,7 млрд лет), которые подразделяются на нижнерифейские ($R_1 \rightarrow$1,6–1,4 млрд лет), среднерифейские ($R_2 \rightarrow$ 1,4–1,0 млрд лет), верхнерифейские ($R_3 \rightarrow$1,0–0,7 млрд лет) и вендские ($V \rightarrow$ 0,7–0,57 млрд лет). Эти отложения представлены в основном песчаниками, кварцевыми порфирами, алевролитами, гравелитами, кварцито-песчаниками, глинами.

1.2. Общая характеристика грунтовых и артезианских вод

По водопроницаемости горные породы подразделяются на *высокопроницаемые* (гравий, пески крупно- и среднезернистые, трещиноватые скальные и полускальные породы), *малопроницаемые* (суглинки, супеси, пески глинистые, торфы) и *непроницаемые* (водоупоры) – глины, алевриты, аргиллиты, монолитные (без трещиноватости) скальные и полускальные породы.

Проницаемые горные породы, насыщенные подземными водами (*ПВ*) и залегающие в виде региональных напластований или слоев, образуют *водоносные горизонты (пласты)*. По гидравлическим признакам среди них различают горизонты грунтовых (безнапорных) и артезианских (напорных) вод. *Грунтовые воды*, как правило, залегают на региональном водоупоре (чаще всего морене), который называется *подошвой водоносного горизонта*; они не перекрываются

сверху непроницаемой *кровлей* (верхним водоупором) и потому имеют прямую (непосредственную) связь с атмосферой и не обладают избыточным напором (на их поверхности, называемой *уровнем* или *зеркалом грунтовых вод (УГВ),* давление равно атмосферному). На этом основании грунтовые воды называются *безнапорными* (при их вскрытии шурфом, колодцем или скважиной *УГВ* продолжает оставаться на той глубине, где он встречен горной выработкой) (рис. 1.3).

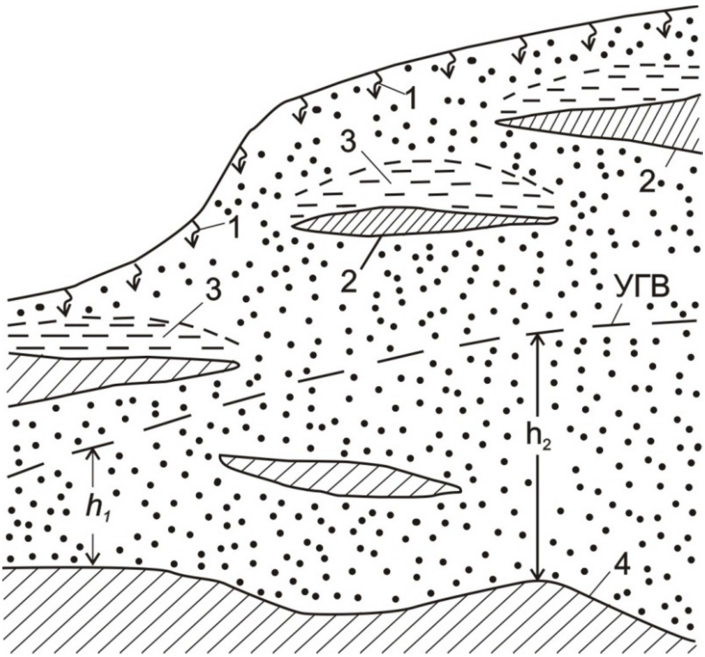


Рис. 1.3. Широкое развитие моренных прослоек и линз (*2*) в зоне аэрации водораздельных пространств способствующее формированию здесь обильной верховодки (*3*) в периоды затяжных дождей и интенсивного снеготаяния: *1* – инфильтрация (просачивание) дождевых и талых вод; *4* – подошва грунтовых вод; h_1, h_2 – мощности грунтового потока в его разных поперечных сечениях

На водоразделах, в речных долинах и на болотных массивах, теперь уже осушенных, грунтовые воды залегают на некоторой глубине и не выходят на дневную поверхность. Геологическое пространство между поверхностью земли (атмосферой) и *УГВ* называется

зоной аэрацией или *зоной неполного водонасыщения* (из-за того, что в этом пространстве поры горных пород лишь частично заполнены водой и содержат много воздуха – кислорода, азота, углекислого газа и т. д.).

Зона аэрации играет большую роль в технологии передачи инфильтрационного питания грунтовым водам и защите их от загрязнений (радионуклидами, пестицидами, сточными водами и т. д.); эта зона всегда содержит *капиллярные воды*, заключенные в *капиллярной кайме*, непосредственно залегающей над *УГВ* и подпитываемой им; мощность капиллярной каймы соответствует максимальной высоте капиллярного поднятия грунтовых вод h_k в данных отложениях (рис. 1.4).

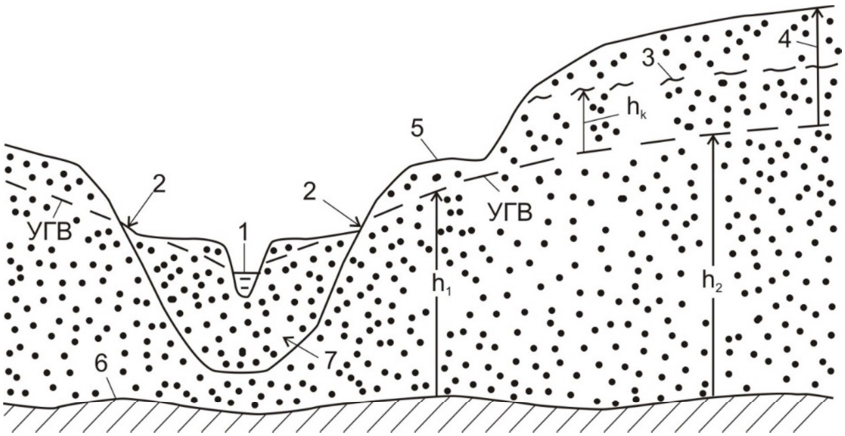


Рис. 1.4. Схематический гидрогеологический профиль через долину реки и показатели грунтовых вод:
1 – русло реки; *2* – выход (источник) грунтовых вод на пересечении поймы и террасы; *3* – поверхность капиллярной каймы; *4* – мощность зоны аэрации (зоны неполного водонасыщения); *5* – поверхность первой надпойменной террасы; *6* – поверхность водоупорного слоя (подошва грунтовых вод); *7* – подрусловые аллювиальные отложения; *УГВ* – уровень (зеркало) грунтовых вод; h_k – мощность капиллярной каймы; h_1, h_2 – мощности грунтового потока, текущего к реке

Капиллярные воды обладают аномальными свойствами, не подчиняются силе тяжести (наперекор ей поднимаются вверх на 40–50 см в песках и на 1,0–1,3 м в моренных суглинках) и представляют большую опасность для тонкодисперсных геооснований (поэтому с целью прекращения их доступа к инженерным сооружениям под

подошвой фундамента закладываются *прерыватели капиллярного поднятия* – песчано-гравийные или другие слои и плиты из макропористых сред с $h_k = 0$, табл. 1.1).

Таблица 1.1

Водопроницаемость (К, м/сут), пористость (n, % – для грунтов с влажностью в диапазоне линейной фазовой модели $W \le W_ф$), водоотдача (μ, %) и максимальная высота капиллярного поднятия (h_k, см) в грунтах Беларуси

Грунты	К	n	μ	h_k
Гравий промытый	200–500	32–43	30–40	0
Гравий и галечник с песком	120–200	31–40	28–38	0–2
Пески:				
речные	80–120	34–42	27–36	2–4
крупнозернистые	60–100	30–39	25–35	4–12
разнозернистые	40–60	28–38	24–32	12–20
среднезернистые	15–40	33–39	23–30	20–30
мелкозернистые	5–15	34–40	15–22	30–100
тонкозернистые	1–5	35–41	10–15	100–120
пылеватые	0,1–1,0	36–42	6–12	120–150
Супеси:				
легкие	0,1–0,5	30–40	6–11	150–200
тяжелые	0,01–0,1	35–42	4–8	200–250
Суглинки:				
лессовидные	0,05–1,0	33–43	3–7	200–250
легкие	0,01–0,1	30–40	5–9	170–250
средние	0,005–0,01	36–46	4–8	250–350
тяжелые	0,0001–0,005	32–43	1–4	350–500
Глины:				
легкие	0,0001–0,001	35–45	3–5	500–700
тяжелые	0,0001	40–55	0,5–3,0	700–900
Торф:				
неосушенный	0,5–5,0	85–95	15–30	70–100
осушенный	0,1–2,0	50–70	5–15	60–110
пахотный слой	5,0–15,0	80–90	20–40	50–70

В естественных условиях *УГВ* с некоторым отставанием по глубине и площади копируют рельеф земной поверхности: понижаются

вместе с нею к долинам рек и болотным массивам и повышаются в сторону междуречий и возвышенностей. Мощность зоны аэрации следует этой закономерности и уменьшается до 0,1–0,5 м к поймам рек и болотам и возрастает до 5–10 м и более на водоразделах. При наличии в зоне аэрации линз и прослоек моренных суглинков и супесей на них может накапливаться в период дождей и снеготаяния *верховодка* – спорадические или временные воды, которые в засушливые периоды исчезают и потому при изысканиях часто не обнаруживаются. В городских условиях верховодка загрязнена и представляет опасность для геооснований, подвергая их переменному увлажнению.

Режим уровня грунтовых вод обусловлен в основном атмосферными осадками и сезонностью климата и относится к *междуречному* типу. При мощности зоны аэрации до 3–5 м наблюдается четкая, хотя и ослабленная связь *УГВ* с атмосферными осадками, отмечается достаточно быстрый подъем *УГВ* после снеготаяния, осенних дождей, а также после каждого обильного выпадения атмосферных осадков летом. Зимний период характеризуется медленным спадом *УГВ*. Эти свойства режима *УГВ* часто приводят к длительной «стоянке» верховодки и цикличной переувлажненности геооснований, что создает непредсказуемые диапазоны изменения несущей способности фундаментов мелкого заложения.

При мощности зоны аэрации более 3–5 м непосредственная связь *УГВ* с дневной поверхностью и атмосферными осадками практически не имеет места. Амплитуда колебаний *УГВ* незначительная, а сами колебания несинхронны с осадками, спокойные, без резких подъемов и опусканий. Такой режим *УГВ* практически не вносит корректив в динамику несущей способности фундаментов глубокого заложения.

Не имея над собой защитного малопроницаемого слоя (в виде морены, болотного мергеля, торфа), грунтовые воды Беларуси получают питание преимущественно за счет *инфильтрации* (капельного просачивания под действием силы тяжести) дождевых и талых вод, а также вод поверхностных водоемов (озер, болот, водохранилищ) и водотоков (рек и ручьев). Поэтому грунтовые воды открыты для прямого загрязнения и только при условии отфильтровывания их через достаточно протяженные слои песчано-гравийных отложений (например, на *инфильтрационных водозаборах,* располагаемых вдоль рек, каналов и по берегам водохранилищ) используются для централизованного водоснабжения.

Занимая поровые пространства в подрусловом аллювии и песчано-гравийных толщах ледниковых мегаложбин (палеоврезов), тянущихся вдоль современных речных долин, *грунтовые воды имеют прямую гидравлическую связь с речными* и под руслами многих рек или параллельно им образуют мощные, глубиной 50–200 м и шириной до 100–500 м, подземные потоки грунтовых вод (пра-реки). Эти потоки заполняют погребенные водонасыщенные мегаложбины (*ледниковые палеоврезы*), выполненные высокопроницаемыми флювиогляциальными отложениями. По направлению движения потоки *ПВ* этих мегаложбин совпадают с речными, по расходу в межень сопоставимы с ними, но по своему гидрографу существенно отличаются от рек, не обладая «пиками» половодий (рис. 1.5). Именно благодаря ледниковым палеоврезам осуществляется глубинное дренирование и промывка осадочного чехла и выветрелой зоны кристаллического фундамента и формирование в них зоны активного водообмена с пресными водами (их общая минерализация $M \leq 1{,}0$ г/дм^3) [15, 18].

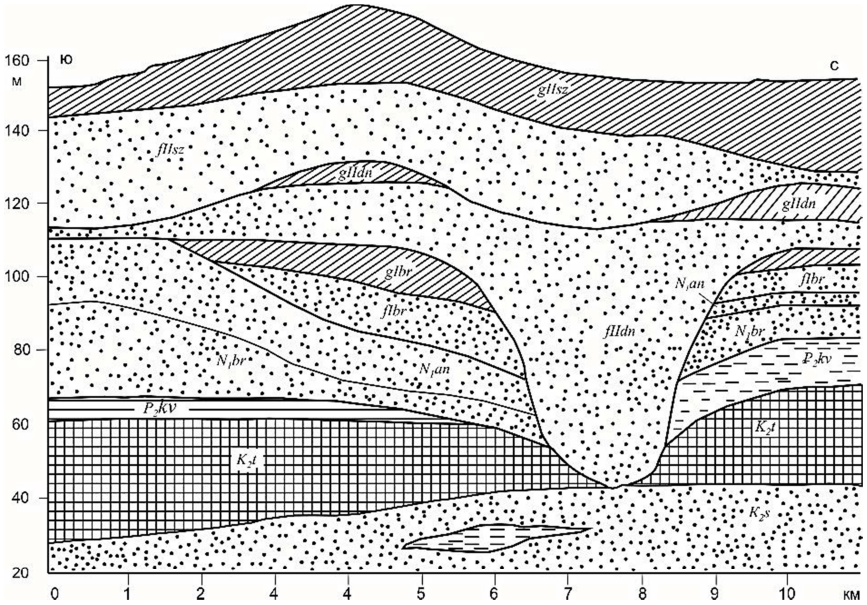


Рис. 1.5. Мегаложбина днепровского оледенения – типичный пример мощной пластовой дрены, объединяющей потоки *ПВ* всей четвертичной толщи и водоносных горизонтов верха коренных пород (проходит в 10 км к северу от Солигорского водохранилища). По данным РУП «Белгеология»

Артезианским водоносным горизонтом (пластом) называется слой водовмещающих пород, заключенный (в разрезе) между двумя водоупорными пластами и обладающий избыточным или *пьезометрическим напором* (пластовым давлением). Нижняя граница верхнего водоупорного слоя, непосредственно залегающая на водовмещающих породах, называется *кровлей артезианского пласта*, а верхняя граница нижнего водоупорного слоя, на которой залегают водовмещающие породы, – его *подошвой* (рис. 1.6); расстояние по вертикали между кровлей и подошвой называется *мощностью артезианского пласта* (*m*).

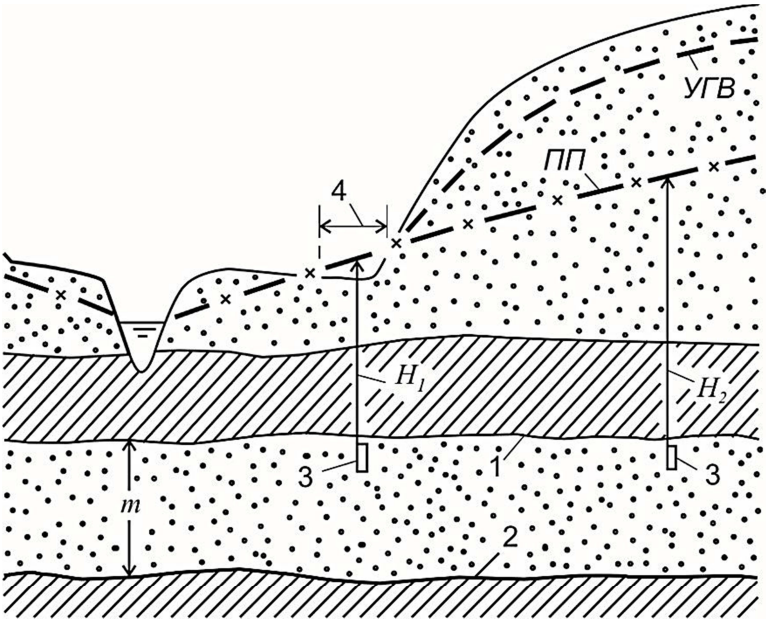


Рис. 1.6. Основные показатели артезианского (межпластового) водоносного горизонта *m*:
1 – кровля горизонта (верхний водоупор); *2* – подошва (нижний водоупор); *3* – укороченные фильтры наблюдательных скважин; *4* – зона у подножия склона, где артезианские воды являются фонтанирующими (их *ПП* располагается выше поверхности земли); *ПП* – пьезометрическая поверхность артезианского пласта; *m* – его мощность

При вскрытии артезианского пласта скважиной, т. е. при проходке верхнего водоупора до кровли и соприкосновении забоя с водо-

вмещающими породами, полость скважины практически мгновенно (в течение нескольких секунд) заполняется артезианской водой, которая быстро поднимается по стволу скважины на некоторую максимальную высоту H и устанавливается на этой высоте; отсчитываемая от кровли пласта эта высота предельного подъема пластовой воды H называется *пьезометрическим напором* или *пластовым давлением*; величина H является мерой пластовой энергии и формируется как комплексный параметр от действия напора в области питания и горного давления в данной точке артезианского пласта.

Если в разных точках артезианского горизонта пробурить несколько скважин, укороченные фильтры которых (пьезометры) установить в водовмещающей породе (самом водоносном горизонте) для измерения напоров артезианского пласта H_1 и H_2, то мы получим множество отметок пьезометрического напора H_i; объединив эти отметки плоскостью (на карте) или гладкой кривой (в разрезе), мы получаем *пьезометрическую поверхность* (*ПП)* артезианского пласта.

Для плановой характеристики *ПП* строятся карты *гидроизопьез*, отражающие на данный момент времени рельеф *ПП* и позволяющие решать по ним многие гидрогеологические задачи: определять направление движения артезианских вод, их гидрогеологические уклоны (градиенты напора) и скорости фильтрации (при известной водопроницаемости пласта K), водопритоки к горным выработкам (при известной водопроводимости пласта $T = km$), перетекание артезианских вод между горизонтами и т. д.

Когда отметки *ПП* превышают отметки земной поверхности, то *ПП* залегает выше поверхности земли и артезианские воды называются *фонтанирующими*.

Соотношение между *ПП* и *УГВ* позволяет концептуально решать вопросы водного питания и разгрузки артезианских пластов и грунтовых вод: если *УГВ* залегает выше *ПП*, т. е. при *УГВ* > *ПП* (что имеет место на многих водоразделах), то пьезометры фиксируют *нисходящие потоки грунтовых вод*, свидетельствующие о наличии их перетекания в нижележащие артезианские пласты; если *ПП* напорных горизонтов залегают выше *УГВ*, т. е. при *ПП* > *УГВ* (что происходит на болотах грунтово-напорного питания и часто в узких долинах рек), то наблюдаются *восходящие потоки артезианских вод*, свидетельствующие об их разгрузке в долинах рек и на болотных массивах.

Формирование химического состава пресных *ПВ* напрямую зависит от трех основных факторов: интенсивности промывки водовмещающей толщи (величины инфильтрационного питания), продолжительности промывки и литологии водовмещающих пород (химических реакций их выщелачивания).

Обычно пресные *ПВ* – это *гидрокарбонатно* (HCO_3^-) -*кальциево*- (Ca^{2+}) -*магниевые* (Mg^{2+}) воды с повышенным содержанием (прежде всего на болотных массивах и вблизи них) растворенного закисного железа ($Fe^{2+} \rightarrow 1,0 \rightarrow 4,0$ мг/дм^3 при норме *предельно допустимой концентрации (ПДК)* $\leq$ 0,3 мг/дм^3) и нередко марганца ($Mn^{2+} \rightarrow 0,4 \rightarrow 0,8$ мг/дм^3 при *ПДК* $\leq$ 0,1 мг/дм^3). В то же время пресные *ПВ* зоны активного водообмена характеризуются дефицитом фтора, йода и др. микрокомпонентов, т. е. в первую очередь требуют их обезжелезивания и фторирования (см. табл. 1.2).

Таблица 1.2

Предельно допустимые концентрации (*ПДК*) основных веществ в пресных *ПВ* (по ГОСТ 2874-73)

Содержание в *ПВ* показателей:	*ПДК*, мг/дм^3	Содержание в *ПВ* показателей:	*ПДК*, мг/дм^3
1. Сухого остатка (общая минерализация, М)	1000,0	7. Железа (Fe^{2+}, Fe^{3+})	0,3
2. Сульфатов (SO_4^{2-})	500,0	8. Марганца (Mn^2)	0,1
3. Хлоридов (Cl^-)	350,0	9. Свинца (Pb^{2+})	0,1
4. Нитратов (по N)	10,0	10. Мышьяка (As^{3+}, As^{5+})	0,05
5. Цинка (Zn^{2+})	5,0	11. Водородный показатель (pH)	6,5–8,5
6. Меди (Cu^{2+})	1,0	12. Общая жесткость мг-экв./дм^3	7,0

Формула М. Г. Курлова для диапазона изменения ионного состава *ПВ* зоны активного водообмена Беларуси имеет вид (по данным РУП «Белгеология»):

$$\mathrm{M}(0{,}2-0{,}8)\frac{\mathrm{HCO_3^-}(55-90)\mathrm{Cl^-}(4-17)\mathrm{SO_4^{2-}}(0-8)}{\mathrm{Ca^{2+}}(40-80)\mathrm{Mg^{2+}}(7-28)(\mathrm{Na^+}+\mathrm{K^+})(4-15)}, \quad (1.1)$$

где общая минерализация *ПВ* приведена в г/л; содержание анионов (в числителе) и катионов (в знаменателе) – в мг-экв. %.

Область инфильтрационного питания *ПВ* Беларуси совпадает с областью (площадью) их распространения *S(BY)*. Величина инфильтрационного питания W_i в большинстве случаев выражается слоем воды в мм, ежегодно поступающей через почву, зону аэрации и толщу грунтовых вод в подземную гидросферу, где благодаря W_i поддерживается достаточно устойчивый расходный, уровенный и солевой балансы в зонах водообмена. Многолетние измерения W_i на лизиметрических полигонах показали, что величина W_i в среднем составляет 10–15 % от среднегодовых осадков, равных в Беларуси W_0 = 650 мм/год [26, 27, 32]:

$$W_i = (0{,}1–0{,}15); \qquad W_0 = 65–97{,}5 \text{ мм}. \quad (1.2)$$

Принимаем, что площадь инфильтрационного питания подземной гидросферы Беларуси равна площади ее территории $S(BY)$ = $= 2{,}076 \cdot 10^5$ км^2. Тогда объем водных ресурсов Q_R, ежегодно поступающих в недра Беларуси, составляет [3, 34]:

$$Q_R = W_i \cdot S(BY) = W_i \cdot 2{,}076\ 10^5 \text{ км}^2, \quad (1.3)$$

где размерность W_i и $S(BY)$ должна быть одинаковой.

Если в году 365 суток, то между различными размерностями единичных величин ресурсов имеет место равенство:

$$1 \text{ мм/год} = 0{,}2076 \text{ км}^3/\text{год} = 0{,}5687671 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сут} = $$
$$= 6{,}5829526 \text{ м}^3/\text{с}; \quad (1.4)$$

$$1 \text{ км}^3/\text{год} = 4{,}8169556 \text{ мм/год} = 2{,}739726 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сут} = $$
$$= 31{,}70979 \text{ м}^3/\text{с}; \quad (1.5)$$

$$1 \text{ млн м}^3/\text{сут} = 0{,}365 \text{ км}^3/\text{год} = 1{,}7581888 \text{ мм/год}. \quad (1.6)$$

Учитывая формулы (1.2) и (1.3)–(1.6), получаем диапазон колебания суммарного объема инфильтрационных вод, идущих на ежегодное восполнение естественных (динамических) ресурсов *ПВ* Беларуси:

$$Q_R = (65 – 98 \text{ мм/год}) \cdot S(BY) = 13{,}5 – 20{,}3 \text{ км}^3/\text{год} = \\ = 37{,}0 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{сут} = 428 – 645 \text{ м}^3/\text{с}. \quad (1.7)$$

Для подсчета *естественных ресурсов пресных ПВ* в Беларуси (Q_R) РУП «НПЦ по геологии» (БелНИГРИ) среднегодовое инфильтрационное питание приняло равным W_i = 76,6 мм/год, а для оценки *прогнозных эксплуатационных запасов* (Q_z) его значение «подтянуло» до W_i = 87,14 мм/год (для увеличения W_i использован наблюдаемый в определенных локальных и сезонных условиях процесс некоторого роста W_i при понижении *УГВ*, что имеет место за счет соответствующего уменьшения Q_R и поверхностной составляющей W_0). В результате получены следующие значения естественных ресурсов Q_R и эксплуатационных запасов Q_z пресных *ПВ* Беларуси [34]:

$$Q_R = 76{,}6 \text{ мм/год} \cdot S(BY) = 15{,}9 \text{ км}^3/\text{год} = \\ = 43{,}56 \text{ млн м}^3/\text{сут} = 504{,}2 \text{ м}^3/\text{с}; \quad (1.8)$$

$$Q_z = 87{,}14 \text{ мм/год} \cdot S(BY) = 18{,}09 \text{ км}^3/\text{год} = \\ = 49{,}56 \text{ млн м}^3/\text{сут} = 573{,}6 \text{ м}^3/\text{с}. \quad (1.9)$$

Сопоставление значений (1.8) и (1.9) показывает, что прогнозные эксплуатационные запасы пресных *ПВ* Беларуси, «разрешаемые» РУП «НПЦ по геологии» (БелНИГРИ) к единовременному отбору из ее недр, на 13,77 % превышают естественные ресурсы или среднегодовое инфильтрационное питание подземной гидросферы, или на

$$\Delta Q_z = Q_z – Q_R = 10{,}55 \text{ мм/год} \cdot S(BY) = 2{,}19 \text{ км}^3/\text{год} = \\ = 6{,}0 \text{ млн м}^3/\text{сут} = 69{,}4 \text{ м}^3/\text{с}. \quad (1.10)$$

Таким образом, по сути в данной методологии оценки Q_z допускается не только полный перехват прямого инфильтрационного питания W_i, создающего современный уровенный, стоковый и хи-

мический балансы *ПВ*, но и отбор из недр тех «утечек», которые могут возникнуть при орошении полей, фильтрационных потерях из водохранилищ и каналов и т. д. Некорректность этой методологии оценки Q_z рассмотрена в [3], где указано на необходимость в таких случаях приводить прогнозы уровенного, расходного и солевого режимов *ПВ*, ожидаемых при рекомендуемых объемах отбора Q_z (например, по выражению (1.9)).

Данные прогнозы могут базироваться на различных критериях и показателях подземной гидросферы. С позиции гидродинамики приоритет принадлежит двум из них. Первый заключается в выборе *репрезентативных участков с диктующими УГВ и ПП*, поддержание которых является *главным гидрогеологическим критерием предельного водоотбора ПВ из недр Беларуси*. Такие участки могут быть расположены на водоразделах, в долинах рек, на мелиоративных системах, в местах добычи полезных ископаемых, в районах развития мощных депрессионных воронок и т. д.

В связи с изложенным необходимо добавить, что *ПВ* Беларуси «веером» растекаются от их главной области питания (над Белорусским кристаллическим массивом в районе Минской возвышенности) к границам страны, образуя четыре мощных региональных потока (соответственно четырем артезианским бассейнам): на восток – по Оршанской впадине-оврагу, на север – по Прибалтийской, на запад – по Брестской и на юго-восток – по Припятской. Эта закономерность в «разбегании» *ПВ* Беларуси наряду с розой ветров и временем водообмена *ПВ* с поверхностными водами должна стать одним из главных геоэкологических критериев как при выборе местоположения АЭС и других сверхответственных сооружений, так и при обосновании захоронения вредных веществ в тех или иных зонах водообмена Беларуси.

Второй гидрогеологический критерий альтернативен первому и обусловлен меженным (минимальным) расходом рек, снижение которого может привести к негативным гидроэкологическим и биологическим последствиям и потому недопустимо. С этим критерием тесно связаны пределы водоотбора *ПВ*. Поэтому по аналогии с гидрологией воспользуемся *понятием меженного подземного стока*, равного величине подземного питания рек в их меженный период. Если техногенезу недопустимо уменьшать меженный расход рек, существующий исключительно за счет подземного питания, то тем

более недопустимо уменьшение этого питания, т. е. меженного подземного стока. Отсюда сделан вывод, что эксплуатационные запасы *ПВ* Беларуси в объеме (выражение (1.9)) являются весьма (не менее чем на 50 % [3, 20]) завышенными и нуждаются в переоценке с учетом рассмотренных выше гидрогеологических критериев.

1.3. Зоны водообмена подземной гидросферы Беларуси

Гидрогеологические условия Беларуси определяются такими факторами, как геологическое строение осадочного чехла, климат, гидрография, режим и величина инфильтрационного питания подземных вод (*ПВ*), рельеф и глубина залегания кристаллического фундамента, гидравлическая связь речных вод с *ПВ,* обилие ледниковых мегаложбин (подземных пра-рек) под речными долинами и др. В совокупности эти факторы сформировали подземную гидросферу с ее грунтовыми и артезианскими водами.

Первой особенностью подземной гидросферы Беларуси является то, что она содержит четыре артезианских бассейна (*АБ*) (рис. 1.7): *Припятский* (северо-западное продолжение Днепровско-Донецкого артезианского бассейна), *Оршанский* (западное продолжение Московского артезианского бассейна), *Прибалтийский* (южное продолжение Балтийского артезианского бассейна) и *Брестский* (восточное продолжение Мазовецко-Люблянского артезианского бассейна). Границами между бассейнами служат поднятия и седловины кристаллического фундамента, а сами бассейны представляют собой вершины региональных «оврагов» на поверхности фундамента, заполненных водонапорными пластами и распространяющихся далее вглубь за пределы Беларуси. Поэтому региональное движение *ПВ* в артезианских бассейнах определяется в основном рельефом кристаллического фундамента и направлено от вершин этих «оврагов», т. е. от центрального региона Беларуси (и, в частности, Минской возвышенности), где расположена область питания, к границам страны.

Второй особенностью гидросферы является наличие в ней выдержанных региональных водоупоров, приведших к формированию в артезианских бассейнах *вертикальной гидродинамической и гидрохимической зональности ПВ*. Зональность проявляется в существовании *трех зон вертикального водообмена*, находящихся на различных глубинах. Они существенно отличаются между собой ско-

ростью и временем водообмена *ПВ* с поверхностными водами, ресурсами *ПВ*, их химизмом, геотермической ступенью и направлением движения. Зона *активного* (или интенсивного) водообмена – верхняя зона, *замедленного* (или затрудненного) – средняя зона, и *весьма замедленного* (или застойного) водообмена – нижняя зона (табл. 1.3, 1.4).

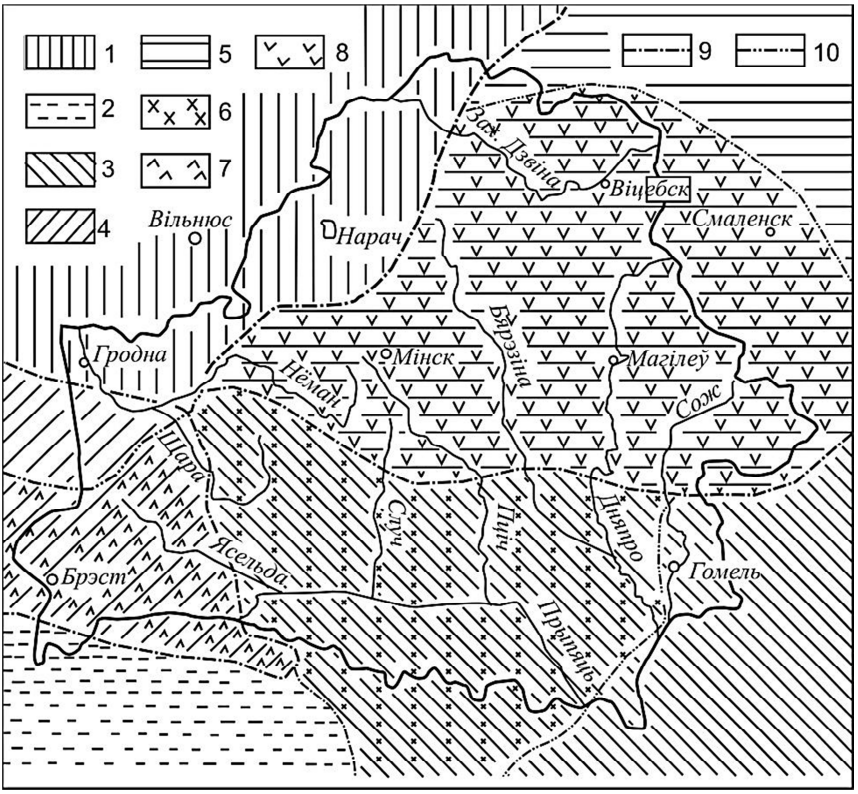


Рис. 1.7. Артезианские бассейны Беларуси первого порядка:
1 – Прибалтийский; *2* – Волынско-Подольский; *3* – Днепровско-Донецкий;
4 – Мазовецко-Люблянский; *5* – Московский; второго порядка: *6* – Припятский;
7 – Брестский; *8* – Оршанский. Границы *АБ*: *9* – первого порядка;
10 – второго [27, 29, 34]

Таблица 1.3

Характеристика региональных водоупоров и зон водообмена Припятского артезианского бассейна (зоны водообмена: *А* – активного, *З* – замедленного, *ВЗ* – весьма замедленного)

Максимальная глубина бассейна, м	Верхний региональный водоупор			Нижний региональный водоупор			Мощность зон водообмена, м	Максимальные	
	Литологический состав пород	Глубина залегания кровли, м	Мощность водоупора, м	Литологический состав пород	Глубина залегания кровли, м	Мощность водоупора, м		Минерализация ПВ, г/дм^3	Температура ПВ, °С
6000	Триасовые плотные глины	300–500	200–400	Надсолевая и верхнесолевая толщи верхнего девона	1800–2000	1000	А → 300–400 З → 1000–1200 ВЗ →> 3000	450	120

Таблица 1.4

Характеристика региональных водоупоров и зон водообмена Оршанского, Прибалтийского и Брестского артезианских бассейнов (зоны водообмена: *А* – активного, *З* – замедленного)

Артезианские бассейны	Максимальная глубина бассейна, м	Региональный водоупор			Мощность зон водообмена, м	Максимальные	
		Литологический состав пород	Глубина залегания кровли, м	Мощность водоупора, м		Минерализация *ПВ*, г/дм^3	Температура *ПВ*, °С
Оршанский	1800	Ляминаритовые глины волыно-валдайской серии нижнего кембрия	200–400	70–100	*А* → 180–300 *З* → 1000–1800	150	30
Прибалтийский	1000	«Синие глины»	200–370	150–190	*А* → 150–200 *З* → 600–1000	50	25
Брестский	1500	Отсутствует			*А* → 1000–1500	12	40

Из таблиц видно, что Брестский артезианский бассейн не имеет региональных водоупоров и является однозональным. Вся его осадочная толща представляет собой сплошную зону активного водообмена, дренируемую речной сетью, и заполнена пресными водами. Поэтому даже в теоретическом плане осадочный чехол бассейна не может служить средой для подземного захоронения вредных веществ [15].

Остальные артезианские бассейны Беларуси содержат выдержанные региональные водоупоры (рис. 1.8, 1.9): Оршанский и Прибалтийский – по одному и являются двухзональными, Припятский – два региональных водоупора и является трехзональным (рис. 1.10). В каждом из них имеется обширная зона замедленного водообмена, а в Припятском бассейне с глубины 2,5–2,8 км располагается мощная зона весьма замедленного водообмена. Поэтому с позиции геоэкологии данные бассейны могут рассматриваться как возможные могильники для подземного захоронения радионуклидов и других вредных веществ.

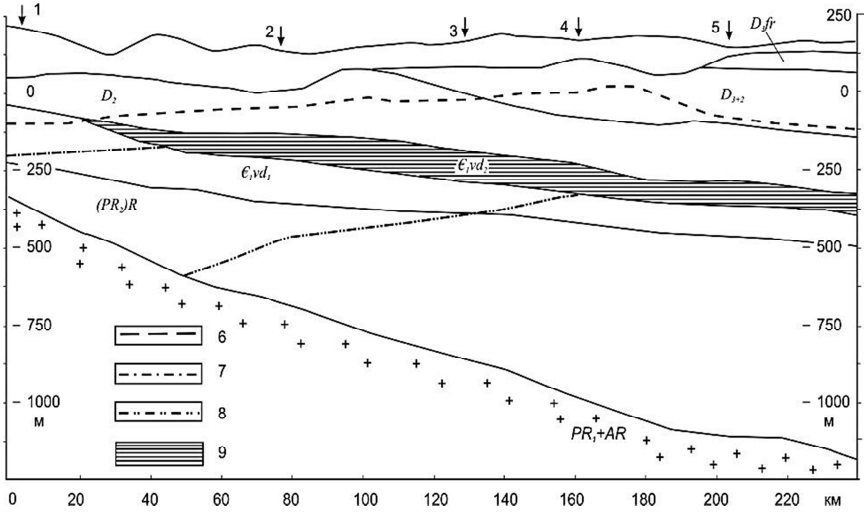


Рис. 1.8. Гидрогеологический разрез Оршанского артезианского бассейна по линии Минск (*1*) – Борисов (*2*) – Бобр (*3*) – Толочин (*4*) – Орша (*5*): *6* – подошва зоны пресных вод (общая минерализация 0–1 г/дм^3); *7* – то же, солоноватых (1–10 г/дм^3); *8* – подошва зоны соленых вод (10–50 г/дм^3) и кровля зоны подземных рассолов (более 50 г/дм^3); *9* – водоупорные отложения валдайской серии ϵ_1vd_2 (ляминаритовые глины) [32]

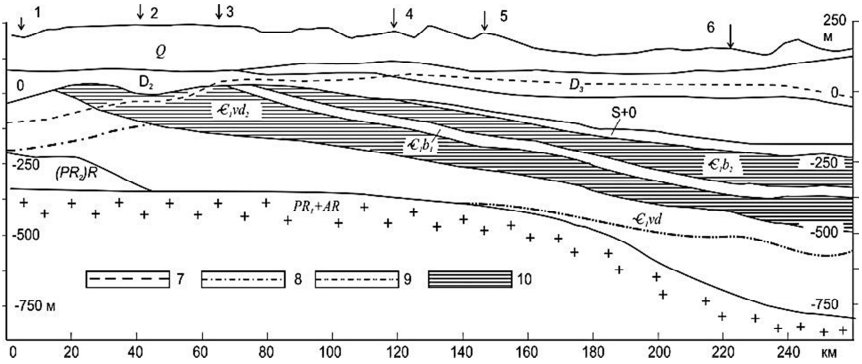


Рис. 1.9. Гидрогеологический разрез Прибалтийского артезианского бассейна по линии Минск (*1*) – Логойск (*2*) – Плещеницы (*3*) – Докшицы (*4*) – Глубокое (*5*) –Верхнедвинск (*6*):
7 – подошва зоны пресных подземных вод (общая минерализация 0–1 г/дм^3); *8* – то же, солоноватых (1-10 г/дм^3); *9* – подошва зоны соленых вод (10–50 г/дм^3) и кровля зоны подземных рассолов (более 50 г/дм^3); *10* – водоупорные отложения балтийской серии $Є_1b_2$ («синие глины» волыно валдайской серии $Є_1vd_2$) [32]

Если интенсивность водообмена *ПВ* с поверхностными водами (в частности, речными) оценивать временем, равным продолжительности фильтрации воды от области питания до области разгрузки, то полный водообмен в верхней зоне совершается за 10–80 лет на верхних этажах, дренируемых каналами и мелкими реками, и за 100–150 лет и более – на нижних, дренируемых крупными реками; водообмен в средней зоне осуществляется за десятки – сотни тысяч лет, что приводит к формированию здесь высококачественных минеральных вод с общей минерализацией от 1–2 до 30–35 г/дм^3 и более.

Особенно широко распространены в четырех артезианских бассейнах минеральные лечебные воды. Из главных к ним относятся [26, 27, 29, 34]: 1) без специфических компонентов и свойств (гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные, хлоридные натриевые, хлоридно-сульфатные и др.); 2) бромные и йодо-бромные; 3) сероводородные; 4) железистые и 5) радоновые.

Минерально-лечебным водам зоны замедленного водообмена присущи следующие геохимические закономерности. Если абсолютные отметки поверхности земли $H_{пз}$ (м) сопоставить с изолиниями глубин залегания подошвы зоны активного водообмена (изолиниями

мощности этой зоны H_{AB}), то получим, что мощность зоны пресных вод Беларуси аппроксимируется формулой:

$$H_{AB} = H_{\text{пз}} - H_{\text{ПА}} = H_{\text{пз}} - 100, \text{ м}, \qquad (1.11)$$

где $H_{\text{ПА}} = -100$ м – абсолютная отметка усредненного положения подошвы зоны активного водообмена.

Отметку $H_{\text{ПА}} = -100$ м с некоторыми допущениями можно принять за верхнюю границу (кровлю) нижерасположенной зоны замедленного водообмена. Тогда, как показывают данные Белорусской гидрогеологической экспедиции, в этой зоне общая минерализация минерально-лечебных вод (M, г/дм^3) закономерно возрастает с глубиной h, отсчитываемой от кровли зоны, т. е. от отметки $H_{\text{ПА}} = -100$ м:

$$M(h) = 0{,}1 \cdot h, \text{ (г/дм}^3\text{)/м}. \qquad (1.12)$$

Из (1.12) следуют два взаимодополняющих друг друга положения: во-первых, существование в зоне замедленного водообмена устойчивого *геохимического градиента*, характеризующего темп роста с глубиной h общей минерализации вод: с углублением на 1 м минерализация вод возрастает на 0,1 г/дм^3; и, во-вторых, параллельно с градиентом в зоне существует *геохимическая ступень*: общая минерализация вод зоны возрастает на 1 г/дм^3 через каждые 10 м пройденной глубины.

В соответствии с формулой (1.12) естественно ведут себя главные анионы и катионы минерально-лечебных вод (г/дм^3):

$$\begin{aligned}
&\textit{хлор} - \textit{ион} && \rightarrow \text{Cl}^-(h) = 0{,}05h;\\
&\textit{натрий} - \textit{ион} && \rightarrow \text{Na}^+(h) = 0{,}03h;\\
&\textit{сульфат} - \textit{ион} && \rightarrow \text{SO}_4^{2-}(h) = 0{,}01h;\\
&\textit{кальций} - \textit{ион} && \rightarrow \text{Ca}^{2+}(h) = 0{,}005h;\\
&\textit{магний} - \textit{ион} && \rightarrow \text{Mg}^{2+}(h) = 0{,}001h;
\end{aligned} \qquad (1.13)$$

и т. д., где концентрация ионов в г/дм^3, глубина h – м.

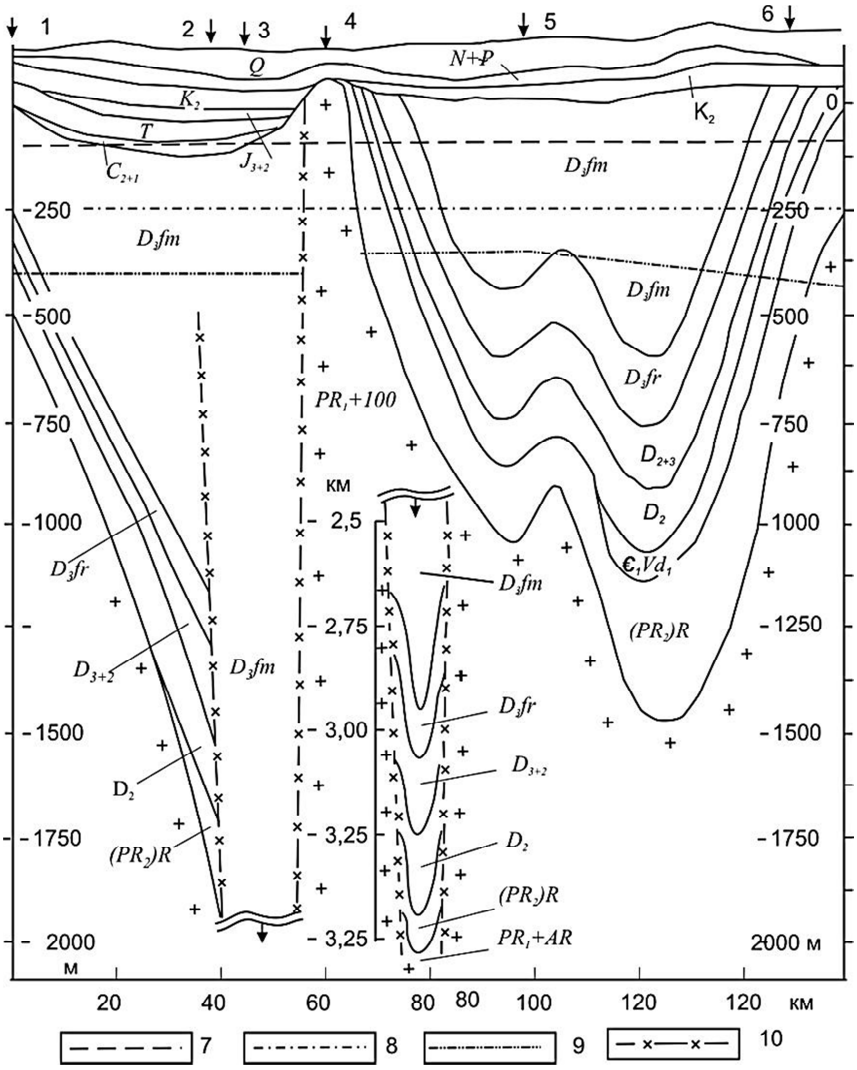


Рис. 1.10. Гидрогеологический разрез Припятского *АБ* по линии Уборть (*1*) – Ствига (*2*) – Туров (*3*) – Микашевичско-Житковичский выступ (*4*) – Морочь (*5*) – Слуцк (*6*):
7 – подошва зоны пресных вод (общая минерализация 0–1 г/дм^3); *8* – то же, солоноватых (1–10 г/дм^3); *9* – подошва соленых вод (10–50 г/дм^3) и кровля зоны подземных рассолов (более 50 мг/дм^3); *10* – главные тектонические разломы в домезозойских отложениях [30, 32]

Нижняя (застойная) зона изучена слабо. Водообмен в ней совершается за миллионы лет, т. е. практически не имеет места, в результате чего *ПВ* представлены концентрированными рассолами с минерализацией до 200–400 г/дм^3. Объясняется это тем, что на глубинах 1,5–2,0 км и более питание горизонтов осуществляется не за счет непрерывного перераспределения пластовых давлений и возникновения пластово-горизонтальной (*латеральной*) фильтрации, а за счет отжатия горным давлением рыхло- и прочносвязанных вод из скелета горных пород и образования на этих глубинах изолированных блоков с дискретным (скачкообразным) распределением пластовых давлений и скоростями фильтрации, составляющими всего единицы-доли мм/год. Поэтому в зоне застойного водообмена потоки рассолов не совпадают с речными и потоками грунтовых вод и направлены от центральных блоковых областей с максимальными пластовыми давлениями к периферии геологической структуры (бассейна) с неглубоким и моноклинальным залеганием горизонтов.

Зона активного водообмена распространена повсеместно и на всю мощность (150–300 м и более) дренируется речной сетью (рис. 1.11). Она включает все грунтовые воды и все артезианские воды межморенных отложений ледникового комплекса. В ее состав входят также залегающие под четвертичной толщей артезианские пласты коренных пород: палеоген-неогеновых – эоценовые, олигоценовые, миоценовые; меловых – сеноманские, туронские, кампанские; верхнеюрских, средне- и верхнедевонских; кембрийско-ордовикских и верхнепротеройских (рис. 1.12). Эта зона не имеет регионально выдержанных водоупоров (наподобие соляных толщ в Припятском грабене). В гидродинамическом отношении представляет собой единый водоносный комплекс пресных *ПВ*, в котором все артезианские горизонты, приуроченные к коренным породам, имеют *общую область питания* в виде четвертичной «шапки», покрывающей Белорусскую антеклизу – мощное поднятие кристаллического фундамента, к которому сходятся вершинами все артезианские бассейны со своими напорными водоносными горизонтами, располагающимися вокруг антеклизы.

Поэтому эти артезианские горизонты характеризуются: 1) наличием *общего подземного водораздела*, который прослеживается по центру Беларуси с юго-запада на северо-восток и во многих регионах пересекает поверхностный (речной) водораздел, и 2) *практи-*

чески общей ПП, которая в разрезе «колеблется» около *УГВ* с амплитудой порядка ± (1–4 м), располагаясь ниже *УГВ* на водоразделах и выше в узких долинах рек. Эти данные говорят о том, что если роза ветров направлена с северо-запада (Гольфстрим) на юго-восток (напр., с региона «Ашмяны – Астравец» (бел.) прямо на Минск), то *ПВ* Беларуси, следуя поверхностным, расходятся от подземного водораздела к центрам артезианских бассейнов за пределы страны. Эти два критерия являются принципиальными и их необходимо учитывать при обосновании местоположения и конструкции (подземные, надземные) ответственных сооружений (типа АЭС). Очевидно, с рассмотренных позиций наиболее оптимальными являются восточные регионы Беларуси (Верхнедвинский, Краснополянский и др.): там роза ветров и движение *ПВ* в одном направлении – за пределы нашей страны (на восток).

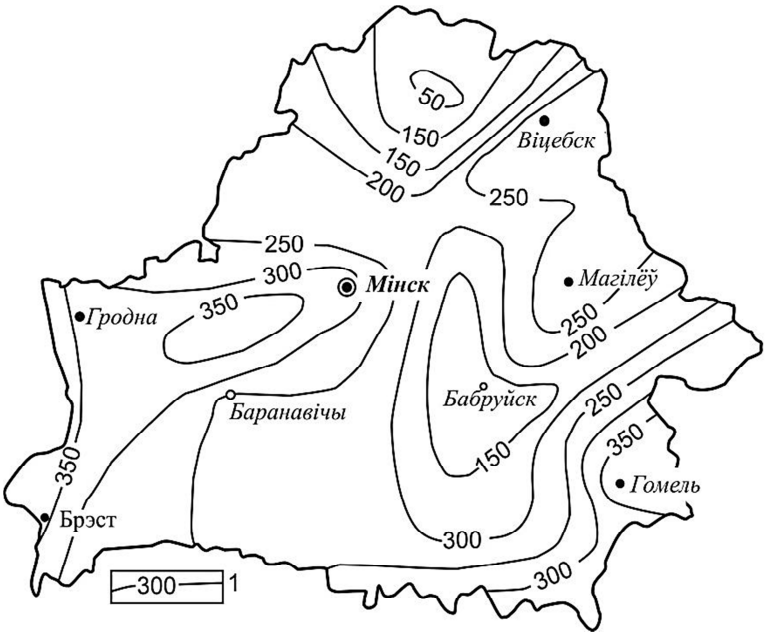


Рис. 1.11. Схематическая карта глубин залегания подошвы пресных подземных вод на территории Беларуси:
1 – изолинии глубин залегания подошвы пресных вод, м [27, 34]

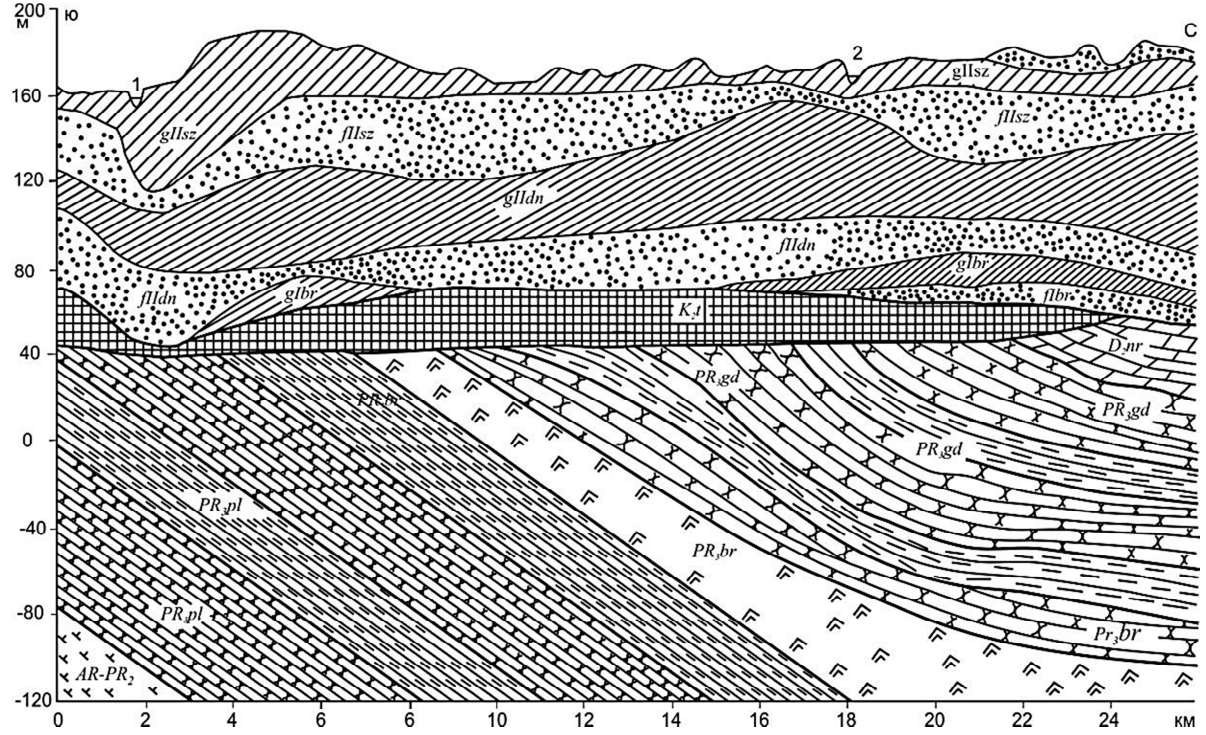


Рис. 1.12. Пример отсутствия прямой гидравлической связи речных вод с *ПВ*: русла рек Уса (*1*) и Перетуть (*2*) «зависают» в толще сожской морены *gIIsz* и не дренируют нижележащие сожский *fIIsz* и днепровский *fIIdn* артезианские водоносные горизонты (по данным РУП «Белгеология)

Следующей важной чертой зоны активного водообмена *является гидравлическая связь между ее водоносными горизонтами*. Наличие обширных литологических «окон» в разделяющих моренах четвертичной толщи (рис. 1.13, а также 1.5, 1.25, 1.26, 1.30) приводит к тому, что при водоотборе из возмущенного пласта m_0, в котором установлены фильтры водозаборных скважин, в соседних по разрезу водоносных горизонтах m_{+1} и m_{-1}, контактирующих с m_0, возникает падение напоров (пластовых давлений) ΔH_i, равное действующему напору между возмущенным и этими пластами. В результате проявления действующих напоров ΔH_i в пластах m_{-1} также начинают формироваться депрессионные воронки, которые по своим размерам, однако, существенно уступают воронке основного горизонта m_0 (по причине малой водопроницаемости и наличия у разделяющих моренных отложений начального градиента напора i_0, снижающих эффективность проявления ΔH_i).

Если водонапорный комплекс объединяет несколько межморенных артезианских пластов, то, как показывает опыт и анализ работы водозаборов *ПВ* и водопонижений, появление депрессионной воронки в одном из них сопровождается развитием подобных, но меньших по размеру, депрессионных воронок и в смежных по разрезу пластах. Образование *смежных депрессионных воронок* указывает на то, что и между смежными водоносными горизонтами, непосредственно не контактирующими с m_0, началось перетекание. Этот процесс гидравлического взаимодействия (своего рода интерференции) смежных пластов между собой и с основным горизонтом m_0, вызванный водоотбором из последнего, называется *сложным перетеканием* [11, 13]. Расходы *ПВ*, поступающие в этом случае из смежных пластов $m_{\pm n}$ в возмущенный m_0, называются *привлекаемыми ресурсами*. Разделить дебит скважины Q на отдельные расходы Q_i, отбираемые из основного m_0 и смежных $m_{\pm n}$ пластов, – задача достаточно сложная и пока решаемая весьма приближенными методами. Один из них, основанный на размерах смежных депрессионных воронок, рассмотрим ниже.

Если полагать, что размеры смежных депрессионных воронок эквивалентны величинам перетекания из одного смежного пласта в другой (или в возмущенный m_0), то этот показатель может быть

принят за меру перетекания. Очевидно, перетекание всегда направлено от пластов с большими напорами, т. е. от пластов с минимальными депрессионными воронками, в пласты с депрессионными воронками максимальных размеров.

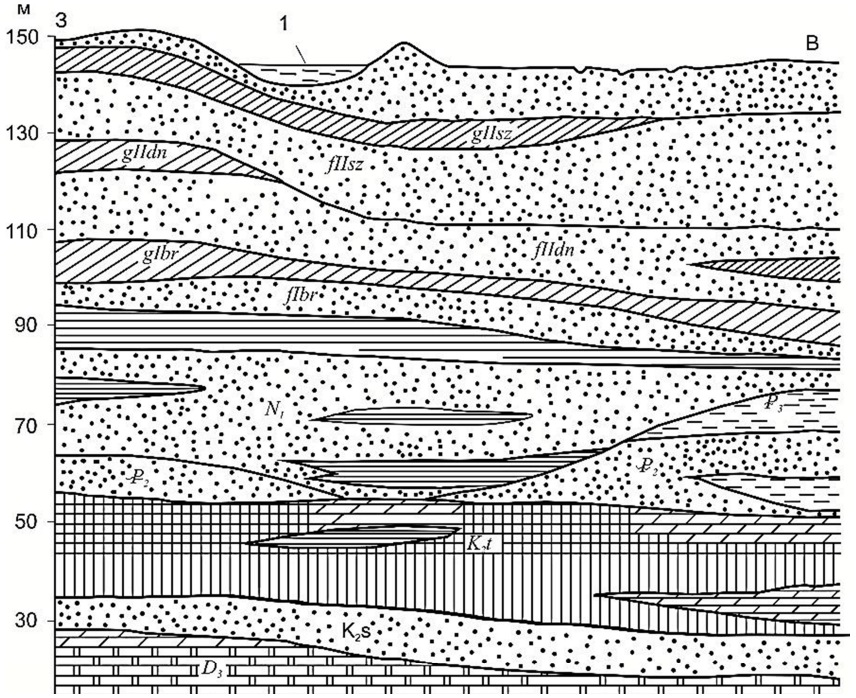


Рис. 1.13. Пример регионального разрыва днепровской (*gIIdn*) и сожской (*gIIsz*) морен в районе Солигорского водохранилища (*1*) (по материалам РУП «Белгеология»)

Максимальной воронкой обладает только возмущенный пласт m_0, из которого производится водоотбор. Это значит, что при сложном перетекании все фильтрационные потоки, идущие через литологические «окна» и малопроницаемые морены, в конечном счете поступают только в возмущенный пласт m_0. С учетом направленности этих потоков разработан метод оценки перетекания в первом приближении – *метод депрессионных воронок*, применимый для смежных депрессионных воронок при работе водозаборов *ПВ*, водопонижений и кустовых откачках в многослойных толщах [11, 13, 14].

Метод основан на замене реального фильтрационного потока, идущего через водоупорный слой и литологические «окна», виртуальным горизонтальным потоком, проходящим по водоносному горизонту к водозаборной скважине в соответствии с реальной депрессионной поверхностью, которая создана перетеканием. Зная водопроводимость смежного пласта, измерив наблюдательными скважинами понижение уровней в двух-трех точках радиуса воронки, по формуле «большого колодца» подсчитывается расход, который и представляет собой суммарную величину перетекания из данного пласта. Таким путем установлено [11, 13], что при изменении дебита дренажных скважин от 50 до 150 м^3/час доля привлекаемых ресурсов составляла соответственно 40–70 % величины дебита (район центрального Полесья). На водозаборах *ПВ* Беларуси привлекаемые ресурсы достигают 80 % и более их суммарной производительности [27, 34]. Эти факты необходимо учитывать при оценке эксплуатационных запасов пресных *ПВ* Беларуси.

Существование перетекания равносильно действию дополнительного площадного питания и является причиной того, что при водоотборе из пласта m_0, гидравлически связанного с соседними горизонтами $m_{\pm1}$, $m_{\pm2}$,…, развитие неустановившейся депрессионной воронки в нем быстро замедляется, что указывает на приближение балансового равенства между объемами воды, отбираемой скважинами из пласта m_0 и поступаемой в него с боков и через кровлю-подошву. Большинство водозаборов *ПВ* Беларуси работают десятилетиями и в условиях перетекания.

Анализ их депрессионных воронок показал (рис. 1.14), что все они достигли квазистационарного режима и в координатах «понижение – логарифм расстояния» с достаточной для практики точностью аппроксимируются прямыми:

$$S(r) = S_0 - (\mathrm{tg}\alpha)\lg r = S_0 - \left(\mathrm{tg}\alpha^*\right)\ln r, \qquad (1.14)$$

где $S(r)$ – понижение уровня на расстоянии r от центра водозабора $\lg r = 0$;

S_0 – аппроксимационное понижение депрессионной поверхности в центре водозабора;

$\mathrm{tg}\alpha$ – угловой коэффициент прямой $S(r) = f(\lg r)$.

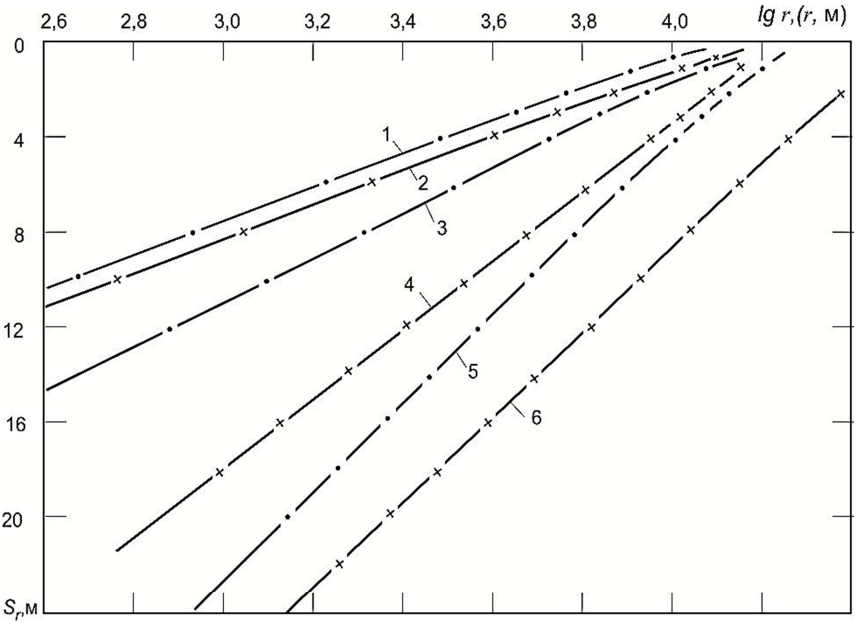


Рис. 1.14. Логарифмическая аппроксимация распределения понижений уровня по радиусу депрессионных воронок в 1997–2000 гг. $S(r)=f(\lg r)$ на водозаборах *ПВ* Беларуси:
1 – палеогеновый водоносный горизонт (г. Мозырь): $S(r) = 29{,}36–7{,}273\cdot\lg r$, м, R = 10,9 км; *2* – среднедевонский водоносный горизонт (г. Бобруйск): $S(r) = 29{,}71–7{,}143\cdot\lg r$, м, R = 14,5 км; *3* – безнапорный водоносный горизонт (г. Барановичи): $S(r) = 39{,}12–9{,}4\cdot\lg r$, м, R = 14,6 км; *4* – сожский межморенный водоносный горизонт (г. Минск): $S(r) = 61{,}93–14{,}667\cdot\lg r$, м, R = 16,7 км; *5* – верхнепротерозойский водоносный горизонт (г. Барановичи): $S(r) = 79{,}8–19{,}0\cdot\lg r$, м, R = 15,8 км; *6* – верхнепротерозойский водоносный горизонт (г. Минск): $S(r) = 80{,}6–18{,}0\cdot\lg r$, м, R = 30,1 км. Начало координат по оси расстояний, расположенных в центре каждого водозабора, на чертеже перенесено в одну точку $\lg r = 0$, а статические уровни, от которых отсчитаны понижения S_r, – также сведены к одной отметке $S_r = 0$

Метод депрессионных воронок является эмпирическим и требует заложения на возмущенный m_0 и смежные $m_{\pm n}$ водоносные горизонты дорогостоящей наблюдательной сети (рис. 1.15). При ее отсутствии для установления наличия перетекания широко используются косвенные методы или критерии. Эти методы (критерии) основаны на сопоставлении одних и тех же параметров, определяемых в условиях неустановившегося движения *ПВ* при отсутствии

(потоки постоянной массы $Q = \text{const} \neq f(r)$, у которых расход не изменяется по пути движения r) и наличии (потоки переменной массы $Q = f(r)$, у которых расход возрастает по пути движения r, т. е. с приближением к возмущающей скважине r_0) перетекания. Из этих критериев рассмотрим два как наиболее обоснованные экспериментально.

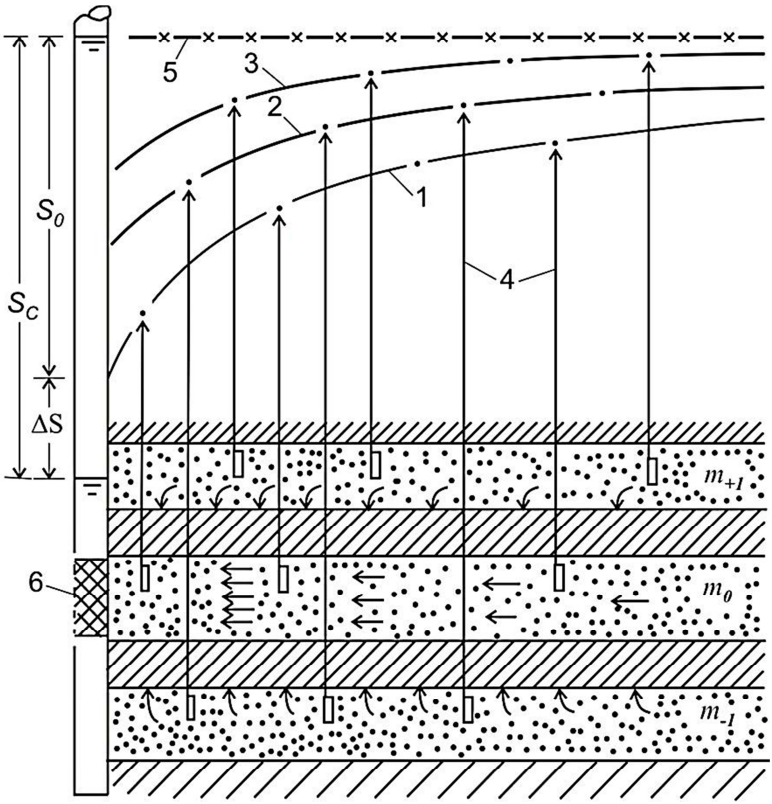


Рис. 1.15. Схема формирования депрессионных воронок при сложном перетекании в трехслойной водонапорной толще:
m_0 – возмущенный водоносный горизонт, из которого производится откачка; m_{+1} и m_{-1} – смежные по разрезу водоносные пласты, из которых *ПВ* перетекают в возмущенный горизонт m_0; *1* – депрессионная воронка возмущенного водоносного горизонта m_0; *2*, *3* – депрессионные воронки смежных водоносных пластов соответственно m_{-1} и m_{+1}; *4* – наблюдательные скважины; *5* – общий статический уровень *ПП* всех горизонтов водонапорной толщи; *6* – фильтр водозаборной скважины; S_c – понижение уровня внутри водозаборной скважины; S_0 – то же, депрессионной поверхности в пласте у внешней стенки скважины

Первый критерий следует из теории неустановившихся фильтрационных потоков *постоянной массы*, присущих пластам с абсолютно непроницаемыми кровлей и подошвой, когда перетекание отсутствует и неустановившийся поток к скважине описывается формулой Тейса. В этих условиях угловые коэффициенты $i = Q/4\pi T$ графиков *временного прослеживания понижений уровня* $S_{rt} = f(\ln t)$ и угловые коэффициенты $i_D = Q/2\pi T_D$ графиков *площадного прослеживания* понижений уровня $S_{rt} = f(\ln r)$ подчиняются соотношению:

$$2iT = i_D T_D . \tag{1.15}$$

Если в опытах имеют место равенства

$$2i = i_D \quad \text{или} \quad i = i_D / 2, \tag{1.16}$$

то, как следует из соотношения (1.15), коэффициенты водопроводимости пласта, определяемые по Тейсу $T = Q/4\pi i$ (неустановившаяся фильтрация) и по Дюпюи $T_D = Q/2\pi i_D$ (установившаяся фильтрация), будут одинаковы:

$$T = T_D. \tag{1.17}$$

Равенства (1.16) и (1.17) являются первым признаком или критерием отсутствия перетекания из смежных пластов в возмущенный или условием абсолютной изолированности возмущенного пласта.

Анализ результатов многочисленных опытных откачек, выполненных различными исследователями в однородных по водопроводимости пластах

$$T = \text{const} \neq f(r) \quad \text{и} \quad T_D = \text{const} \neq f(r), \tag{1.18}$$

показал [11, 12, 13], что в природных условиях признаки абсолютной изолированности возмущенных пластов (1.16) и (1.17) не имеют места (нами они в опытах также не обнаружены). Оказалось, что при наличии перетекания из смежных пластов в возмущенный равенства (1.16) и (1.17) переходят в следующие неравенства:

$$i < i_D / 2 \quad \text{и} \quad T > T_D, \tag{1.19}$$

которые можно отнести к первому критерию существования перетекания.

Соотношения (1.19) не одиноки и существуют вместе со вторыми признаками наличия перетекания, но уже относящимся ко второму параметру – коэффициенту пьезопроводности a, который при отсутствии перетекания, т. е. в абсолютно изолированных пластах, является константой, не изменяющейся по пути движения потока – r (минус потому, что всегда ось «r» направлена против потока, идущего к возмущающей скважине r_0; $r_0 \leftarrow$; $r \rightarrow$):

$$a = \text{const} \neq f(r). \tag{1.20}$$

Равенство (1.20) является вторым условием абсолютной изолированности возмущенного пласта и отсутствия перетекания. Используем его для решения обратной задачи – превращения в признак наличия перетекания.

Возникновение перетекания формирует в возмущенном пласте поток переменной массы, расход которого $Q(r)$ становится функцией r и растет по пути движения к скважине r_0 или уменьшается с удалением от нее, т. е. падает с ростом r, увеличиваясь на величину удельного путевого присоединения $\Delta Q(r)$ в каждом сечении потока r. Очевидно, максимальное значение путевой расход принимает в сечении $r = r_0$, где он равен дебиту скважины Q (здесь r_0 – радиус фильтра возмущающей скважины).

Возрастание расхода потока по пути его движения меняет упругоемкость пласта μ в этом направлении и наряду с зависимостью $Q(r)$ в потоке появляется функция μ(r) (физически это обусловлено изменением объема воды (расхода) в поперечных сечениях пласта r, площадь которых F по пути постоянна). Изменение упругоемкости порождает формирование соответствующей напряженности, определяющей скорость перераспределения пластового давления или понижения уровней S_{rt}.

Появление функции μ(r) и неразрывно связанной с ней напряженности в пласте создают условия для соответствующего изменения вдоль координаты r темпа перераспределения S_{rt}. Как известно

[31, 35, 37, 41, 42, 44], величина этого темпа характеризуется коэффициентом пьезопроводности $a = T/\mu$ – комплексным гидрогеологическим параметром, определяемым по данным опытных кустовых откачек.

Таким образом, если опытные понижения формируются под влиянием перетекания, то рассчитываемый по этим S_{rt} коэффициент пьезопроводности будет также зависеть от перетекания и создаваемой им закономерности $\mu(r)$, т. е. станет обратной $\mu(r)$ функцией r:

$$a(r) = a_r = \frac{T}{\mu(r)} = f(r). \tag{1.21}$$

Чтобы найти эту функцию по данным опытной откачки, для различных наблюдательных скважин r (точек плата r_1, r_2,…, r_n) определим коэффициенты пьезопроводности, используя формулу Тейса [7, 10, 31, 37]:

$$\ln a_r = \frac{S_{rt}}{i} + 2\ln r - \ln t - \ln 2{,}25. \tag{1.22}$$

Опытные кустовые откачки, выполненные в однородных по водопроводимости пластах, показывают, что при наличии перетекания величины $\ln a_r$, определенные по (1.22), являются функцией r. Опытным путем и теоретически установлено [11, 13, 39], что в билогарифмической системе координат $\ln a_r = f(\ln r)$ эти функции с высокой степенью точности аппроксимируются прямыми

$$\ln a_r = \ln a_0 + \lambda \ln r, \tag{1.23}$$

где

$$\lambda = \frac{\ln a_{r2} - \ln a_{r1}}{\ln \frac{r_2}{r_1}} = \frac{\ln a_r - \ln a_0}{\ln r} = \text{const} - \tag{1.24}$$

угловой коэффициент прямой (1.23), характеризующий интенсивность перетекания и выполняющий роль водобалансовой поправки

к формуле Тейса; $\ln a_0$ – начальный отрезок этой прямой, равный $\ln a_r$ на расстоянии (в сечении) r = 1. При данном дебите скважины Q = const параметр λ является константой, а в общем случае $\lambda = f(Q)$, возрастая по абсолютной величине с ростом Q. Например, на системах вертикального дренажа в Белорусском Полесье при росте дебита скважин от 50–60 до 140–150 м^3/час имеет место *положительное перетекание* (приток воды из подстилающих пластов в дренируемый безнапорный), величина $\lambda < 0$ и уменьшается от –1,5…–1,7 до –3,5…–4,0, что говорит о прямой зависимости перетекания от интенсивности возмущения пласта и размеров депрессионной воронки в этом пласте [13, 14]). Из (1.24) следует, что для определения параметра перетекания λ необходимо иметь не менее двух наблюдательных скважин (r_1, r_2), расположенных в зоне квазистационарного режима.

В обычной системе координат $a(r) = f(r)$ степенная функция (1.23) принимает вид:

$$a_r = a(r) = a_0 r^{\lambda}. \qquad (1.25)$$

Условие (1.21) и закономерности (1.23) и (1.25) могут быть отнесены ко *второму критерию существования перетекания*. В общем случае этот критерий сводится к норме: $\lambda \neq 0$, поскольку в абсолютно изолированных пластах перетекание отсутствует, $\lambda = 0$ и имеет место равенство: $a_r = a_0 = \text{const}$.

Необходимо отметить, что эмпирическая закономерность (1.23) получает строгий вывод также при допущении существования в потоке первого критерия перетекания (1.19) [13, 14]. При известном λ суммарная величина перетекания ΔQ для опытной откачки определяется по зависимости [12, 40]:

$$\Delta Q = Q\lambda / (\lambda - 2), \qquad (1.26)$$

где Q – дебит скважины.

1.4. Гидрогеологическая характеристика моренных и флювиогляциальных напластований

Моренные (гляциальные) и флювиогляциальные (водно-ледниковые) отложения представлены мощными пластами, имеющими региональное распространение и во многом определяющие гидрогеологические условия плейстоценовой (четвертичной) толщи. Поэтому гидрогеологическая характеристика этих напластований имеет большое значение для понимания их роли в подземной гидросфере Беларуси.

Морены (*g*) – малопроницаемые водоупорные пласты, сложенные неоднородными по вещественному и фракционному составу, неотсортированными и достаточно плотными *валунными супесями, суглинками и глинами* коричневого и красно-бурого цвета, среди которых нередко встречаются прослои и линзы песка и гравия; обладая начальными градиентами напора ($i_0 > 0$), в *естественных условиях служат региональными водоупорами* между артезианскими водоносными горизонтами, имеющими различные по величине пластовые давления; по генезису относятся к собственно ледниковым (*гляциальным*) отложениям, образовавшимся из оттаявшего и осевшего (уплотнившегося) тела отступающего ледника [19].

Наполнение ледника обломочным материалом, *пластовыми и валунно-глыбовыми отторженцами* происходит путем их захвата и вмораживания в лед на пути его движения от питающих провинций Фенноскандии до предельных границ распространения на юге *L*(*g*) (напр., речных долин Днепра (днепровское оледенение) или Сожа (сожское)). Заключенный в теле ледников обломочный материал состоит из более древних пород и образуется в процессе *ледниковой экзарации* (вспахивания и эрозии) поверхности коренного ложа (геооснования), по которому движется толща материкового льда мощностью 0,5–2,0 км и более. Коренным ложем служат дочетвертичные образования для первого ледника (*N*, ₽, *K*, *J*, *D*…) и предыдущие четвертичные (в основном) – отложения межледниковий, моренные и флювиогляциальные – для последующих оледенений (рис. 1.16). В геологических разрезах четвертичной толщи морены залегают на «своих» флювиогляциальных отложениях, которые образовались в процессе размыва этих же морен на движущейся окраине ледникового склона. В этом отношении пласты морен можно рассматривать как основную часть отступающего ледника, опустив-

шегося при *таянии на вторичные флювиогляциальные отложения*. Поэтому морены, покрывая флювиогляциальные пласты, являются итогом ледниковой эпохи. Начинающиеся межледниковья имеют положительные среднегодовые температуры и не создают условий для формирования ледников и их главных производных – морен и флювиогляциальных отложений.

Флювиогляциальные (*f*) отложения – перенесенные и отложенные поверхностными потоками (в основном талых вод ледника и снега, в меньшей степени дождевыми) слоистые, с фракционной неоднородностью состава *песчаные и песчано-гравийные толщи высокой водопроницаемости*, нередко содержащие прослойки супесей и суглинков. Являются продуктом размыва сезонно тающей и постоянно движущейся южной окраины ледникового склона, который простирается на север на десятки – сотни километров и обладает крутизной от 0,01–0,05 до 0,1–0,2 и более (в зависимости от стадии развития оледенения, направления (юг или север) и скоростей движения, формирующихся под влиянием среднегодовых температур воздуха южнее и севернее ледникового склона). В геологических разрезах эти отложения занимают межморенные и подморенные пространства, а при размыве верхней толщи могут выходить на поверхность земли и становиться геоосновaнием почвенного слоя. Также служат вместилищем (из-за высокой макропористости, достигающей 17–25 % и более от объема породы) водообильных водоносных горизонтов высококачественных грунтовых и артезианских вод; заполняя ледниковые мегаложбины (палеоврезы), образуют мощные, параллельные современным речным долинам потоки подземных вод – своего рода подземные «реки» глубиной 50–200 м и шириной 0,4–0,8 км и более; расходы этих пра-рек сопоставимы с расходами поверхностных рек, а в межень могут превышать их [3, 19].

Не менее важное гидродинамическое значение имеет и тот факт, что места размыва морен (литологические «окна») также заполнены флювиогляциальными отложениями, обеспечивающими таким образом прямую гидравлическую связь между водоносными горизонтами и в итоге создающими условия для формирования так называемых *привлекаемых ресурсов* подземных вод. Их доля в суммарной производительности водозаборов подземных вод Беларуси может достигать 50–80 % и более в зависимости от гидрогеологических условий региона.

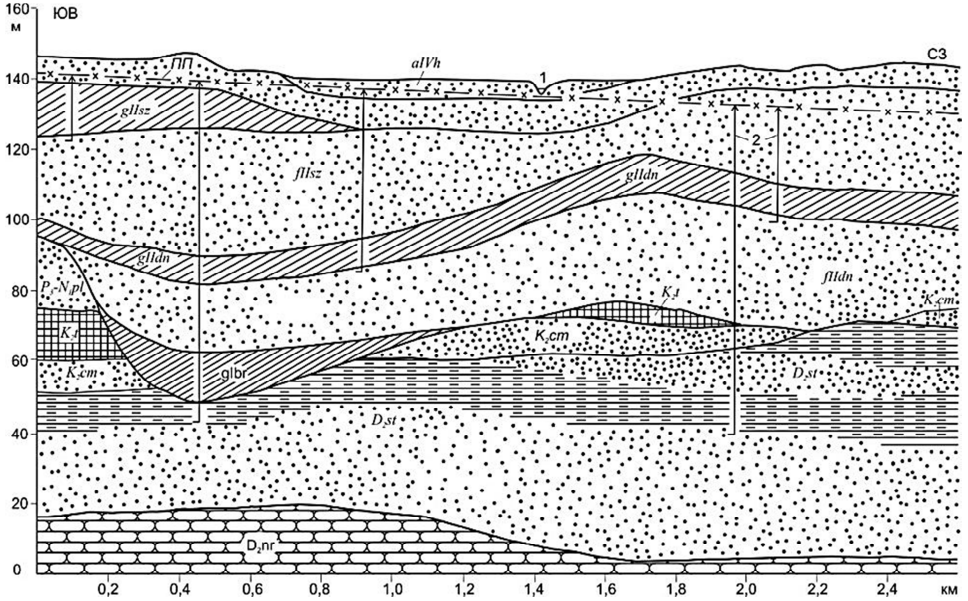


Рис. 1.16. Гидрогеологический разрез северо-западного направления в районе водозабора «Бобруйск». Наличие в разрезе локальных водоупоров в виде днепровской морены *gIIdn* и алевритов среднего девона D_2st, а также выклинивания сожской *gIIsz* и березинской *gIbr* морен создают гидрогеологические условия для формирования в регионе трех относительно самостоятельных водоносных горизонтов: сожского грунтово-напорного *fIIsz* и двух артезианских – днепровско-мелового (*fIIdn* + *P* + N_1pl + K_2cm) и среднедевонского D_2st. Обозначения:

1 – русло реки Бобруйска; *2* – графическое изображение напоров артезианских горизонтов; *ПП* – пьезометрическая поверхность – общий статический уровень для всех напорных горизонтов зоны активного водообмена. По материалам РУП «Белгеология» (Белорусской гидрогеологической экспедиции). Условные обозначения на рис. 1.17)

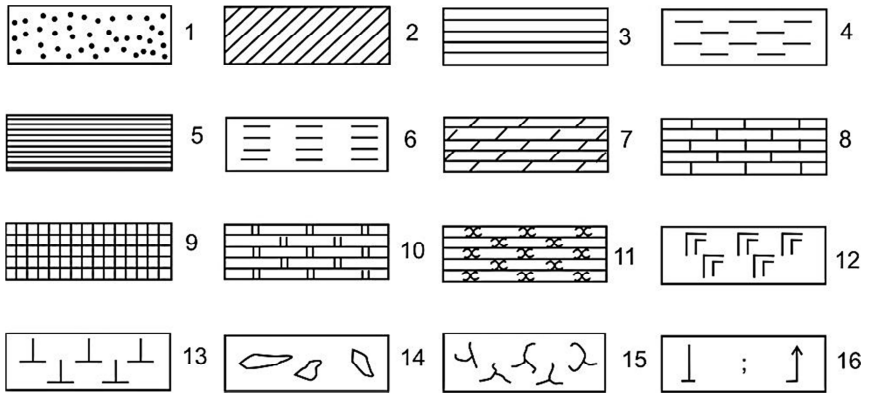


Рис. 1.17. Условные обозначения к гидрогеологическим разрезам, строящимся по буровым журналам приложения:
1 – пески; *2* – суглинки; *3* – глины; *4* – алевриты; *5* – аргиллиты; *6* – алевролиты; *7* – мергели; *8* – известняки; *9* – меловые породы; *10* – доломиты; *11* – песчаники; *12* – туфогенные породы верхнего протерозоя (PR_3br), переслаивающиеся с песчаниками и алевритами; *13* – туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты и другие туфогенно-осадочные породы архея, среднего протерозоя (AR-PR_2); *14* – закарстованность; *15* – трещиноватость; *16* – слева – забой скважины; справа – избыточный (превышающий гидростатический) напор артезианского водоносного горизонта

1.5. Влияние грунтовых вод на динамику физико-механических характеристик геооснований Беларуси

Грунтовые воды Беларуси распространены повсеместно и заключены в порах и трещинах осадочных отложений. Глубина залегания *УГВ* в основном дублирует рельеф земной поверхности, уменьшаясь в понижениях и долинах рек и возрастая на водоразделах, в среднем изменяясь от 1–3 м на Полесье до 3–6 м и более в северных регионах.

Мощность грунтовых потоков определяется глубиной залегания верхнего регионального водоупора и варьирует от 3–5 до 10–30 м на севере страны и от 30–50 до 60–100 м и более на юге. В этих условиях *эпюра избыточных давлений*, создаваемых фундаментами инженерных сооружений, как правило, располагается как в зоне аэрации (переменного увлажнения), так и в зоне полного водонасыщения грунтовой толщи (рис. 1.18). Поэтому вопрос о влиянии капиллярных, спорадических и грунтовых вод на состояние и свой-

ства водовмещающих отложений, особенно тонкодисперсных (песчаных, глинистых и биогенных), давно вызывает большой теоретический и практический интерес. Он связан с устойчивостью как физических (пористость и все виды плотности), так и механических (коэффициент внутреннего трения и модули деформации) характеристик этих отложений при обосновании их прочности и несущей способности на различных глубинах и при разных влажностях [16, 23, 24, 25 и др.].

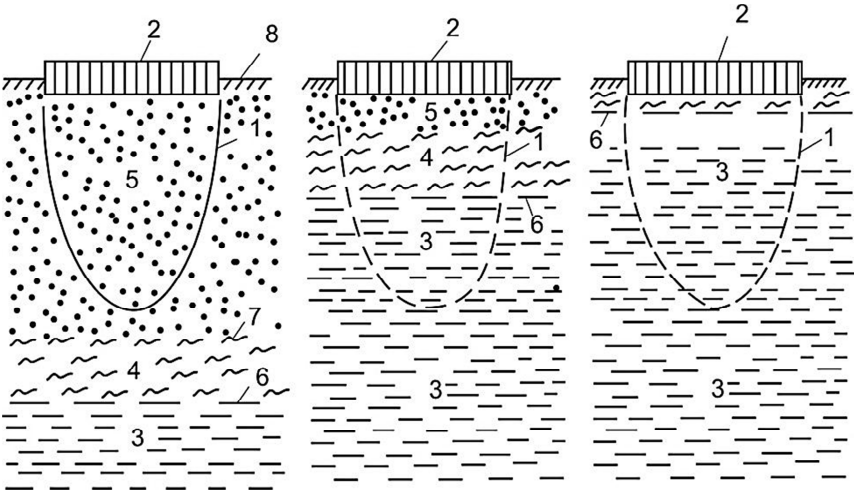


Рис. 1.18. Три типовых примера сочетания эпюры избыточных давлений (*1*), создаваемых фундаментом (*2*), с уровнями грунтовых (*6*) и капиллярных (*7*) вод: *3* – зона полного водонасыщения грунтов геооснования ($S_r = W_0 = 1$), расположенная ниже уровня грунтовых вод (*УГВ*); *4* – зона переменной (по глубине) влажности грунтов, расположенная в пределах капиллярной каймы, т. е. между *УГВ* (*6*) и уровнем капиллярных вод (*УКВ*) (*7*); *5* – зона «инфильтрационной» влажности грунтов, расположенная выше капиллярной каймы (над *УКВ*); *8* – поверхность земли

Пористость и ее виды, метод расчета. В дисперсных породах различают три основных вида пор: *макропоры* ($d \geq 1$ мм), заполняемые гравитационной водой, *микропоры* ($0{,}1 \leq d < 1$ мм) и *субкапилляры* ($d < 0{,}1$ мм), содержащие физически и химически связанные воды, не подчиняющиеся законам линейной фильтрации и гравитации. В песчано-гравийных породах преобладают макропоры, в гли-

нистых и биогенных – микропоры и субкапилляры. Поэтому в общем случае пористость n, включающая все три вида пор, не является показателем водопроницаемости, водоотдачи и водопоглощения пород. Например, в глинах, относимых к водоупорам из-за их непроницаемости, общая пористость очень велика (40–60 % и более), но поскольку поры представлены в основном субкапиллярами и заполнены связанной водой, то по сравнению с песками обладают весьма незначительной (практически нулевой) водоотдачей и водопроницаемостью.

Под пористостью n понимают отношение суммарного объема всех видов пор в породе $V_П = V - V_1$ ко всему объему породы V; в производственных условиях величина n, в противовес водоотдаче и коэффициенту фильтрации, экспериментально не определяется (из-за невозможности разделения суммарной массы

$$q_2 = \Delta q_1(\rho_1) + \Delta q_2(\rho_2) + \ldots + \Delta q_n(\rho_n) \qquad (1.27)$$

«поровых» вод на отдельные составляющие $\Delta q_n(\rho_n)$ и соответственно неизвестности объемов этих составляющих $\Delta V_n = \Delta q_n / \rho_n$, каждая из которых обладает своей плотностью ρ_n), а *рассчитывается по результатам высокотемпературной сушки породы* [5, 23, 24]:

$$n = V_П / V = 1 - (q_1 / V) / (q_1 / V_1) = 1 - \rho_d / \rho_s, \qquad (1.28)$$

где V_1 – объем твердых (минеральных) частиц (определяется пикнометрическими методами);

$q_1 = q - q_2$ – масса абсолютно сухой породы (ее обезвоженного скелета или каркаса);

$q = q_1 + q_2$ – масса влажной породы объемом V (за исключением массы газов, которой пренебрегают);

$q_2 = q - q_1$ – масса воды (в сумме гравитационной Δq_1, рыхло – Δq_2 и прочносвязанной Δq_3), испарившейся из пор и скелета породы в процессе ее высокотемпературной сушки в термостате;

$\rho_d = q_1 / V$ – плотность скелета породы;

$\rho_s = q_1 / V_1$ – плотность минеральных частиц.

Гистограммы рассеяния пористости в грунтах Беларуси приведены в табл. 1.5.

Таблица. 1.5

Характер рассеяния общей пористости (n, %) в естественных грунтах Беларуси (3851 определение n)

Грунты	$\sum n_i$	Интервал изменения n, %	Преобладают n, %	«Пики» n, %
Пески средней крупности и крупные	408	23–47	34–39	35; 37; 34
Пески мелкие и средней крупности	781	25–55	32–42	38; 37; 39; 35
Пески мелкие	653	23–56	32–42	38; 39; 37; 36; 35
Пески пылеватые	545	21–55	30–42	37; 34 + 35; 39; 36
Суммарно пески пылеватые, мелкие, средней крупности и крупные	1915	21–56	34–40	38; 36; 37; 35
Супеси	655	14–55	23–41	32; 25 + 26 + 29; 34
Суглинки	500	20–53	23–39	31; 34; 29; 26

Фазовые модели (ФМ) дисперсных пород. Ради объективности и знаний необходимо отметить, что любое действие и любая среда, сплошная или дискретная (пористая), описываются системой законов, среди которых предельно простые, содержащие одну-две константы (типа $y_1(x) = ax$ и $y_2(x) = y_0 + a_0x$), относят к *определяющим*: Ома (o_1) – в электродинамике, Гука (h_1, h_2) – в теории упругости и деформируемости, Кулона (k_1, k_2) – в теории сдвиговой прочности, Дарси (d_1, d_2) – в теории фильтрации, Архимеда (a_1, a_2) – в теории выталкивания – втягивания сплошными средами и полями (вакуумом, жидкостями, газами [21, 22]) и т. д. Казалось бы, аналогичная система закономерностей должна характеризовать динамику влажного состояния пористых сред. Однако до недавнего времени эта среда не имела определяющего уравнения, позволяющего однозначно судить о линейности или нелинейности процесса ее увлажнения. В то же время прогнозные задачи по оценке фазовых характеристик (*ФХ*) горных пород при изменении их влажности W тре-

буют знания линейности и нелинейности всех функций, порождаемых влажностью.

На этом основании были выполнены обобщения опытных данных по определению массовой влажности W и сопутствующих *ФХ* грунтов Беларуси [16, 23, 24, 25]. В результате установлено, что определяющим уравнением фазового состояния дисперсных пород, завязывающим на себя все остальные *ФХ*, является *двойная функция влажности* [16, 24, 25]

$$W_0(W) = (\rho_d / \rho_w)\, W, \tag{1.29}$$

представляющая собой прямую $W_0(W)$, исходящую из начала координат $W_0 = W = 0$ и содержащую, таким образом, одну константу – угловой коэффициент $\mathrm{tg}\alpha = W_0 / W = \rho_d / \rho_w$ (рис. 1.19).

Когда метод идентификации *ФМ* в виде функции (1.29) был найден, стало очевидным, что к настоящему времени разработаны две альтернативные модели фазового состояния дисперсных грунтов: линейная ($0 \le W \le W_{sat}$), предложенная К. Терцаги, и комбинированная *ФМ* [16, 23, 24].

Линейная *ФМ* построена на допущении, что во влажных грунтах песчано-гравийных, глинистых и биогенных отсутствует проникновение фаз друг в друга и соблюдаются три физические предпосылки: 1) имеет место абсолютная инертность фаз, исключающая какое-либо (ионное, молекулярное и т. д.) взаимодействие между ними; 2) межфазовые границы являются идеальными – без массы и объема, бесконечно тонкие и непроницаемые; и как следствие этих предпосылок, 3) существование закономерности: масса скелета q_1 прямо пропорциональна объему грунта V при любой его влажности. На этом основании в линейной *ФМ* выделяют четыре константы, не зависящие от влажности грунта, и три линейно-возрастающие функции массовой влажности $W = q_2 / q_1$ (рис. 1.19):

$$\begin{cases} n = \mathrm{const}; \quad e = \mathrm{const}; \quad \rho_d = \mathrm{const}; \quad \rho_s = \mathrm{const}; \\ \rho(W) = \rho_d (1 + W); \; W_0(W) = (\rho_d / \rho_w) W; \; S_r(W) = (\rho_d / n\rho_w) W, \end{cases} \tag{1.30}$$

где $e = V_{\Pi} / V_1 = n / (1 - n)$ – коэффициент пористости (в линейной *ФМ* принимается [5], что плотность поровых вод равна плотности гравитационных $\rho_n = \rho_w = 1$ г/см^3 и потому численно $q_2 = \rho_w V_2 = V_2$).

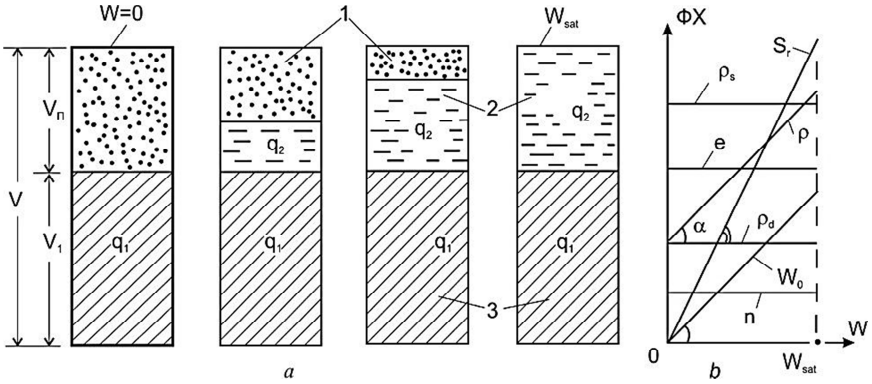


Рис. 1.19. Динамика фазового состояния природных грунтов ненарушенной структуры при изменении их естественной влажности в соответствии с положениями теории *линейной ФМ*:
a – фазовые соотношения при наличии в грунте *идеальных межфазовых границ*, обеспечивающих независимость объема пор V_n, объема твердых частиц V_1 и их массы q_1 от влажности грунта $W = q_2 / q_1$ при любых технологиях обезвоживания образца: q_1 = const, V_n = const, V_1 = const; фазы грунта: *1* – воздух; *2* – поровая вода; *3* – твердые частицы; *b* – графоаналитическое представление констант (n, e, ρ_s, ρ_d) и линейных функций влажности грунта $W_0(W)$, $S_r(W)$, $\rho(W)$ в линейной *ФМ*; *ФХ* – фазовые характеристики грунта; W_{sat} – полная влагоемкость грунта

Условия существования линейной *ФМ* (выражение (1.30)) еще не раскрывают всех причин отхода реальности от данной модели. И эту, и другие проблемы оценки *ФХ* в немалой степени создает другой фактор – *технология высокотемпературной сушки образцов*, когда при выпаривании поровой и внутрискелетной влаги происходит смешивание (и перемешивание) всех видов воды, имевших до этого разную плотность, разные молекулярные структуры и соответственно разные свойства. Отсюда следует: до тех пор, пока мы не научимся измерять влажность грунтов *относительно определенного вида поровой влаги* (исключая хотя бы прочносвязанную), мы не получим констант и линейных функций среди *ФХ* любой *ФМ*, основанной на высокотемпературной сушке образцов горных пород.

Комбинированная *ФМ* является эмпирической и отражает реальное поведение *ФХ* (рис. 1.20) при изменении влажности грунтов, определяемой методами высокотемпературной сушки; поэтому она существенно отличается от линейной и является ее дальнейшим развитием [5, 16, 24, 25].

Многочисленными опытами, насчитывающими 4–5 и более тысяч определений (рис. 1.21) на грунтах естественной структуры и влажности (монолитах), установлено [16, 24], что *ФМ* всех дисперсных грунтов состоит из двух частей-моделей: *линейной* ($0 \le W \le W_Ф$) и *нелинейной* ($W_Ф < W \le W_{sat}$), где $W_Ф$ – фазовая влажность, разделяющая линейную часть комбинированной *ФМ* от нелинейной; W_{sat} – полная влагоемкость (в линейной *ФМ* (1.30) наблюдается при $S_r = 1$); с ростом дисперсности грунтов опытные значения $W_Ф$ уменьшаются и в грунтах Беларуси составляют, % [16, 25]: в песках мелких и пылеватых 15–17 (W_0 = 20–22); в супесях 10–12 (W_0 = 20–22); в суглинках 12–14 (W_0 = 23–25); в моренных глинах 5–7 (W_0 = 11–13); в торфах 40–50 (W_0 = 25–30).

Отправной точкой в обосновании нелинейности *ФМ* можно считать теорию энергетического взаимодействия поровой воды со скелетом грунта. В основе теории лежит учение о *двойном электрическом слое* коллоидных мицелл и *многослойности связанной воды* (физико-химической и микрокапиллярной), формирующейся при смачивании поверхностей кристаллических решеток глинистых минералов и коллоидно-дисперсных частиц, а также проникающей в их межпакетные пространства. Иначе говоря, под действием энергии смачивания молекулы воды меняют свою структуру и не только оккупируют приповерхностные зоны минеральных частиц, образуя здесь гидратные слои и пленки-гели, но и продвигаются далее внутрь этих частиц, заполняя межпакетные пространства.

При этом многослойность связанной воды формируется как следствие и функция резкого падения сил межфазового (молекулярного, ионного, электростатического, магнитного и т. д.) взаимодействия и соответствующего изменения свойств воды с удалением от поверхности коллоидных и глинистых частиц (к примеру, в этом направлении падают плотность связной воды, подвижность и ориентированность ее ионов и молекул, температура их дегидратации и давление отжимания из скелета, изменяется структура молекул воды).

С учетом этих явлений связанная вода, образующаяся при увлажнении грунтов, с позиции *ФМ* разделяется на *внутрискелетную,* содержащуюся в зоне гидратации кристаллических решеток глинистых минералов и в их межпакетных пространствах, и *внутрипоровую,* образующую водные оболочки вокруг минеральных частиц и между ними.

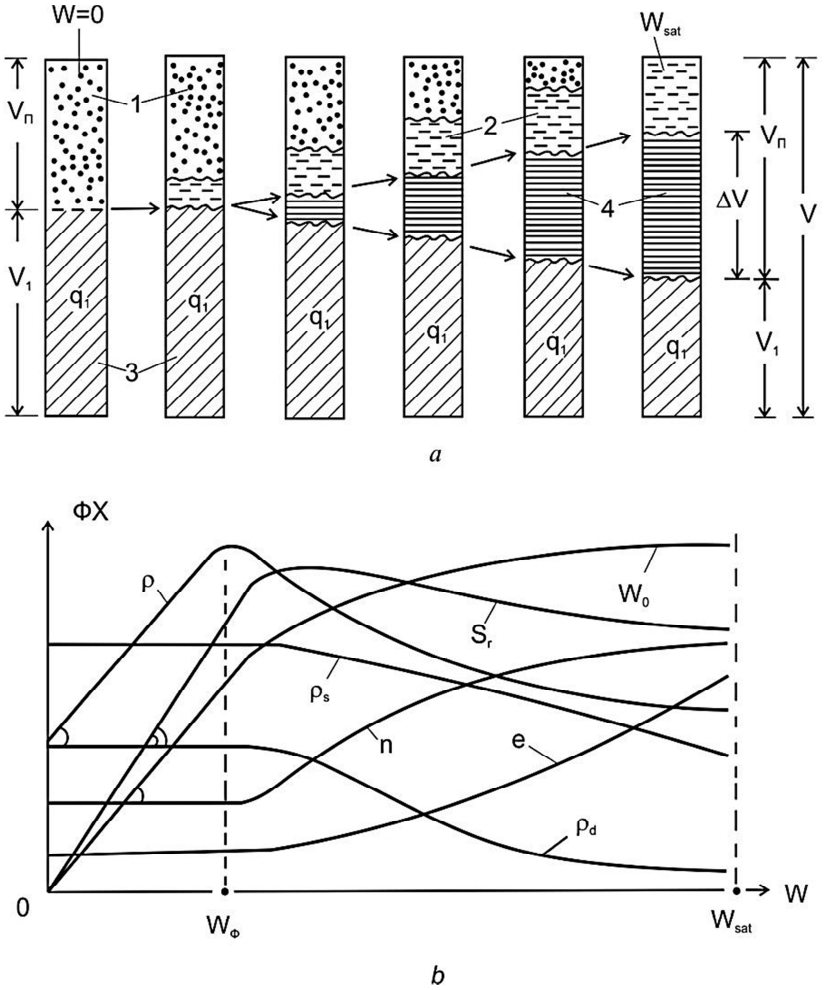


Рис. 1.20. Динамика фазового состояния природных грунтов ненарушенной структуры (монолитов) при изменении их естественной влажности в соответствии с теорией *комбинированных ФМ:*

а – фазовые соотношения в грунте при реальных межфазовых «границах», обеспечивающих проникновения фаз друг в друга и формирование межфазового буферного слоя *4*, который и порождает *фазовую нелинейность*, т. е. зависимость V_n, V_1, q_1 от W; фазы грунта: *1* – воздух; *2* – поровая вода; *3* – минеральные частицы; *b* – графоаналитическое представление комбинированных *ФМ* глинистых грунтов Беларуси; $W_ф$ – фазовая влажность; W_{sat} – полная влагоемкость грунта; *ФХ* – фазовые характеристики грунта

Внутрипоровая связанная вода подразделяется на *прочносвязанную*, объединяющую все виды гигроскопической (адсорбированной) влаги, и *рыхлосвязанную,* включающую пленочные воды диффузного пространства двойного электрического слоя мицелл. В *гигроскопическом слое* происходят важнейшие межфазовые реакции, и имеет место радикальное изменение *молекулярной структуры воды* и соответственно ее физических свойств. Поэтому в нем дополнительно выделяют две прослойки-оболочки: гидратированная и сольватная (осмотическая), за которой начинается *пленочная вода*, внешние молекулы которой уже доступны питанию растений.

Межфазовое взаимодействие особенно активно в гидратированной прослойке и обусловлено кристаллохимией глинистых минералов. При этом главную роль играет тот факт, что атомы, ионы и гидроксильные группы кристаллических решеток глинистых минералов представляют собой *мощные адсорбционные энергетические поля* с разными электрохимическими потенциалами и электрическими зарядами. В результате при смачивании монтмориллонита, каолинита, гидрослюд и других глинистых минералов между ионами воды и адсорбционными полями решеток этих минералов происходят интенсивные реакции гидратации и замещения. Силы электромолекулярного и ионного взаимодействия между адсорбционными полями и ионами воды достигают 1000 МПа и приводят к формированию совершенно новой среды – *гидратированной оболочки*. Эта прослойка гигроскопической влаги насыщена ионами верхних слоев кристаллических решеток минералов скелета и по своим свойствам близка к твердым телам (ее средняя плотность составляет 1,8–2,1 и более г/см^3, уменьшаясь с ростом влажности грунта, а дегидратация начинается с температуры 200–300 °С; выжимается из скелета давлением в 100 и более МПа и выделяет теплоту смачивания).

Аналогичные изменения физических свойств, но в меньшей степени, присущи *осмотической прослойке прочносвязанной воды*. Силы взаимодействия ее ионов и атомов с адсорбционными полями минералов существенно слабее, чем в гидратированной оболочке; молекулы H_2O здесь менее ориентированы и обладают некоторой подвижностью, ее плотность в среднем составляет 1,2–1,5 г/см^3 и уменьшается с ростом влажности грунта; дегидратация происходит при температуре 100–120 °С; при образовании осмотической влаги теплота смачивания не выделяется. Эти свойства позволяют

относить осмотическую прослойку к полутвердым или твердопластичным телам [23, 24, 25].

Следует отметить, что все виды связанной воды (гигроскопической и пленочной) не подвластны силе тяжести и потому не передают гидростатического давления.

Приведенные сведения показывают, что по своим свойствам связанная вода скорее твердое, а не жидкое тело. Поэтому совершенно обоснованно проф. Н. А. Цытович (1951) рекомендовал прочносвязанную воду «объединять с системой твердых минеральных частиц». Для развития этой мысли, опираясь на общность свойств связанной воды, внутрискелетную и внутрипоровую ее составляющие мы объединили в *межфазовый буферный слой (МБС)* – физико-химический синтез минеральной и жидкой фаз грунта в зонах их контакта, толщина которого (мощность *МБС*) совпадает или больше мощности двойного электрического слоя на смоченных поверхностях частиц, а плотность падает с ростом влажности грунта [24, 25].

Данное явление имеет место потому, что с увеличением влажности грунта темп роста объема буферного слоя ΔV опережает темп роста его массы Δq (такая закономерность объясняется превалирующим ростом толщины диффузного слоя мицелл и подвижностью межпакетных пространств кристаллических решеток глинистых минералов). Поэтому *МБС можно рассматривать как самостоятельную (четвертую) фазу грунта, являющуюся функцией степени его увлажнения, а, следовательно, и обезвоживания:* в абсолютно сухом грунте ($W = 0$) эта фаза отсутствует ($\Delta q = \Delta V = 0$), а при полной влагоемкости грунта ($W = W_{sat}$) принимает максимальный объем ($\Delta V = \Delta V_{\max}$) и минимальную плотность ($\Delta\rho = \Delta\rho_{\min}$). Это говорит о том, что *МБС* существует только в нелинейном диапазоне фазового состояния грунтов ($W_{\text{ф}} < W \leq W_{sat}$) и является первопричиной зарождения нелинейности в их *ФМ*.

Из этого следует, что при образовании *МБС* фактически формируется новый скелет грунта, который назван *влажным (вторичным)*; тогда *абсолютно сухим (первичным)* скелетом будет каркас, масса и объем которого соответствуют исходной химической формуле ядер мицелл. Очевидно, влажный скелет грунта состоит из абсолютно сухого и *МБС*. И поскольку в *МБС* все фазовые характеристики являются нелинейными функциями W, это свойство *МБС* передается и влажному скелету грунта. Именно поэтому фазовое состояние гли-

нистых и биогенных грунтов, в которых, прежде всего и формируется *МБС*, характеризуется не линейными функциями влажности и константами модели К. Терцаги (выражение (1.30)), а исключительно нелинейными функциями W как возрастающими (↑) – для $n(W)$ и $e(W)$, так и убывающими (↓) – $\rho(W)$ и $\rho_d(W)$ (рис. 1.21, 1.22):

$$\begin{cases} \rho(W) = f(W)\downarrow; \quad \rho_d(W) = f(W)\downarrow; \\ n(W) = f(W)\uparrow; \quad e(W) = s(W)\uparrow \text{ и др.} \end{cases} \tag{1.31}$$

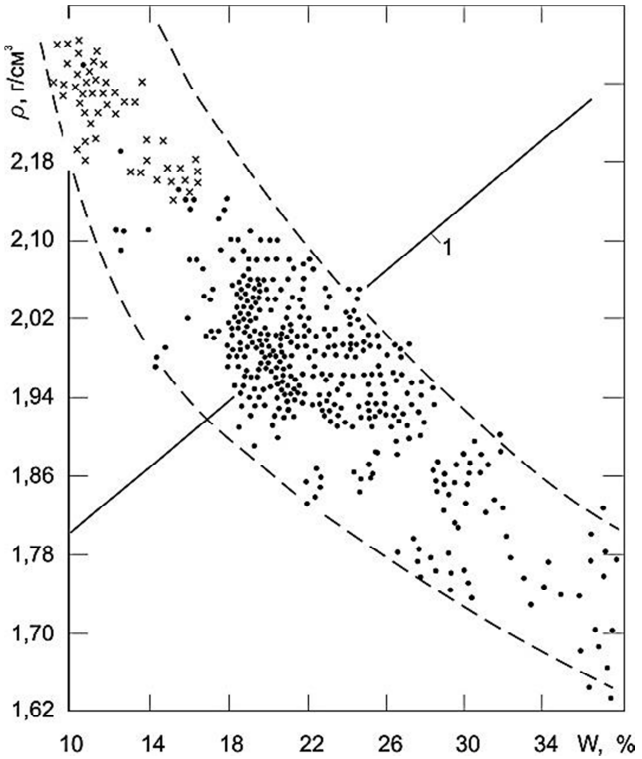


Рис. 1.21. Влияние естественной влажности *моренных суглинков геооснований Минска* на их плотность (по опытным данным РУП «Геосервис»): «крестики» – 49 образцов суглинков днепровской морены геооснования Национальной библиотеки Беларуси; «точки» – суглинки сожской (московской) морены (375 образцов); *1* – прогнозная теоретическая зависимость $\rho(W) = \rho_d(1 + W)$, вытекающая из линейной фазовой модели (для суглинка с W = 22,0 %, ρ_d = 1,64 г/см^3, ρ = 2,00 г/см^3

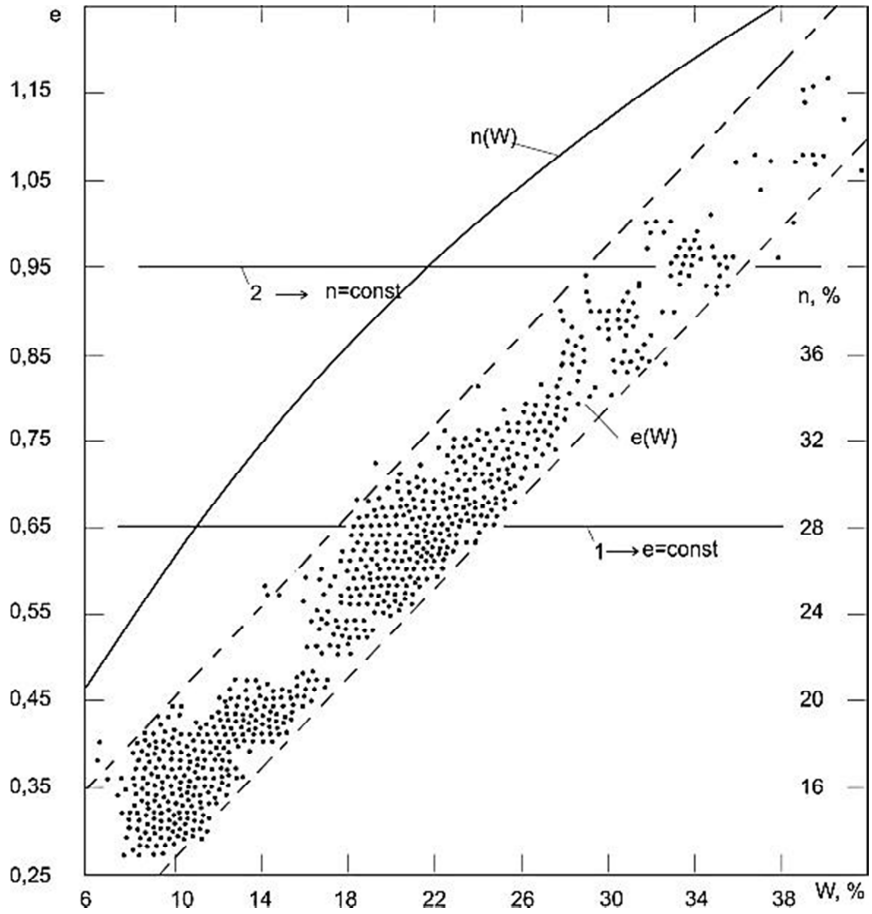


Рис. 1.22. Влияние естественной влажности *W моренных супесей, суглинков и глин района Минска* на их коэффициент пористости *e*:
$n(W) = e(W)/[1 + e(W)]$ – динамика средней пористости данных грунтов с изменением *W*, вытекающая из линейной функции $e(W) = 0{,}10 + 0{,}026\ W$, где *e* – д. е., *W* – %: 1 и 2 – прогнозные (для любых *W*) теоретические константы соответственно $e = 0{,}652 = \text{const} \neq f(W)$ и $n = 0{,}395 = \text{const} \neq f(W)$, вытекающие из линейной *ФМ* (для сожского суглинка с $W = 22{,}0$ %; $\rho_s = 2{,}71$ г/см^3; $\rho_d = 1{,}64$ г/см^3; $\rho = 2{,}00$ г/см^3). На графике представлено 1944 определений $e(W)$ (по опытным данным РУП «Геосервис»)

В итоге можно заключить, что физико-химическое обоснование превалирующей роли многослойности и свойств связанной воды

в изменении объема и массы первичного скелета грунта при его увлажнении и обезвоживании базируется на кристаллохимии глинистых минералов и закономерностях их взаимодействия с поровой водой. При этом становится очевидным, что в нелинейном интервале влажности ($W_ф < W \leq W_{sat}$) четкие границы между минеральными частицами и поровой водой исчезают, а вместо них формируется неустойчивая по своим свойствам и объему переходная среда из взаимопроникающих друг в друга жидкой и твердой фаз, названная *МБС*. Отсюда следует: в программы инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий необходимо ввести требования изучения динамики *молекулярной структуры воды*, формирующейся под воздействием окружающих нас и создаваемых техногенезом полей – температурных, электрических, магнитных, сейсмических, гравитационно-центростремительных, биополей.

1.6. Водобалансовая теория подземного стока зоны активного водообмена Беларуси

Внедрение техногенеза в подземную гидросферу требует создания соответствующих теорий и методологий этого воздействия, включающих, прежде всего, комплекс *предельно допустимых геоэкологических изменений* (*ПДГИ*) геологической среды [3, 18]. Мерой, определяющей количественное соотношение между параметрами среды до и после (или в период) техногенеза, при оценке эксплуатационных запасов *ПВ* могут служить такие гидрогеологические показатели как глубины залегания *УГВ* и пьезометрических поверхностей, подземные составляющие речного стока, интенсивность и направленность перетекания *ПВ*, гидрохимия водоносных горизонтов, меженные расходы рек и др. [3, 20]. Отсюда следует, *что прогноз ПДГИ подземной гидросферы должен стать важнейшей частью отчетов по оценке эксплуатационных запасов ПВ*.

Значимость этого положения покажем на примере оценки естественных ресурсов и эксплуатационных запасов пресных подземных вод (*ППВ*) Беларуси, где речные долины, как правило, «сопровождаются» подземными пра-реками – погребенными водонасыщенными мегаложбинами (ледниковыми палеоврезами) глубиной 100–150 м, многие из которых заполнены высокопроницаемыми флювиогляциальными отложениями. По направлению движения потоки подзем-

ных вод мегаложбин совпадают с речными, по расходу в межень сопоставимы с ними, но по своему гидрографу существенно отличаются от рек, не обладая «пиками» половодий. Для этой ситуации *естественные ресурсы ППВ* Беларуси оценены РУП «НПЦ по геологии» (БелНИГРИ) в Q_R = 15,9 км^3/год, а *прогнозные эксплуатационные запасы* в Q_z = 18,09 км^3/год, т. е. на 14 % выше естественных ресурсов [32, 34]. Анализ карт площадного распространения этих ресурсов [3] показал, что имеет место их «закономерное» уменьшение по радиус-векторам «Минск – границы страны», т. е. в направлении от истоков к устьям фильтрационных потоков (рис. 1.23).

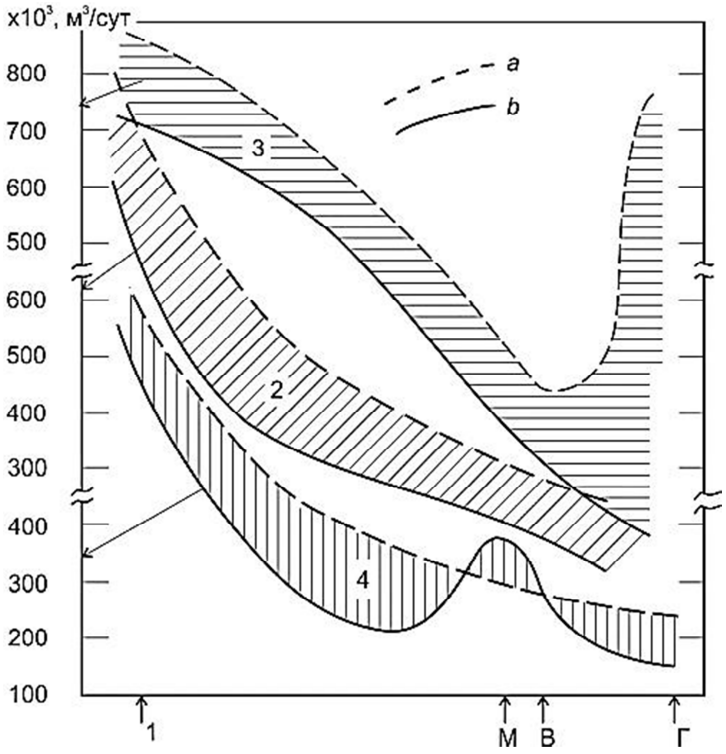


Рис. 1.23. Примеры «закономерного» уменьшения *прогнозных эксплуатационных запасов* (*a*) и *естественных ресурсов* (*b*) *ППВ* Беларуси в радиальном направлении Минск (*1*) → границы Беларуси:
2 → Минск – Могилев (М); *3* → Минск – Витебск (В); *4* → Минск – Гомель (Г).
Размерность запасов и ресурсов *ПВ* по РУП «НПЦ по геологии» (БелНИГРИ) [34]

Некорректность таких оценок ресурсов *ППВ* следует из общеизвестного факта, что при наличии мощного инфильтрационного питания, равного 90–110 мм/год, формируются потоки *ПВ* переменной массы, у которых расходы не уменьшаются, а возрастают по пути их движения (рис. 1.24) [13, 14].

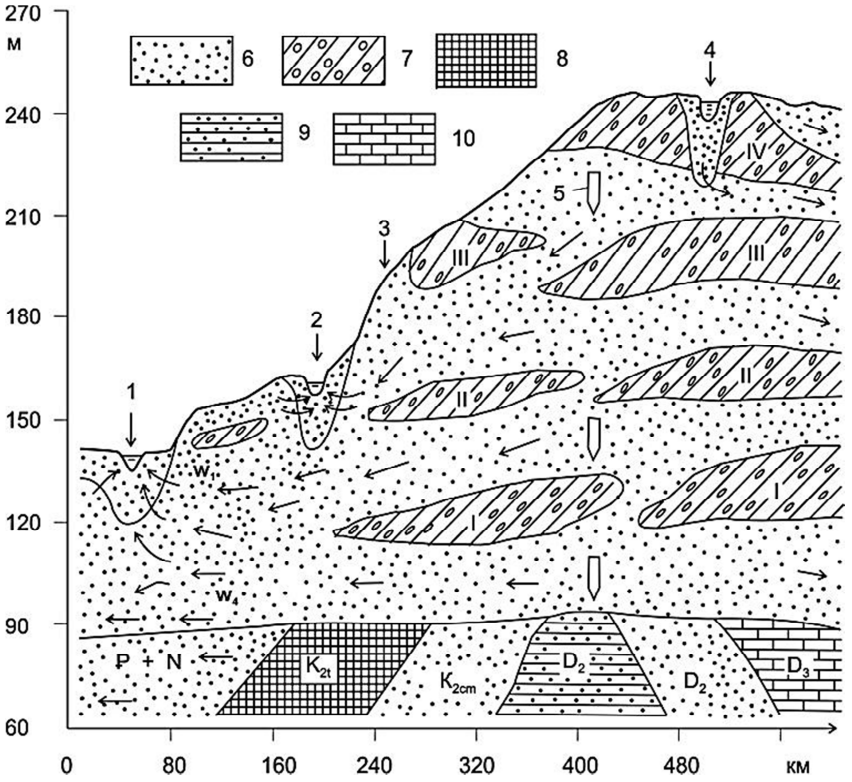


Рис. 1.24. Схема разделения регионального потока грунтовых вод четвертичной толщи на подземную составляющую речного стока (W_1) и сквозной глубинный поток (W_4) к конечному базису эрозии в створе Полоцк – Минск – Любань – Петриков:
1 – р. Припять; *2* – р. Оресса; *3* – г. Минск; *4* – р. Западная Двина; *5* – подземный водораздел водонапорного комплекса зоны активного водообмена; *6* – пески; *7* – моренные суглинки с валунами; *8* – мел; *9* – мергели, доломиты, песчаники, глины; *10* – известняки и доломитизированные песчаники;морены: *I* – березинская *gIbr*; *II* – днепровская *gIIdn*; *III* – сожская (московская) *gIIsž*, *IV* – поозерская (валдайская) – *gIIIpz*. Кровля коренных пород условная (по материалам РУП «Белгеология»)

Вторым упущением методологии оценки ресурсов *ППВ* Беларуси, принятой РУП «НПЦ по геологии» (БелНИГРИ), является отсутствие теоретических расчетов *ПДГИ* для предельной задачи, создающей максимально критическое положение в подземной гидросфере, для условий единовременного использования эксплуатационных ресурсов в количестве 18,09 км^3/год, т. е. отсутствие прогнозов геоэкологических последствий отбора из зоны активного водообмена таких объемов пресных вод. Наши оценки показывают, что в рамках *ПДГИ* и, в частности, при условии постоянства меженных расходов рек и отсутствии дополнительных (относительно мелиоративных) понижений *УГВ* в речных долинах, эксплуатационные запасы *ППВ* Беларуси, утверждаемые к единовременному отбору из недр, становятся существенно (как минимум на 50 %) меньше 18 км^3/год. Этот вывод следует также из современного состояния подземной гидросферы Беларуси, когда при суммарном водоотборе *ПВ*, равном 1,4–1,6 км^3/год, национальный мониторинг фиксирует уменьшение стока малых рек в районах развития депрессионных воронок, созданных водозаборами. Поэтому необходимы дальнейшие исследования по теории определения эксплуатационных запасов *ППВ* и стандартизации геоэкологических критериев их единовременного отбора.

Анализ данной проблемы показывает, что существующие методологии определения *суммарного подземного стока* и эксплуатационных запасов *ППВ* содержат ряд упущений принципиального характера. Для их учета в будущих проектах рассмотрим главные гидрогеологические факторы, определяющие достоверность оценок запасов *ППВ*, а также содержание и цели соответствующих геоэкологических критериев. К этим факторам относятся:

1. Степень и режим гидравлических связей речных вод со всеми потоками подземных вод водосбора, в частности с грунтовыми водами подрусловых отложений и ледниковых мегаложбин, текущих вдоль реки, так называемыми *продольными* или *параллельными* подземными потоками, которые в настоящее время вычленяются из гидрографов рек. В водобалансовых равенствах используются только *боковые* или *перпендикулярные* речные потоки подземных вод, а параллельные руслам рек потоки грунтовых вод, заключенные в подрусловом аллювии и ледниковых пра-реках, вообще не упоминаются, не определяются и поэтому до сих пор не учитываются при оценке суммарного подземного стока и эксплуатационных запасов *ППВ*.

2. Постоянное взаимодействие подрусловых и боковых потоков грунтовых вод с речными (русловыми), особенно меженными, существующими за счет подземного стока. Данный фактор проявляется в том, что централизованный отбор *ППВ* приводит к существенному понижению их статического уровня на больших территориях и в итоге создает гидродинамические условия для усиления инфильтрации (перетока) поверхностных вод (прежде всего, речных и болотных) в подземные. Этот процесс можно отнести к главному техногенному фактору, порождающему ряд геоэкологических проблем подземной гидросферы, среди которых недопустимыми являются [3, 15, 20]: 1) рост региональных зон аэрации с соответствующим иссушением территорий и изменением их экологии в «аридную» сторону; 2) уменьшение меженного стока рек; 3) развитие межпластового перетекания *ПВ* разного химсостава и, как следствие, их гидрохимическое смешение; 4) усиление процессов выщелачивания карбонатных пород и последующее формирование зон карстообразования в геооснованиях и над горными выработками.

3. Принцип эквивалентности (строгого соответствия) геоэкологических критериев гидроэкологическим на разных этапах развития техногенеза. Принцип позволяет в первом приближении определить допустимые экстремумы этих критериев. Примерами эквивалентности могут служить: 1) соотношения между предельными (максимальными) эксплуатационными запасами *ППВ* данного водосбора $\Delta Q_{\max}$, допускаемыми к единовременному отбору из подземной гидросферы, к меженным расходам реки до ($Q_{\max}$) и после ($Q_{\min}$) этого отбора; 2) соотношения между другими интегральными характеристиками подземного и речного стоков (их модулями, коэффициентами, слоями и т. д.) до и в период отбора $\Delta Q_{\max}$.

4. Принцип регулируемой динамики главных гидрогеологических показателей подземной гидросферы до запланированного водоотбора и в процессе водоотбора на разных его стадиях. Такими показателями могут быть: химсостав *ПВ* возмущенного и смежных по разрезу пластов; направление перетекания *ПВ* и перепад их уровней *во взаимодействующих горизонтах*; темпы развития и размеры депрессионных воронок в возмущенном и смежных пластах и вытекающие отсюда величины межпластовых перетеканий и привлекаемых ресурсов. Очевидно, прогноз динамики этих показателей дол-

жен стать важнейшей задачей гидрогеологических исследований при оценке эксплуатационных запасов *ППВ*.

5. Принцип интегрального подхода к оценке подземного стока и эксплуатационных запасов *ППВ*, который заключается в следующем.

В соответствии с современными методологиями, разработанными Ф. А. Макаренко, Б. И. Куделиным, Б. В. Поляковым и др., расчет подземного стока с водосбора осуществляется *путем расчленения гидрографа реки*, т. е. разделением руслового потока на две составляющие: поверхностную (поверхностный сток) и подземную (подземный сток).

Таким образом, в основе методологий лежат две гипотезы: согласно первой *весь подземный сток водосбора поступает только в русло реки и поэтому является некоторой составной частью гидрографа реки*; вторая гипотеза следует из первой и допускает, что для оценки подземного стока достаточно одной измеряемой величины – расхода реки, равного расходу потока, текущего по руслу реки и ее пойме (в половодье) (вычисляется как произведение средней скорости воды в каком-то поперечном створе русла на геометрическую площадь этого створа). Отсюда видно, что в современных методологиях подземный сток рассматривается только с одной позиции – как *некоторая доля руслового потока*; причем эта доля представляется исключительно как *поперечный* (лево- и правобережный, а также донный) приток-отток грунтовых и артезианских вод, текущих перпендикулярно руслу реки, т. е. перпендикулярно направлению руслового потока.

Такая схематизация подземных потоков, поступающих в речные долины постледниковых равнин, часто не соответствует действительности (прежде всего при наличии подрусловых потоков грунтовых вод, движущихся непосредственно под речными в одну сторону с ними к общей области разгрузки). Дело в том, что в отложениях ледникового комплекса мощностью 100–300 м и более, покрывающих территорию Беларуси, наряду с *поверхностными речными долинами* существует множество пра-рек или *подземных «рек»* – мощных фильтрационных потоков, направление которых, как и подрусловых, совпадает с речным. Эти потоки грунтовых вод заключены как в подрусловом аллювии, так и во флювиогляциальных отложениях ледниковых мегаложбин, идущих вдоль современных речных

и древних (погребенных) ледниковых долин и часто прорезающих четвертичную толщу до коренных пород (рис. 1.24, 1.25).

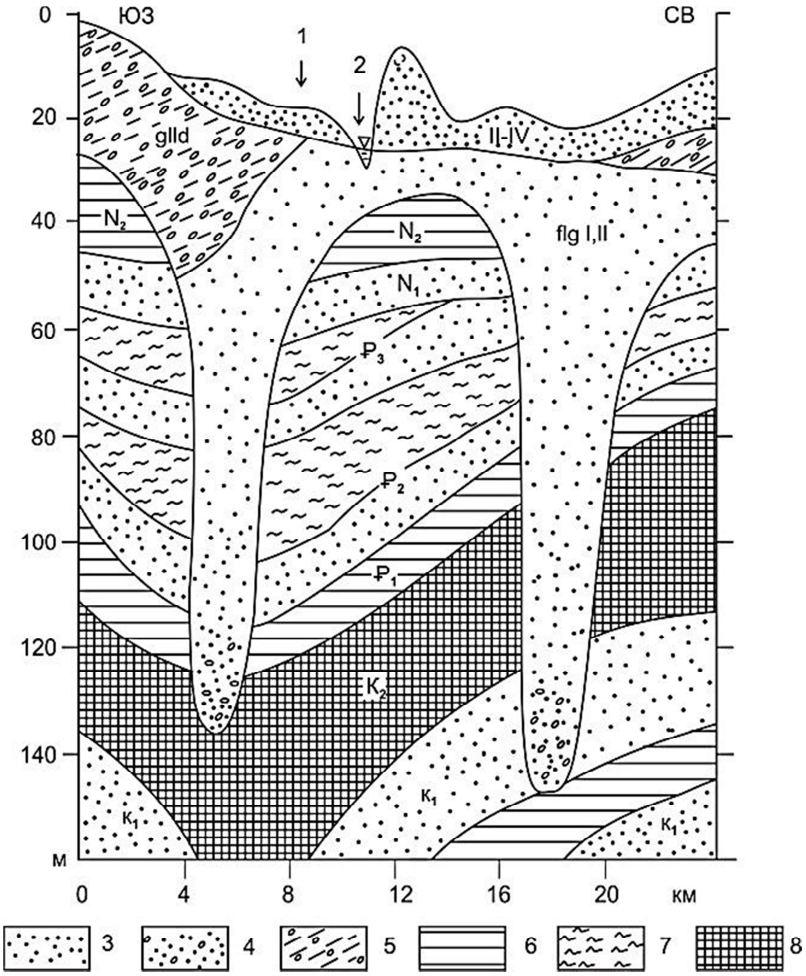


Рис. 1.25. Ледниковые мегаложбины в районе г. Речица (*1*), идущие вдоль долины Днепра (*2*) и содержащие мощные потоки грунтовых вод проднепровского направления; *3* – пески (нижнемеловые, палеогеновые, неогеновые, флювиогляциальные, аллювиальные); *4* – пески флювиогляциальные с гравием; *5* – супесь моренная с валунами; *6* – глины (нижнемеловые, нижнепалеогеновые, средненеогеновые); *7* – алевриты (средне- и верхнепалеогеновые); *8* – мел писчий верхнемеловой (по материалам РУП «Белгеология»)

Поэтому при оценке суммарного подземного стока с водосборов (W_g) и выработке соответствующих геоэкологических критериев его использования необходимо строго различать два основных потока: *речной*

$$W_R = W_0 + W_1 = W_0 + \alpha W_R, \tag{1.32}$$

объединяющий весь поверхностный W_0 и часть подземного $W_1 = \alpha W_R$ стоков, и *суммарный подземный*

$$W_g = \sum_{i=1}^{n} W_i = W_1 + W_2 + W_3 + W_4 + ... + W_n, \tag{1.33}$$

состоящий из суммы расходов всех фильтрационных потоков, в частности, подземного поперечного или бокового притока в реку W_1, равного подземной составляющей гидрографа реки, и трех продольных, текущих параллельно речному к общей области стока: подруслового W_2, мегаложбинного W_3 и сквозного глубинного W_4 (рис. 1.26, 1.27). В итоге общее балансовое равенство для суммарного подземного стока или естественных ресурсов *ППВ* принимает вид:

$$W_g = \alpha W_R + W_2 + W_3 + W_4 + ... + W_{n-1} + W_n, \tag{1.34}$$

где $\alpha = W_1 / W_R$ – доля подземного стока в речном стоке;

W_{n-1} – рассредоточенные потоки, формирующие родники и техногенные стоки;

W_n – дополнительные глубинные потоки, часто возникающие при интенсивном водоотборе.

Определение суммарного подземного стока W_g методом расчленения гидрографа реки на поверхностную (W_0) и подземную (W_1) составляющие основано на допущении, что этот сток равен притоку *ПВ* в реку и балансовое равенство имеет вид:

$$W_g^* = W_1 = \alpha W_R. \tag{1.35}$$

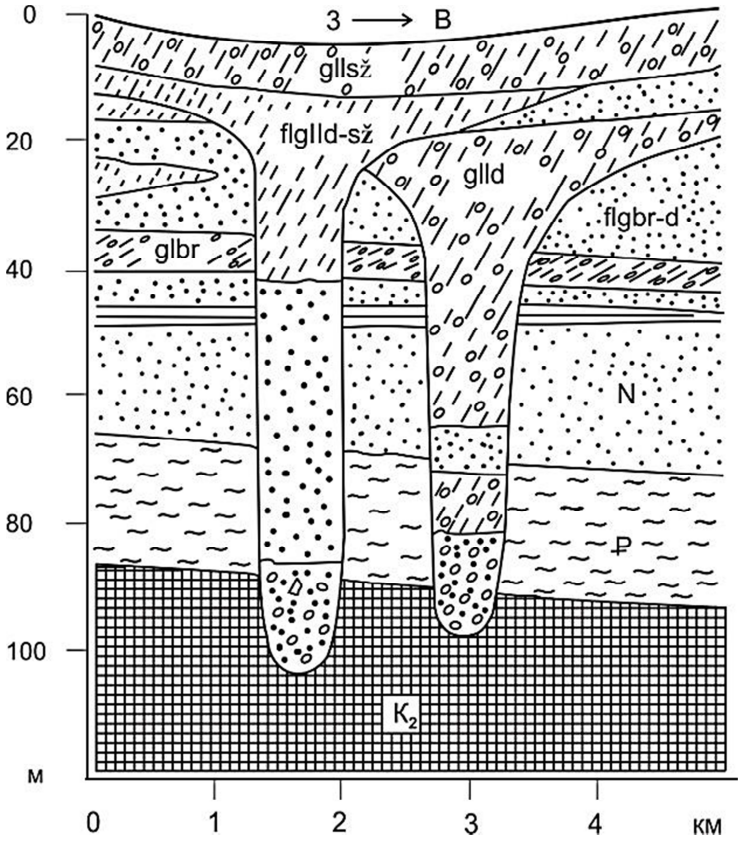


Рис. 1.26. Погребенные под сожской мореной (*gIIsž*) мегаложбины периодов наступания (*gIIdn*) и отступания (*flgIIdn-sž*) днепровского ледника в районе Солигорска; *3* – пески (нижнемеловые, палеогеновые, неогеновые, флювиогляциальные, аллювиальные); *4* – пески флювиогляциальные с гравием; *5* – супесь моренная с валунами; *6* – глины (нижнемеловые, нижнепалеогеновые, средненеогеновые); *7* – алевриты (средне- и верхнепалеогеновые); *8* – мел писчий верхнемеловой (по материалам РУП «Белгеология»)

Определяемые по методологиям (1.35) значения суммарного подземного стока становятся заниженными по сравнению с их истинными величинами по (1.34) на сумму расходов продольных потоков – подруслового W_2, мегаложбинного W_3, глубинного W_4 и др.:

$$\Delta W_g = W_g - W_g^* = W_2 + W_3 + W_4 + ... + W_n. \qquad (1.36)$$

В отличие от W_R значения расходов продольных потоков W_2, W_3 и др. не измеряются, а рассчитываются с использованием законов фильтрации, в частности закона Дарси:

$$\begin{aligned} W_2 &= V_2 F_2 = k_2 i_2 F_2; \\ W_3 &= V_3 F_3 = k_3 i_3 F_3; \ \ \ldots \ W_n = V_n F_n, \end{aligned} \tag{1.37}$$

где $V_2 = k_2 i_2$ и $V_3 = k_3 i_3$ – усредненные скорости фильтрации в некоторых поперечных сечениях подруслового и мегаложбинного потоков, геометрическая площадь которых равна соответственно F_2 и F_3;

i_2 и i_3 – градиенты напора соответственно в подрусловом (здесь они равны уклону реки) и мегаложбинном потоках;

k_2 и k_3 – коэффициенты фильтрации подруслового аллювия (k_2) и отложений мегаложбин (k_3). Если значения k_2 относительно стабильны, то k_3 могут существенно изменяться, поскольку мегаложбины периода наступания ледника сложены нередко моренными образованиями, в нижней части разделенными песчаными слоями, а сформированные при отступании ледника – песчаными и флювиогляциальными, у основания которых залегают мощные толщи песка и гравия [18]. Эти закономерности существенно влияют на величины подземного стока W_3.

При подсчете расхода W_2 следует иметь в виду, что действительная скорость движения воды в подрусловых потоках закономерно возрастает от $V_{\min}$ у подошвы аллювия до $V_{\max}$ у дна реки, приближаясь к ее донной скорости. Поэтому в соответствующих гидрогеологических условиях продольный подземный сток $W_2 + W_3$ сопоставим с подземным поперечным W_1 или превышает его. Это обстоятельство требует обязательного учета стоков W_2 и W_3 в общем балансе *ППВ*.

Таким образом, в зависимости от геологических, гидрогеологических и других природных и техногенных факторов суммарный подземный сток, в соответствии с равенством (1.34), может состоять из множества потоков грунтовых и артезианских вод, большая часть которых формируется не руслом и долиной данной реки, дренирующей какой-то промежуточный водосбор, а ниже и более глубоко расположенными областями разгрузки. В этих условиях, достаточно широко распространенных в осадочном чехле платформ, в подземной гидросфере формируется *гидродинамическая многоэтаж-*

ность, при которой на разных глубинах-этажах возникают практически самостоятельные, независимые друг от друга продольные и поперечные потоки *ПВ*. Эти потоки охватывают различные водосборные пространства и не поступают или частично поступают в реку с изучаемым гидрографом (физически это явление «проскакивания» сквозных потоков под руслами рек можно объяснить *теорией глубинного распределения вертикальных градиентов напора*, порождающих восходящие и нисходящие потоки подземной гидросферы; с этих позиций напорное питание рек артезианскими водами имеет место только в условиях, когда пьезометрические поверхности залегают выше *УГВ* и формируются восходящие потоки напорных вод). Именно поэтому в одних речных долинах гидроизопьезы напорного комплекса зоны активного водообмена Беларуси идут параллельно руслу реки, направляя поток к нему (напр., к Припяти), в других – перпендикулярно ему, что делает поток параллельным реке и не поступающим или частично поступающим в русло (напр., Днепра) (рис. 1.27). Отсюда видно, что определение W_g методами расчленения гидрографа реки в данных гидрогеологических условиях для Припяти в какой-то степени будет правомерным, а для Днепра – совершенно не приемлемым. Это значит, что учет плановой и вертикальной неоднородности потоков *ПВ* зоны активного водообмена, с высокой достоверностью, отражаемой на горизонтальных и «вертикальных» картах гидроизогипс и гидроизопьез для различных глубин-этажей, должен стать неотъемлемой частью всех методологий определения W_g.

Существование гидродинамической многоэтажности позволяет также проверить достоверность величины подземного стока W_1 *методом фильтрационных расчетов* потоков грунтовых и артезианских вод, поступающих в русло реки. Для этой цели по створу-поперечнику, к которому приурочен гидрограф реки, на разных глубинах устанавливаются наблюдательные скважины-пьезометры для измерения вертикальных и горизонтальных градиентов напора, построения гидродинамической сетки и отыскания линий тока. Используя водопроницаемость и мощность водовмещающих отложений, по закону Дарси легко рассчитать расходы потоков, поступающих в русло реки. Очевидно, при наличии гидрогеологической информации эта задача проще решается методами компьютерного моделирования.

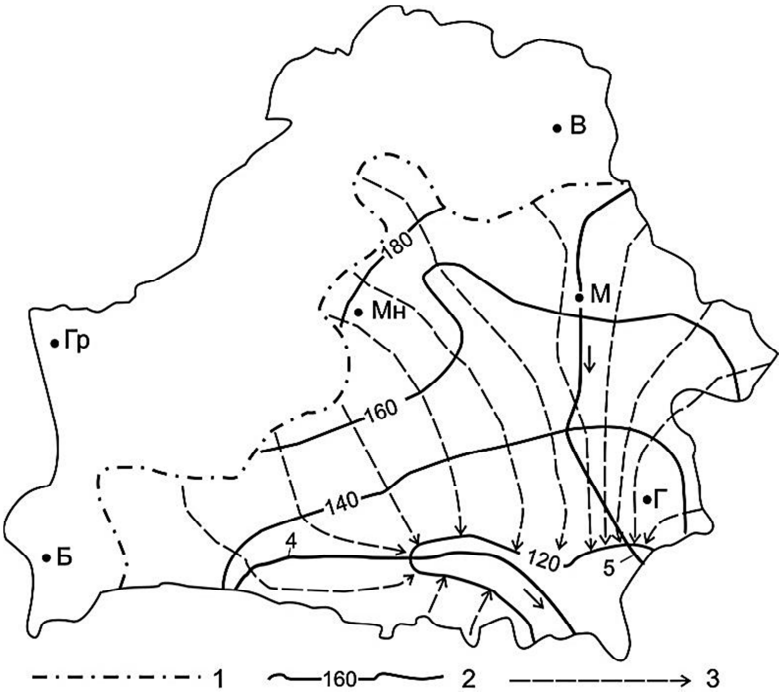


Рис. 1.27. Наличие перпендикулярных и параллельных рекам фильтрационных потоков артезианских вод зоны активного водообмена в междуречье Припяти (*4*) и Днепра (*5*):
1 – подземный водораздел водонапорного комплекса зоны активного водообмена; *2* – гидроизопьезы водонапорного комплекса в абс. отм., м; *3* – линии тока. Города Беларуси: Мн – Минск, Б – Брест, Гр – Гродно, В – Витебск, М – Могилев, Г – Гомель. По материалам РУП «Белгеология»

Итак, в первом приближении подземный сток с речных водосборов можно разделить на две основные составляющие: сток грунтовых вод и сток артезианских вод.

Сток грунтовых вод в свою очередь представляет собой сумму двух главных фильтрационных потоков: 1) *перпендикулярных речным* (расходы этих потоков являются частью речных и потому определяются путем расчленения гидрографов рек; в соответствии с современным подходом именно эти расходы подземных вод считаются подземным стоком, что с позиции выполненного анализа проблемы является весьма упрощенным и не совсем корректным ее

решением); 2) *параллельных речным*; к ним относятся *подрусловые потоки*, заключенные в подрусловом аллювии и «подстилающие» речные; *мегаложбинные*, которые могут быть продолжением подрусловых (рис. 1.25) и самостоятельными (напр., в погребенных ледниковых долинах на склонах и вершинах современных водоразделов) (рис. 1.26); *сквозные глубинные*, часто являющиеся грунтово-напорными, направление их движения подчиняется закономерностям распределения напоров на обширных территориях и является функцией геологического строения и гидрогеологических условий региона, рельефа кровли региональных водоупоров и других факторов.

Артезианский сток зоны активного водообмена по своей структуре также неоднороден и состоит из нескольких потоков, одни из которых под воздействием естественных и техногенных градиентов напора направляются к речным долинам и осушенным болотным массивам, формируя их грунтово-напорное питание; другие обеспечивают перетекание *ПВ* из смежных пластов в возмущенный, создавая *привлекаемые ресурсы* за счет снижения водообильности смежных и повышения ее у возмущенных пластов (что приводит к коренному изменению расчетных значений гидрогеологических параметров этих горизонтов [11, 12, 14]); третьи уходят к областям разгрузки и базисам эрозии своих бассейнов и т. д. В этих условиях представляемые к утверждению эксплуатационные запасы *ППВ* должны удовлетворять соответствующим геоэкологическим критериям, прежде всего главному постулату их использования: предельная (максимальная) величина эксплуатационных запасов *ППВ*, допускаемых геоэкологией к единовременному изъятию из подземной гидросферы, не должна превышать определенной доли водного питания, поступающего в зону активного водообмена и формирующего ее *геоэкологическое состояние*.

В совокупности данные положения можно рассматривать как *водобалансовую теорию суммарного подземного стока и предельных эксплуатационных запасов ППВ зоны активного водообмена*. Концепция, безусловно, должна стать одной из базовых составляющих теории и методологии прогнозирования динамики суммарного подземного стока и предельных водоотборов *ППВ* из подземной гидросферы Беларуси.

1.7. Геодинамическая концепция формирования отложений ледникового комплекса Беларуси

Отсутствие достаточной геологической информации об антропогеновых оледенениях Беларуси (например, до сих пор неизвестны причины их появления и ухода, скорости наступания и отступания на разных этапах развития ледника, изменение мощности ледника по пути его движения, продолжительность «стоянки» Δt_2 у предельной границы распространения L перед отступанием на север и т. д.) приводит к тому, что многие задачи этого геодинамического явления не имеют однозначных решений или вообще не рассмотрены. В первую очередь это относится к важной теоретической проблеме – соотношению времени образования морен и флювиогляциальных отложений со стратиграфией их залегания в геологических разрезах. Проблема возникла из-за принципиального отличия морского осадконакопления (например, напластований галоидов, известняков, доломитов, гипсов) от ледникового. Можно с большой достовер-ностью принять, что в морских условиях, где нет течений и кратковременных обмелений, осадконакопление происходит практически равномерно по площади и непрерывно во времени, что не ставит препятствий для увязки стратиграфии этих отложений с их геохронологией.

Совершенно другая «технология» осадконакопления характерна периодам континентальных оледенений, нерегулярно сменяющихся межледниковьями. Известны две концепции описания этой «технологии». Первую по ее содержанию, теоретическим основам и методологии можно назвать *«геоморфологической»*. Она строится на результатах анализа движения и строения современных ледников и обнажений морен, выходящих на дневную поверхность и образующих ее рельеф. И как следствие принимается два важных положения.

Согласно первому положению, *при одном оледенении формируется множество различных (по местоположению, литологии и т. д.) морен* (основные, поверхностные, внутренние, донные, боковые, конечные, отложенные, перемещаемые и т. д.), количество которых может достигать 40 [19, 32].

Согласно второму положению, формирование отложений ледникового комплекса подчиняется *трехслойной модели*. В этой модели, в неявном виде составляющей основу современной стратиграфиче-

ской схемы четвертичных отложений [30, 32], флювиогляциальные отложения, залегающие между соседними моренами, относятся к «нерасчлененным» и по генезису принадлежат к этим двум оледенениям: наревско-березинские (*fInr-br*), березинско-днепровские (*fIbr-IIdn*), днепровско-сожские (*fIIdn-sz*), сожско-поозерские (*fIIsz-IIIpz*) (рис. 1.28). Отсюда можно заключить, что в «геоморфологической» концепции граница между оледенениями проходит где-то между моренами по нерасчлененным флювиогляциальным отложениям и указывает на то, что при каждом оледенении формируется по три слоя: морена и два ее флювиогляциальных (под мореной и над нею). Некорректность «трехслойной» модели оледенений очевидна и заключается в допущении, что после отложения морены ледник не исчезает, а продолжает «жить» и формирует третий слой – надморенный флювиогляциальный (рис. 1.29).

Гидравлика водно-ледниковых потоков подсказывает, что генезис надморенных флювиогляциальных отложений можно объяснить другой, более реальной моделью, называемой геодинамической. Вполне логично принять, что источником формирования морены и подморенных флювиогляциальных отложений является тело ледника. Но когда ледник оттаял и его скелет, состоящий из обломочного материала, превратился в морену, геологическая основа для появления мощных водных потоков и формирования надморенных флювиогляциальных отложений исчезает и начинается образование надморенных отложений, характерных для теплых периодов – межледниковий: торф с пыльцой и спорами, гиттии, супесь гумусированная с семенами растений, аллювиальный песок, мергель болотный и др. В то же время в геологических разрезах над моренами эти отложения отсутствуют, а залегают флювиогляциальные, представленные мощными пластами (рис. 1.30). Это отложения следующего или последующих оледенений, подвергших экзарации и впитавших (точнее, вморозивших) в себя отложения межледниковья. Поэтому есть основание полагать, что при каждом оледенении формируется не три, а два слоя – морена и подморенные флювиогляциальные отложения, в составе которых содержится практически весь спектр образований предыдущего межледниковья (табл. 1.6).

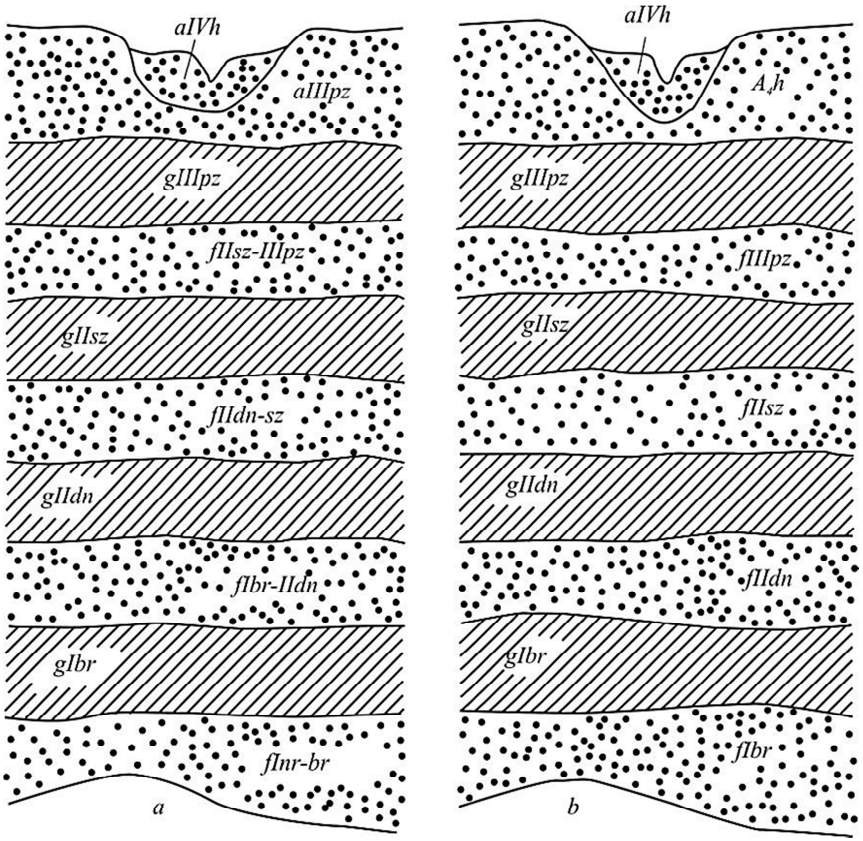


Рис. 1.28. Схема стратиграфического сопоставления морен (*g*) и их флювиогляциальных отложений (*f*) в геоморфологической (*a*) и геодинамической (*b*) концепциях формирования пород ледникового комплекса в зоне $L = \Delta L_1 + \Delta L_2 = f(nr, br, dn, sz, pz)$: *a* – каждая морена, т. е. каждое оледенение, формирует два пласта флювиогляциальных отложений: подморенный и надморенный; *b* – оледенения формируют (оставляют после себя) только по одному пласту флювиогляциальных отложений, залегающих непосредственно под своей «матерью-мореной»

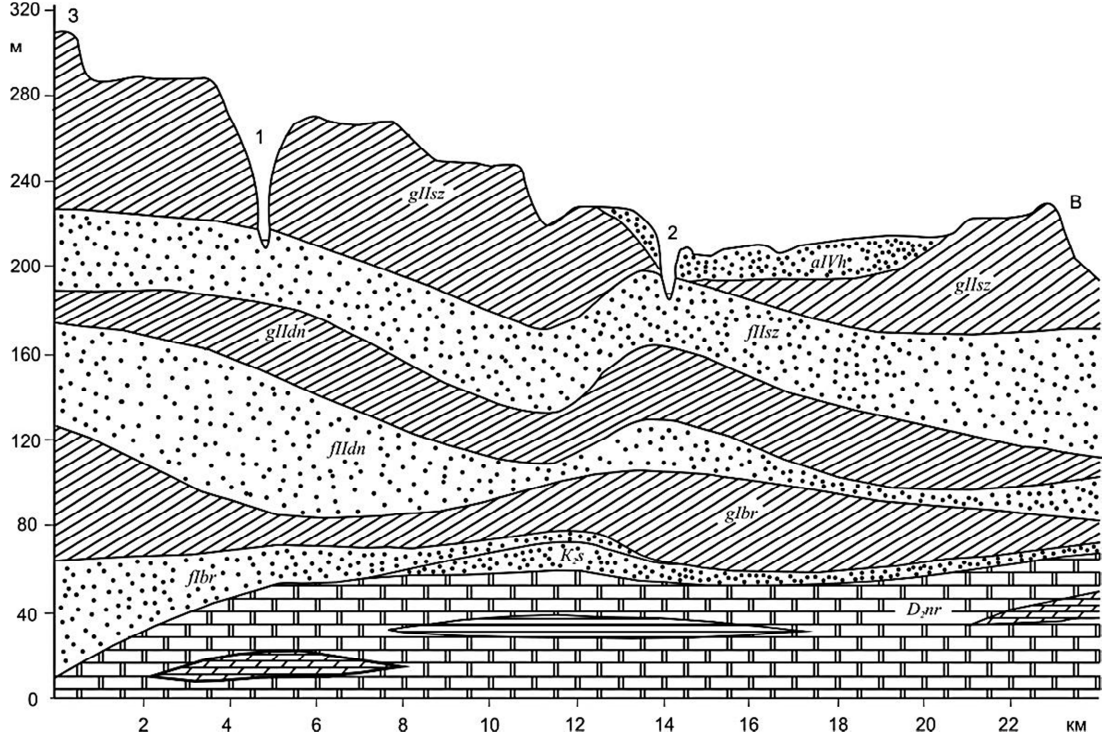


Рис. 1.29. Пример двухслойной модели формирования морен (*g*) и флювиогляциальных отложений (*f*) в геологическом разрезе «Запад – Восток» на междуречье «Птичь – Свислочь»: *1* и *2* – русла рек Птичь и Свислочь. По материалам РУП «НПЦ по геологии»

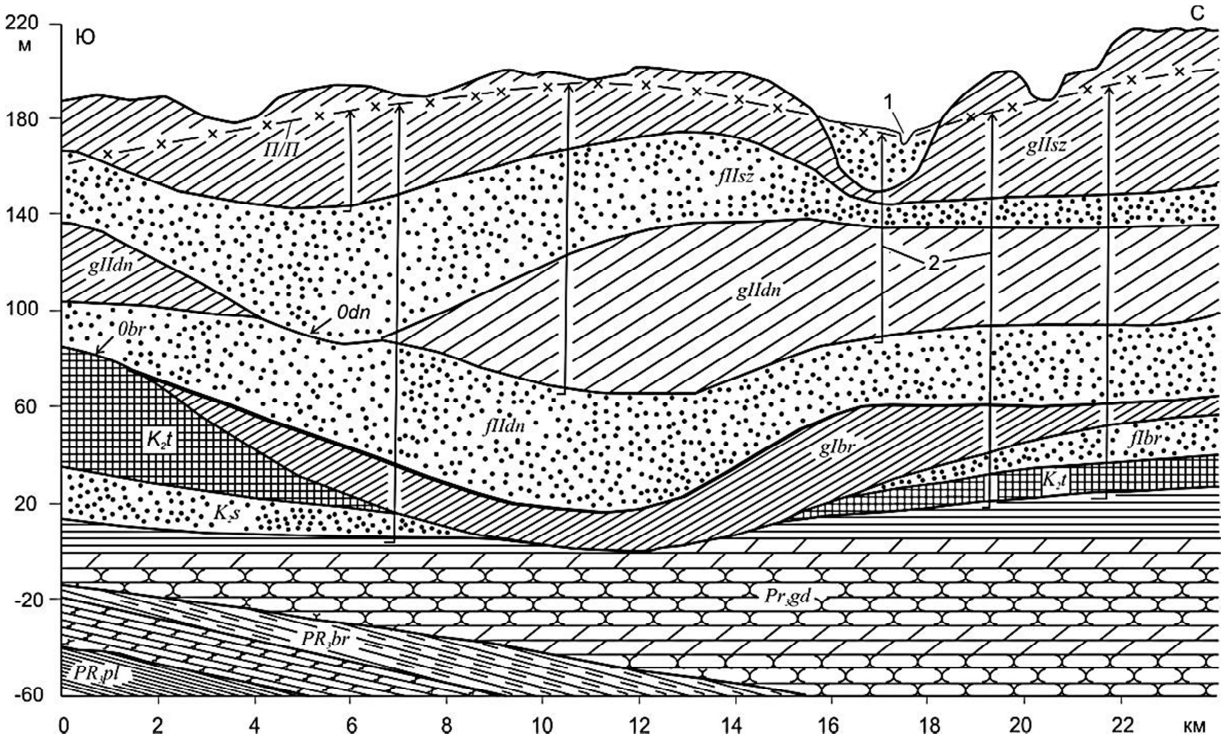


Рис. 1.30. Обширные литологические окна *Odn* и *Obr* в днепровской *gIIdn* и березинской *gIbr* моренах объединяют артезианские водоносные горизонты осадочной толщи в единый водонапорный комплекс с общей пьезометрической поверхностью *ПП*: *1* – русло реки Уса в районе водозабора «Волма»

Таблица 1.6

Положение морен (*g*), флювиогляциальных отложений (*f*) и образований межледниковий (A_1bs, A_1nl, A_2al, A_2sk, A_3mr, A_4h) в геохронологической шкале антропогена Беларуси в соответствии с геодинамической концепцией их формирования в зонах ΔL_1 и ΔL_2



Наши исследования площадных и временных режимов осадконакопления в ледниковые и межледниковые периоды показали [19],

что теория геохронологии моренных и межморенных образований не учитывает такой важный фактор как соотношение (по температурному режиму и продолжительности) между летними и зимними сезонами года на южной кромке ледников (на движущейся окраине $L(t)$ ледникового склона) при их наступании (Δt_1), «стоянке» (Δt_2) и отступании (Δt_3). Данный фактор в совокупности с интенсивностью осадков, непрерывностью движения тела ледника, дискретностью замерзания – таяния его южной кромки $L(t)$, скоростью похолодания (при наступании) и потепления (при отступании) играет решающую роль в формировании водных потоков, геологического разреза, его геохронологии и стратиграфии.

1. Необходимо различать два внешне схожих понятия: «движение ледника» и «движение южной границы (окраины) ледника» или, точнее, кромки ледникового склона $L(t)$. Движение ледника на протяжении всего периода оледенения T происходит в одном направлении – с севера на юг, движение окраины ледникового склона – в противоположных направлениях: в период наступания ледника (Δt_1) – с севера на юг и совпадает с движением самого ледника; в период отступания (Δt_3) – с юга на север против направления движения ледника; в период «остановки» ледника (Δt_2) однонаправленное движение южной кромки ледникового склона прекращается, хотя сам ледник продолжает двигаться на юг.

$$T = \Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3 = t_4 - t_1: \qquad (1.38)$$

в период наступания $\Delta t_1 = t_2 - t_1$, в период «остановки» $\Delta t_2 = t_3 - t_2$ и в период отступания $\Delta t_3 = t_4 - t_3$, где t_1 – время появления южной окраины наступающего ледника на северной границе Беларуси, t_2 – время остановки движения южной окраины ледника у предельной границы распространения; L, t_3 – время начала отступания ледника от границы L, t_4 – время ухода южной окраины ледника за пределы Беларуси.

2. С целью объективной характеристики временного и площадного формирования отложений в периоды оледенений в продольном геологическом разрезе тела ледника, совпадающем с направлением его движения (север-юг), необходимо выделять три характерные зоны: ΔL_1 – зона материкового ледника (северная зона оледенения), в которой ледник непрерывно движется на юг под действием прибы-

вающего с севера льда, наполненного обломочным материалом; в этой зоне однонаправленное движение ледника на юг сопровождается мощной экзарацией ложа и имеет место на протяжении всего периода оледенения; ΔL_2 – зона ледникового склона (южная зона оледенения), расположена южнее ΔL_1, имеет в разрезе клиновидную форму с возрастающей мощностью в северном направлении и постоянно подвергается сезонному таянию и размыву талыми и дождевыми водами; обладая крутизной склона от 0,01–0,05 до 0,1–0,2 и более (у бровки), ледниковый клин как при наступании, так и при отступании ледника все время движется на юг с неравномерной скоростью и в зависимости от климатических и других факторов «растягивается» в ширину ΔL_2 на десятки – сотни километров; $L = \Delta L_1 + \Delta L_2$ – предельная граница распространения ледника (точнее, его южной окраины), определяемая по предельной границе распространения морены этого ледника; ΔL_3 – сопредельная с южной окраиной ледникового склона *зона отсутствия морены, но развития продуктов ее размыва* – островных (локальных) флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений данного ледника, разнесенных и отложенных водными потоками за пределами границы его распространения L:

$$\Delta L_3 = f(nr, br, dn, sz, pz), \qquad (1.39)$$

где сопредельные зоны ΔL_3 являются функциями интенсивности и продолжительности оледенений, а также сезонных (зимне-летних) режимов, геологического строения и рельефа подстилающего ложа.

3. Отложения ледникового комплекса (моренные, флювиогляциальные, озерно-ледниковые и др.) образуются преимущественно в теплые сезоны года и периоды, когда создаются условия для таяния ледника и годового функционирования непромерзающих водных потоков, размывающих ледниковый склон и формирующих соответствующие отложения. Отсюда следует, что южная окраина ледника (кромка его склона), движущаяся на юг вместе с ледником при его наступании и на север против движения ледника (навстречу движению) при его отступании, все время выполняет роль «сеялки» отложений*: при наступании – одноярусной, высевающей первичные* (присущие периоду наступания (Δt_1) флювиогляциальные отложения, которые, однако, тут же вмораживаются в тело наступающего ледника, становятся его скелетом и переносятся южнее, частично

оставаясь в мегаложбинах; *при отступании ледника его южная окраина выполняет роль «двухъярусной сеялки» отложений*: на нижнем ярусе «высеваются» вторичные (присущие периоду отступания Δt_3) флювиогляциальные, на верхнем – ледниковые (морена).

4. Если при наступании ледника первичные флювиогляциальные отложения, образующиеся в результате размыва ледникового склона талыми и дождевыми водами, тут же вместе с отложениями межледниковья подвергаются экзарации и вмораживанию в тело надвигающегося ледника и, таким образом, исчезают из геологического разреза (за исключением территорий южнее предельной границы распространения данного ледника)

$$L(pz) < L(sz) < L(dn) < L(br) < L(nr), \qquad (1.40)$$

то при отступании, наоборот, образовавшиеся (вторичные) флювиогляциальные отложения сразу же покрываются молодой мореной, которая только что сформировалась из уже «одряхлевшего», т. е. оттаявшего и практически остановившегося, но еще не размытого водами, тела ледника. Таким образом, в результате движения «двухъярусной сеялки» в зонах ΔL_2 и ΔL_1 окончательно формируется геологический разрез ледниковых периодов. Поэтому можно полагать, что образование флювиогляциальных отложений происходит непрерывно как при наступании, так и при отступании ледника, а морены формируются только в периоды отступания ледника Δt_3, залегая в геологических разрезах над «своими» флювиогляциальными отложениями и венчая собой закат ледниковых эпох. В неравенстве (1.40): L – предельные границы площадного распространения оледенений соответственно поозерского (*pz*), сожского (*sz*), днепровского (*dn*), березинского (*br*) и наревского (*nr*).

5. В период наступания ледника $\Delta t_1 = t_2 - t_1$ на территориях, покрытых толщей материкового льда мощностью 0,5–2,0 км и более, действие геологических процессов по формированию пластов осадочных пород притормаживается, поэтому образование отложений, остающихся в геологических разрезах после ухода ледника, здесь в этот период не имеет места. В то же время при наступании ледника за пределами зоны оледенения идет образование первичных флювиогляциальных отложений впереди постоянно движущейся и сезонно тающей южной окраины ледника – в приграничной полосе ΔL_3 –

в результате размыва ледникового склона талыми и дождевыми водами. В последующем, однако, эти отложения вместе с образованиями межледниковья снова захватываются наступающим ледником путем экзарации и вмораживания их в свое тело; поэтому первичные флювиогляциальные отложения могут появляться в геологических разрезах в основном в мегаложбинах и приграничных неледниковых областях ΔL_3. В этих областях, продвинувшихся благодаря водным потокам и равнинному рельефу на десятки километров южнее границ $L(g)$, флювиогляциальные отложения более поздних морен, не существующих здесь в геологических разрезах, могут перекрывать более ранние или древние морены. Поэтому с позиции геодинамической концепции данные флювиогляциальные отложения будет нелогичным делать более «пожилыми» и относить к возрасту залегающих под ними морен. К примеру, южнее предельной границы распространения поозерской морены $L(pz)$ = *gIIIpz* флювиогляциальные отложения этой морены *fIIIpz* нередко покрывают сожскую морену *gIIsz* и, при условии их отнесения к *fIIsz*, надо доказывать, что они являются продуктом размыва морены, залегающей непосредственно под ними. Отсюда следует, что *в действительности существуют две границы предельного распространения отложений ледникового комплекса*:

$$L(g) \quad \text{и} \quad L(f) = L(g) + \Delta L_3. \tag{1.41}$$

Эти границы определяются с позиции двух соответствующих критериев: 1) по границе размещения морены данного оледенения $L(g)$, что лежит в основе геоморфологической концепции формирования отложений ледникового комплекса, и 2) по границе распространения флювиогляциальных отложений данного ледника $L(f)$, располагающейся значительно южнее $L(g)$.

Поскольку в зонах ΔL_3 имеют место совершенно другие, не характерные для северных областей $L(g)$, технологии осадконакопления и соответственно стратиграфические закономерности, то эти зоны можно относить к регионам геологических исключений, а не правил. Для этих зон нужна своя теория осадконакопления. Поэтому с позиции объективности на картах нужно указывать обе границы (выражение (1.41)).

При движении ледника происходит также образование *пластовых отторженцев* путем экзарации ложа более древних пород, по которым перемещается ледник. Пластовыми отторженцами нередко становятся тонкие слои и линзы пойменного аллювия, делювия, элювия, торфов, гиттий, сапропеля и других отложений с фауной и флорой теплых межледниковий. Будучи литологически и геохронологически «инородцами» среди более молодых ледниковых и флювиогляциальных образований, эти отторженцы часто ошибочно интерпретируются как признаки резких кратковременных потеплений в периоды оледенений.

6. Под продолжительностью «стоянки ледника» $\Delta t_2 = t_3 - t_2$ будем понимать длительность «топтания на месте» южной кромки ледника (южного края ледникового клина-склона), отсчитываемой от ее условной остановки в момент прекращения наступания t_2 до начала ее устойчивого движения в обратном направлении (на север) t_3, принимаемого за начало отступания ледника (величина Δt_2 у разных оледенений различная и определяется в первую очередь соотношением температур и длительности теплых и холодных сезонов года).

В период «стоянки» южной окраины ледника Δt_2 (в это время сам ледник, однако, под действием увеличивающейся массы льда продолжает «наступать» и в зонах ΔL_1 и ΔL_2 движется на юг) по-прежнему идет сезонный размыв талыми и дождевыми водами поверхности ледникового склона (и размыв более интенсивный, чем при наступании); в результате в приграничной к леднику полосе ΔL_3, не подвергнутой оледенению, продолжается напластование первичных флювиогляциальных отложений, которые тут же могут смешиваться потоками с более древними, оставшимися от предыдущего оледенения.

7. «Отступание ледника» – термин не совсем точный, поскольку не отражает реальной картины протекания основных геодинамических процессов в зонах ΔL_1, ΔL_2 и ΔL_3 в период $\Delta t_3 = t_4 - t_3$. В действительности отступать с момента t_3 начинает не весь ледник, занимающий территории ΔL_1 и ΔL_2, а только его южная окраина в районе L, долгое время «топтавшаяся на месте» (в период «стоянки» ледника Δt_2). В зоне ΔL_1 продолжают преобладать отрицательные среднегодовые (с теплыми сезонами) температуры, что создает условия для накопления ледниковой массы и продолжения ее течения, т. е. наступания, на юг. Здесь по-прежнему широкое развитие имеют экзарация ложа и образование *глыбовых и пластовых от-*

торженцев, их вмораживание в тело ледника и перенос далее в южные регионы.

В зоне ледникового склона ΔL_2 и прилегающих областей ΔL_3 в период отступания ледника Δt_3 происходят несколько иные климатические и геодинамические процессы, порождаемые господством теплых сезонов над холодными. Здесь таяние ледника и размыв ледникового склона талыми и дождевыми водами принимают решающее значение для формирования флювиогляциальных отложений и морен и определяют режим и последовательность их образования. Благодаря этому практически одновременно (с позиций осадконакопления) протекают *два геологических процесса*. Первый обусловлен интенсивным таянием ледникового склона и формированием мощных водных потоков, размывающих тело ледника и образующих напластования из вторичных флювиогляциальных отложений.

Второй геологический процесс является следствием таяния тела ледника, надвигающегося с севера и выходящего на склон; под действием мощной солнечной радиации ледник становится макропористым и рыхлым, не способным к экзарации ложа и удержания на весу обломочного материала и отторженцев, ранее вмороженных в него. Поэтому параллельно с движением идет процесс формирования морены путем оседания скелета ледника (его обломочного материала и отторженцев) прямо на уже образованные напластования из вторичных флювиогляциальных отложений.

Из данной «технологии» образования морен, первичных и вторичных флювиогляциальных отложений видно, что при наступании ледника отложения межледниковий и первичные флювиогляциальные практически полностью срезаются движущимся ледником; вмораживаясь в его тело, они перемешиваются внутренними течениями с обломочным материалом и, становясь скелетом ледника, перемещаются вместе с ним далее на юг. Отсюда следует, что стратиграфически именно моренами заканчиваются ледниковые периоды, после которых начинаются межледниковья. Это значит, что границы между оледенениями проходят по кровле морен, а *ледниковые периоды оставляют после себя двухпластовые системы – морену и подморенные (вторичные) флювиогляциальные отложения.*

В заключение отметим, что в приведенных положениях геодинамической концепции впервые ставятся такие принципиальные вопросы как соотношение стратиграфии и геохронологии отложений

в зонах > $L(g)$ и < $L(g)$; площадная и временная последовательность формирования флювиогляциальных отложений в зонах ΔL_3, где оледенения отсутствовали; картирование границ предельного распространения морен и флювиогляциальных отложений; технологии «высеивания» первичных и вторичных флювиогляциальных отложений при наступании и отступании ледников и др. Эти положения следует рассматривать как первую попытку (с позиции инженерной геологии и гидрогеологии) совершенствования существующих геоморфологических представлений о формировании отложений ледникового комплекса и прежде всего флювиогляциальных межморенных, над- и подморенных. Поэтому, естественно, в большинстве своем они требуют уточнений и дальнейшего развития.

1.8. Гидрогеологические критерии отбора предельно допустимых объемов пресных подземных вод Беларуси

Подземная гидросфера осадочного чехла Беларуси содержит три различных по интенсивности зоны вертикального водообмена. Верхняя зона (активного или максимального) водообмена имеет прямую гидравлическую связь с поверхностными, в частности речными, водами и не может существовать без них, в одни сезоны года восполняя реки и озера, в другие – питаясь ими. В этих условиях единовременный отбор из верхней зоны объемов пресных подземных вод (*ППВ*), равных или превышающих величины инфильтрационного питания осадочного чехла W_i = 76,6 мм/год, неизбежно приведет к таким изменениям гидрогеологических условий, которые заведомо недопустимы и пока не подвластны водобалансовым прогнозам, формируя области геоэкологических рисков. В *планетарной геоэкологии* эти риски еще не получили должного развития и фактически находятся в начальной стадии познания (прежде всего при оценке предельных или максимальных эксплуатационных запасов *ППВ*, предназначенных для единовременного отбора из зоны активного водообмена). Поэтому представляет интерес рассмотрение данной проблемы с позиции гидрогеологических критериев *теории предельно допустимых геоэкологических изменений* (*ПДГИ*) геологической среды и ее фаз [3, 20].

Поскольку площадь территории Беларуси составляет S_{BY} = 2,076 × × 10^5 км^2, то между различными размерностями единичных величин

естественных ресурсов Q_R и эксплуатационных запасов Q_Z *ППВ* Беларуси имеют место равенства:

$$1\ км^3/год = 2{,}7397 \cdot 10^6\ м^3/сут = 4{,}817\ мм/год = 31{,}71\ м^3/с; \quad (1.42)$$

$$1\ мм/год = 0{,}2076\ км^3/год = 0{,}568767 \cdot 10^6\ м^3/сут = 6{,}583\ м^3/с; \quad (1.43)$$

$$1\ млн\ м^3/сут = 0{,}365\ км^3/год = 1{,}7581888\ мм/год = 11{,}574\ м^3/с, \quad (1.44)$$

где мм/год – размерность слоя инфильтрационного питания W_i, ежегодно поступающего в подземную гидросферу и создающего в ней соответствующий водный, уровенный и солевой балансы в зонах водообмена – с одной стороны, и глубинные поэтажные транзитные потоки, играющие важную роль в межбассейновом перераспределении подземных ресурсов – с другой [3, 18]. Величина инфильтрационного питания W_i измеряется у поверхности земли на глубине 1–5 м лизиметрическими установками и является функцией водопроницаемости грунтов, интенсивности осадков, глубины установки лизиметров, положения *УГВ* и других факторов; относительно среднегодовой величины атмосферных осадков в Беларуси W_0 = 650 мм/год на долю W_i, т. е. «подземной составляющей» W_0, в настоящий период приходится по различным оценкам [26, 27, 34] около 11,78 %.

С учетом равенств (1.42)–(1.44) подсчитанные РУП «НПЦ по геологии» [34] естественные ресурсы Q_R и прогнозные эксплуатационные запасы Q_Z *ППВ* Беларуси на фоне среднегодового инфильтрационного питания осадочного чехла W_i = 76,6 мм/год принимают значения:

$$Q_R = 15{,}9\ км^3/год = 43{,}56\ млн\ м^3/сут = \\ = 76{,}59\ мм/год = 504{,}2\ м^3/с; \quad (1.45)$$

$$Q_Z = 18{,}09\ км^3/год = 49{,}56\ млн\ м^3/сут = \\ = 87{,}14\ мм/год = 573{,}6\ м^3/с. \quad (1.46)$$

Сопоставление величин (1.45) и (1.46) показывает, что прогнозные эксплуатационные запасы *ППВ* Беларуси, разрешаемые РУП

«НПЦ по геологии» к единовременному отбору из ее недр, на 13,77 %, т. е. на

$$\Delta Q_Z = Q_Z - Q_R = 2{,}19 \text{ км}^3/\text{год} = 6{,}0 \text{ млн м}^3/\text{сут} = \\ = 10{,}55 \text{ мм/год} = 69{,}4 \text{ м}^3/\text{с}, \quad (1.47)$$

превышают естественные ресурсы или среднегодовое инфильтрационное питание W_i. Для обоснования превышения $Q_Z > Q_R$, с позиции водного баланса и геоэкологии, недопустимого в пределах страны [3, 20], использован наблюдаемый в определенных локальных и временных условиях процесс некоторого увеличения W_i при понижении *УГВ* (за счет соответствующего уменьшения поверхностной составляющей W_0). Значит методология оценки предельных запасов *ППВ* основана на гипотезе, требующей водобалансового обоснования: чем больше воды забирается из зоны активного водообмена Беларуси, тем больше ее туда поступает, в данном случае на величину ΔQ_Z, которую также рекомендуется забирать из недр. Гидрогеологические и геоэкологические последствия (прежде всего для меженных расходов рек и уровней подземных вод) такого истощения подземной гидросферы до сих пор не исследуются и, естественно, не прогнозируются. В этой связи назрела необходимость в разработке научной концепции оценки эксплуатационных запасов *ППВ*, основанной на теории *ПДГИ* подземной гидросферы.

С данных позиций получим два гидрогеологических критерия для оценки предельно допустимых эксплуатационных запасов *ППВ,* разрешаемых к единовременному отбору из недр при соответствующем нарушении водного баланса и гидрогеологических условий: один для грунтовых вод, второй – для артезианских вод зоны активного водообмена. Очевидно, что в зависимости от геологического строения, климатических и гидрогеологических условий, интенсивности и глубины водоотбора, степени гидравлической связи поверхностных и подземных вод и других факторов гидрогеологические критерии могут быть концептуально различными, прежде всего по своему содержанию и зонам водообмена.

Пусть в период меженного расхода реки $Q_{\min}$, равного ее подземному питанию, отметки *УГВ* на водоразделе составляют Δ_V, а уреза воды в реке Δ_R. Тогда действующий напор

$$\Delta H_1 = \Delta_V - \Delta_R, \tag{1.48}$$

создаваемый инфильтрационным питанием W_i и подпором подземных вод (*ПВ*), залегающих ниже уровня Δ_R, обеспечивает подземное питание реки и ее существование

$$q_{\min} = VF = kiF = k(\Delta H_1 / L)h, \tag{1.49}$$

где $q_{\min}$ – усредненный расход единичного бокового притока *ПВ* средней мощностью h и шириной 1, поступающего в реку в межень;

$F = h \cdot 1$ – геометрическая площадь поперечного сечения этого потока;

L – расстояние от водораздела до реки;

k – водопроницаемость пласта.

Если на некоторой глубине H_0 в пределах водосбора реки производится забор *ПВ* в объемах, равных или превышающих W_i, то со временем, начиная с глубины перехвата инфильтрационного питания $H \geq H_0$, пластовое давление в нижезалегающих водоносных горизонтах становится неустойчивым и падает, что приводит к ослаблению или исчезновению глубинного подпора потокам *ПВ*, поступающим в реку. Это изменение граничных условий области фильтрации приводит к тому, что «речные» потоки *ПВ* меняют свое направление и начинают идти не к речным долинам и руслам рек, а вглубь подземной гидросферы на восполнение запасов и пластовых давлений горизонтов, из которых производится отбор *ПВ*. Поэтому первым гидрогеологическим критерием, регулирующим объемы отбора *ПВ* зоны активного водообмена, может быть *коэффициент перехвата естественного питания подземной гидросферы* α_1, не допускающий или ограничивающий уменьшение меженного расхода главных рек. Физически этот коэффициент может быть выражен через различные гидрогеологические характеристики, в частности отношением допускаемой срезки (понижения) *УГВ* на водоразделе ΔS_1 к существующему здесь среднемноголетнему действующему напору ΔH_1:

$$\alpha_1 = (\Delta S_1 / \Delta H_1) << 1. \tag{1.50}$$

Режимные наблюдения за *УГВ* и меженным расходом рек позволяют установить допустимую величину срезки действующего напора

$\Delta S_{1\max}$. Тогда максимальное значение коэффициента перехвата естественного питания *ПВ*, определяющее предельные эксплуатационные запасы *ППВ* и допустимое с гидрогеологических позиций, составит

$$\alpha_{1\max} = \Delta S_{1\max} / \Delta H_1. \qquad (1.51)$$

Для отыскания гидрогеологического критерия, определяющего допустимые пределы отбора артезианских вод и соответствующие им изменения естественных гидрогеологических условий, воспользуемся отличительными чертами *зоны активного водообмена* подземной гидросферы Беларуси [15, 18, 20]. Эта зона представлена толщей осадочных четвертичных и коренных отложений мощностью 150–350 м и содержит несколько артезианских водоносных горизонтов, перекрытых грунтовыми водами и обладающих единой пьезометрической поверхностью, практически совпадающей с *УГВ*. Отложения ледникового комплекса залегают на дочетвертичных породах кайнозоя-протерозоя, не имеющих выдержанных региональных водоупоров, и пополняются за счет инфильтрации осадков и поверхностного стока. До глубины 100–150 м зона прорезается мощными мегаложбинами – подземными «реками», в плане дублирующими речные долины. Эти мегаложбины заполнены высокопроницаемыми флювиогляциальными отложениями и содержат потоки грунтовых вод, сопоставимые в межень с речными и совпадающие с ними по направлению движения [3, 18, 20] (рис. 1.25, 1.26).

Артезианские горизонты четвертичной толщи разделены моренами, которые повсеместно размыты и характеризуются наличием обширных литологических «окон» (рис. 1.13, 1.16, 1.24, 1.30).

В этих условиях отбор артезианских вод в объемах, соответствующих прогнозным эксплуатационным запасам [27, 34], приведет к развитию в зоне *сложного межпластового перетекания (СМП)*, способного достичь 60–90 и более % суммарной производительности водозаборов [13, стр. 177, 246]. Такое перетекание порождается гидродинамическим несовершенством разделяющих водоупорных слоев и охватывает целый комплекс смежных водоносных горизонтов, воды которых в разное время начинают двигаться в сторону возмущенного пласта (m_0, H_0) как сверху из вышезалегающих водоносных горизонтов (m_1, m_2, …; H_1, H_2, ...) – *верхнее перетекание*, так

и снизу из нижезалегающих водоносных горизонтов (m_1', m_2', … H_1', H_2', ...) – *нижнее перетекание*. Здесь m, H – соответственно мощности и избыточные напоры (до перетекания) возмущенного и смежных пластов.

Методология оценки суммарного перетекания $\Delta Q_{\text{СУМ}}$, поступающего из смежных пластов в возмущенный (m_0, H_0), может базироваться как на дифференциальном (с оценкой начального градиента напора i_0, параметров перетекания и других характеристик водоупоров), так и на интегральном (с оценкой расходов в возмущенном и смежных пластах по их депрессионным воронкам) подходах. Опыт показывает [11, 13], что наиболее достоверными и экономичными являются интегральные методологии. В их основе лежат две концепции: 1) расчет перетекания *методом депрессионных воронок*, формирующихся в пластах, вовлеченных в *СМП*, и 2) оценка перетекания по коэффициенту водообмена λ, определяемом по сопоставлению угловых коэффициентов $i = Q/4\pi T$ и $i_D = Q/2\pi T_D$ графиков соответственно временного $S_{rt} = f(lnt)$ и площадного $S_{rt} = f(lnr)$ прослеживания понижений уровня S_{rt} в наблюдательных скважинах r, заложенных в возмущенном пласте (m_0, H_0), где при наличии подтока вод из смежных пластов $\lambda \neq 0$ и формируется поток переменной массы, возрастающей по пути движения. Если пласт (m_0, H_0) абсолютно изолирован, то в нем движется поток постоянной массы и имеют место равенства (1.16).

При наличии опытной кустовой откачки с двумя и более наблюдательными скважинами (r_1, r_2, r_3, …) коэффициент водообмена λ легко рассчитать по зависимости (1.24).

При отсутствии *теории регулирования СМП* и стремлении осуществить отбор прогнозных эксплуатационных запасов *ППВ* верхнее перетекание может распространиться до грунтовых потоков, питающих реки, а нижнее – до минерально-лечебных вод *зоны замедленного водообмена*. Поэтому гидрогеологические критерии отбора артезианских вод должны следовать из теории регулирования *СМП* и эффективно ограничивать развитие как верхнего, так и нижнего перетекания. Очевидно, во всех случаях вторым гидрогеологическим критерием, охраняющим природное состояние подземной гидросферы Беларуси, может быть коэффициент:

$$\alpha_2 = \Delta Q_{\text{сум}} / Q = \lambda/(\lambda - 2), \qquad (1.52)$$

численно равный предельно допустимой степени развития *СМП* в данных гидрогеологических условиях.

1.9. Гидрогеологические условия, определяющие выбор местоположения водозаборных скважин и скважинных фильтров

При возможности изменения местоположения водозаборной скважины на местности приоритет имеют места со следующими гидрогеологическими и гидрологическими показателями.

Для грунтовых скважин: 1) наличие поблизости постоянного поверхностного водоисточника (водохранилища, озера, реки, ручья, канала), который может стать дополнительной областью питания для нашей депрессионной воронки; 2) наличие у регионального водоупора (подошвы безнапорного пласта) разрывов сплошности в виде фациальных переходов, выклиниваний и литологических «окон»; (присутствие этого фактора может обеспечить дополнительный приток *ПВ* из нижерасположенных водоносных горизонтов, т. е. существенно увеличить эксплуатационные запасы безнапорного пласта за счет привлекаемых ресурсов); 3) наличие в гидрогеологическом разрезе подстилающих артезианских пластов с *ПП*, располагающимися выше или рядом с *УГВ*; этот фактор будет также способствовать притоку привлекаемых ресурсов в возмущенный горизонт; 4) наличие в верхней зоне плейстоценовой толщи погребенных мегаложбин (ледниковых палеоврезов), заполненных флювиогляциальными отложениями и гидравлически связанных с речной долиной (данный фактор позволяет многократно увеличить водоотбор пресных *ПВ*); 5) мощность безнапорного пласта и его водопроницаемость в месте заложения скважины, т. е. максимальная водопроводимость пласта; 6) наличие в зоне аэрации малопроницаемых прослоек и линз или торфяных отложений, препятствующих загрязнению вод; 7) места мульдообразных погружений подошвы безнапорного пласта, где мощность его существенно возрастает и исключено истощение водоотбором.

Во всех случаях работы грунтовой скважины ее фильтр не должен обнажаться депрессионной воронкой при максимальном деби-

те, т. е. всегда должен быть затопленным и располагаться ниже *УГВ*, поэтому его целесообразно устанавливать в нижней части пласта ближе к подошве.

Работа артезианских скважин существенно отличается от грунтовых как по гидродинамике, так и по геоэкологическим условиям. Поэтому места их расположения выбираются исходя из следующих гидрогеологических критериев: 1) максимальная водопроводимость пласта в месте заложения скважины; 2) наличие в разрезе смежных водоносных горизонтов высокой водообильности; 3) наличие литологических «окон» в кровле и подошве (при условии отсутствия в подстилающем пласте минеральных вод); 4) максимально пониженное (по абсолютным отметкам) залегание подошвы горизонта; 5) наличие гидравлической связи с ледниковыми мегаложбинами.

Эффективность работы водозаборной скважины определяется не только гидрогеологическими условиями разреза, где пробурена скважина. Главную роль здесь играет фильтр – сердце скважины. Из современных конструкций широко применяются фильтры сетчатые, гравийные, проволочные, щелевые штампованные, каркасно-стержневые и др.; из них наиболее эффективны гравийные и фильтры с гравийными обсыпками (рис. 1.31).

Водовмещающие породы зоны активного водообмена представлены в основном двумя типами осадочных отложений: пористыми (флювиогляциальные отложения и песчаники) и трещиноватыми полускальными (доломиты, известняки, мел, мергели, гипс). В трещиноватых породах при достаточно устойчивых стенках скважины фильтры могут не устанавливаться; если есть опасность обрушения стенок в интервале водоносного горизонта, то устанавливаются проволочные и аналогичные им фильтры большой ячеистости и пропускной способности.

В песчано-гравийных отложениях стенки скважин крепятся обсадными трубами; соответственно подбираются такие фильтры, которые одновременно решают три задачи: 1) способны выдержать боковое сжатие горных пород; 2) обладают достаточно высокой водопропускной способностью, существенно превышающей проницаемость пласта, и, что очень важно, 3) препятствуют проникновению в ствол скважины тонких частиц (глинистых, пылеватых и песчаных).

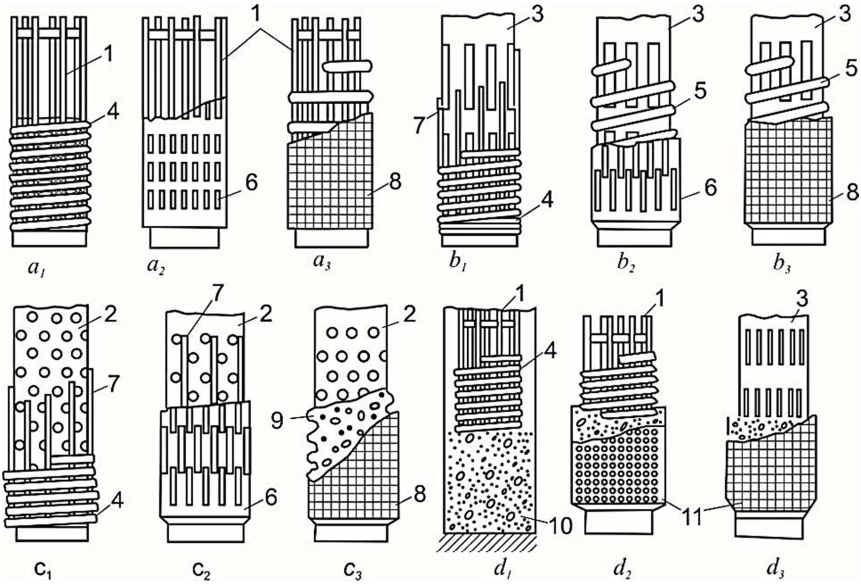


Рис. 1.31. Схемы конструкций скважинных фильтров наиболее распространенных типов:
a_1, a_2, a_3 – на основе стержневых каркасов; b_1, b_2, b_3 – на основе трубчатых каркасов со щелевой перфорацией; c_1, c_2, c_3 – на основе трубчатых каркасов с круглой перфорацией; d_1, d_2, d_3 – гравийные фильтры:
1 – стержневой каркас на опорных кольцах; *2* – трубчатый каркас с круглой перфорацией; *3* – трубчатый каркас со щелевой перфорацией; *4* – проволочная обмотка из нержавеющей стали; *5* – опорная проволочная спираль; *6* – штампованный лист из нержавеющей стали; *7* – опорные проволочные стержни под проволочную обмотку; *8* – сетка из нержавеющей стали или латуни; *9* – сетка подкладная из синтетики; *10* – песчано-гравийная обсыпка; *11* – песчано-гравийная обсыпка в кожухе [1, 2, 33, 36, 40]

Необходимо отметить, что все конструкции существующих фильтров соответствуют форме ствола скважины, т. е. являются *полыми цилиндрами*, состоящими из двух оболочек: внутренней и внешней. Внутренняя представлена прочным перфорированным каркасом (трубчатым, стержневым, стальным, пластмассовым и т. д.), удерживающим фильтр от смятия горным давлением пород. Внешняя оболочка предназначена для тонкой очистки воды от механических примесей (песчано-глинистых частиц) и представлена различными сетками (из латуни, нержавеющей стали, полиэтилена) и волокнисто-

пористыми материалами, напыляемыми в виде слоев на перфорированный каркас (отверстия в котором могут быть круглыми, щелевидными и др.). Перспективны конструкции фильтров с дополнительной *сменной оболочкой тонкой очистки*, вставляемой внутрь работающего фильтра с помощью штанг и бурильных труб; когда оболочка (сменный внутренний фильтр) закольматируется (железистыми соединениями и глинистыми частицами) и создаст большие фильтрационные сопротивления потоку *ПВ*, она удаляется из фильтра и заменяется новой.

Особый интерес вызывают технологии фирмы «Дельта» (г. Гомель), позволяющие на поверхности земли изготавливать песчано-гравийные обсыпки-оболочки в виде охватывающих фильтр колец, сцементированных пищевыми клеями, быстро растворяющимися после установки опускного фильтра в пласт.

Следует отметить также пластмассовые и комбинированные фильтры конструкции проф. В. Т. Климкова (РУП «Институт Мелиорации»). В этих технологиях из расплавленного полиэтилена создаются волокнисто-пористые слои-оболочки различной толщины и проницаемости; будучи напыленными на перфорированные трубы (пластмассовые, стальные, металлокерамические, из пористого бетона и др.), они образуют достаточно эффективные скважинные фильтры.

Кроме перечисленных разрабатываются также и другие технологии изготовления скважинных фильтров и их гравийной защиты от кольматации экологически чистыми крахмальными и другими пищевыми суспензиями, быстро удаляемыми из гравийной обсыпки и пласта пробными откачками.

Основные условия подбора фильтров для различных водовмещающих пород приведены в табл. 1.7.

Размеры проходных отверстий L щелевой и круглой перфорации в трубах-каркасах, на которые устанавливается сетка, проволочная обмотка, волокнисто-пористая оболочка и другие водоприемные поверхности, определяется диаметром преобладающих фракций пород водоносного горизонта:

при $$\eta = (d_{60} / d_{10}) \le 2 \rightarrow L = (1{,}3 - 2{,}0) d_{50},\ \text{мм};$$ (1.53)

при $$\eta = (d_{60} / d_{10}) > 2 \rightarrow L = (1{,}5 - 3{,}0) d_{50},\ \text{мм},$$ (1.54)

где η – коэффициент неоднородности породы водоносного горизонта (определяется по кривой гранулометрического состава породы);

d_{50} – размер частиц в мм, содержание которых в породе составляет более 50 % по весу;

d_{60} и d_{10} – то же соответственно 60 и 10 % по весу.

Таблица 1.7

Подбор скважинных фильтров в зависимости от фракционного состава водовмещающих пород водоносного горизонта

№ п/п	Водовмещающие породы	Тип фильтра
1	Полускальные трещиноватые, обеспечивающие устойчивость стенок скважины (известняки, доломиты, мел, гипс)	Рабочий ствол скважины обнажен и устойчив, установка фильтра не требуется
2	Гравий, пески гравелистые и крупные	Трубчатые фильтры с круглой перфорацией, щелевые всех типов, каркасные с проволочной обмоткой из нержавеющей стали, многослойные фильтры из волокнисто-пористого полиэтилена (фильтры *ВВП* – до глубины 100 м)
3	Пески среднезернистые с преобладающей фракцией 0,25–0,50 мм	Гравийные с однослойной песчаной обсыпкой с различными опорными трубчатыми каркасами – щелевыми, стержневыми, с круглой перфорацией – под сетки из латуни и нержавеющей стали (отверстия на трубчатых каркасах под сетку 15–20 мм), а также защитные оболочки из *ВВП*
4	Пески мелкие с преобладающей фракцией 0,10–0,25 мм	Гравийные с двухслойной песчано-гравийной обсыпкой на опорных трубчатых каркасах – стержневых, щелевых, пластмассовых, с круглой перфорацией и т. д. – под защитные сетки латунные, из нержавеющей стали, *ВВП* (отверстия под сетки диаметром 15–20 мм)

Диаметр частиц песчано-гравийной обсыпки D_{50} подбирается относительно такого же диаметра частиц водовмещающей породы водоносного горизонта d_{50} по опытному соотношению:

$$D_{50} = (6–9)\, d_{50}, \qquad (1.55)$$

где D_{50} – размер частиц обсыпки в мм, содержание которых в обсыпке составляет 50 % по весу (также определяется по кривой гранулометрического состава обсыпки).

Таблица 1.8

Влияние водопроницаемости водоносных горизонтов на длину скважинных фильтров для дебитов 50–150 м^3/час

Породы	К, м/сут	α(К)	Породы	К, м/сут	α(К)
Пески мелкозернистые	5	170	Пески крупнозернистые	60	62
	10	145		65	60
	15	124		70	57
Пески среднезернистые	20	108		75	55
	25	97	Речной аллювий	80	54
	30	89		85	52
	35	82		90	51
Пески разнозернистые	40	77		95	50
	45	72		100	49
	50	69		105	48
	55	65		110	47

Длина рабочей части фильтра l_0 в пластах мощностью m = 6–8 м и меньше принимается равной мощности пласта: $l_0 = m$; в горизонтах мощностью m = 10–15 м – на 2–4 м меньше мощности пласта: $l_0 = m - (2–4)$, м. В водоносных пластах большой мощности ($m \geq 15$ м) величина l_0 рассчитывается по формуле:

$$l_0 = \alpha(К) Q / r_0, \qquad (1.56)$$

где l_0 – длина фильтра в см;

Q – дебит скважины в м^3/час;

r_0 – радиус фильтра, см;

α(К) – эмпирический коэффициент, зависящий от водопроницаемости водоносного горизонта (определяется по табл. 1.8).

1.10. Способы бурения и конструкции водозаборных скважин

В гидрогеологическом отношении территория Беларуси хорошо изучена. Поэтому во многих регионах без предварительного разведочного бурения и опробования водоносного горизонта сразу начинают выполнять эксплуатационную разведку скважинами большого диаметра, которые затем оборудуются водоподъемниками и становятся или разведочно-эксплуатационными, или эксплуатационными. Начальный и конечный диаметр этих скважин определяется в основном их глубиной. При этом для гравийных фильтров, широко распространенных в Беларуси, диаметр последней колонны обсадных труб как минимум на 5–6 см принимается больше, чем для фильтров без гравийной обсыпки (для последующего сооружения песчано-гравийной засыпки в кольцевом зазоре между пластом и фильтром).

Скважина – цилиндрическая горная выработка в земной коре относительно малого диаметра (0,2–1,0 м) и большой глубины (длины). Место (или точка) пересечения продольной осью скважины поверхности земли называется *устьем* скважины; боковая поверхность – *стенками*; дно, движущееся вместе с породоразрушающим инструментом (долотом (ударным, шарошечным, колонковым), желонкой, спиральным буром (змеевиком), коронкой), – *забоем*; цилиндрическое внутреннее пространство, ограниченное боковой поверхностью, – *стволом*; расстояние между устьем и забоем – *глубиной скважины* (рис. 1.32).

Бурение – комплекс мероприятий, в результате которых сооружается буровая скважина; оно состоит из трех основных операций: разрушения горной породы на забое, удаления разрушенной породы (шлама) из ствола скважины и крепления стенок скважины обсадными трубами или фильтрами. В зависимости от способа разрушения породы различают бурение ударное, вращательное (роторное, колонковое, турбинное, шнековое), гидравлическое (струйное), вибрационное и др.

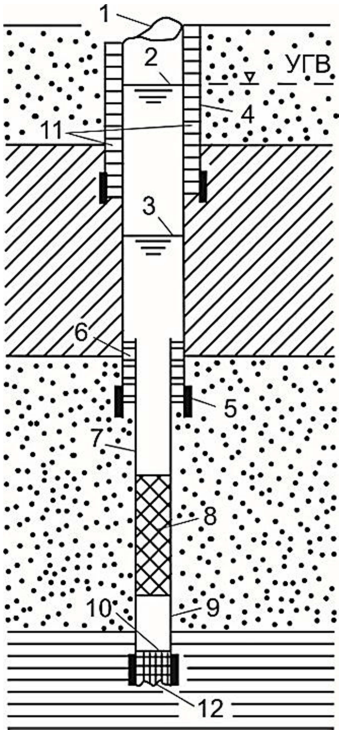


Рис. 1.32. Типовые элементы конструкции водозаборной скважины: *1* – устье скважины; *2* – статический уровень; *3* – динамический уровень; *4* – первая обсадная направляющая колонна (кондуктор); *5* – башмак обсадной трубы или фильтровой колонны; *6* – сальник в кольцевом зазоре между надфильтровым патрубком и второй обсадной трубой; *7* – надфильтровый патрубок; *8* – фильтр; *9* – отстойник; *10* – пробка; *11* – цементный стакан (межтрубная цементация); *12* – забой скважины

В Беларуси водозаборные скважины сооружаются преимущественно двумя способами бурения: роторным с обратной промывкой забоя и ударно-канатным. Во всех случаях производится крепление стенок скважины *обсадными трубами* – стальными, пластмассовыми (до глубины 100 м), асбестоцементными и их комбинациями. Эта операция решает две основные задачи: 1) недопущение обрушения неустойчивых (песчано-глинистых) стенок скважины, приводящих к фактической ликвидации ствола скважины и невозможности установки фильтровой колонны; 2) устранение проникновения *ПВ*

из одного водоносного горизонта в другой по затрубным и межтрубным кольцевым пространствам, а также проникновения тем же путем поверхностных вод в ниже залегающие водоносные горизонты. Дополнительно эта цель достигается с помощью *разжимных сальников* – устройств из упругого и легко сжимаемого материала (резины, пластмассы, пеньковой веревки), устанавливаемых в кольцевых зазорах между трубами с целью предотвращения выноса мелких частиц из пласта в скважину и недопущения перетоков воды через межтрубные пространства. К примеру, при установке резинового сальника в кольцевом зазоре между надфильтровым патрубком и обсадной трубой сальник с помощью торцевых колец сжимается в вертикальном направлении (вдоль труб); при этом одновременно со сжатием происходит поперечное (горизонтальное) расширение резины, благодаря чему кольцевой зазор плотно закрывается резиновым цилиндром и создается надежная гидроизоляция межтрубного пространства.

При *роторном способе бурения скважин* порода на забое разрушается по всему поперечному сечению скважины вращающимся породоразрушающим инструментом – долотом двух-, трех- или многолопастным, шарошечным, колонковым и др. При этом *стенки скважины крепятся обсадными трубами после окончания бурения*; на участках с неустойчивыми породами они удерживаются от обрушения (до закрепления трубами) гидростатическим давлением, создаваемым столбом восходящего потока пульпы (прямая промывка) или нисходящего потока чистой воды (обратная) (рис. 1.33).

В зависимости от способа подачи на забой промывочно-охлаждающей жидкости различают два способа роторного бурения: с прямой и обратной промывкой забоя. В случае *прямой промывки забоя* промывочная жидкость (чаще всего глинистый раствор) подается на забой по нагнетательному шлангу и бурильным трубам, а наверх выносится в виде непрерывного восходящего потока пульпы (смесь глинистого раствора со шламом) в кольцевом зазоре между бурильными трубами и стенками скважины (пласта), кольматируя и покрывая их водонепроницаемой глинистой пленкой, что приводит к глушению, а не вскрытию водоносного горизонта (глубина проникновения глинистого раствора в пласт достигает десятки и более метров). Поэтому данный способ бурения противопоказан для сооружения скважин на воду.

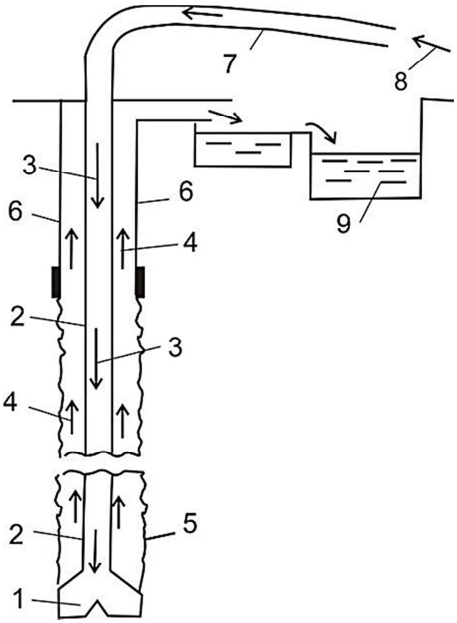


Рис. 1.33. Схема роторного (бескернового) бурения скважин с прямой промывкой забоя глинистым раствором:
1 – буровой снаряд; *2* – бурильные трубы; *3* – нисходящий высоконапорный поток глинистого раствора по бурильным трубам к буровому снаряду; *4* – восходящий поток пульпы (смесь глинистого раствора со шламом) в кольцевом зазоре между бурильными трубами и необсаженными (обнаженными) стенками скважины; *5* – необсаженные стенки скважины, удерживаемые от обрушения столбом восходящего потока пульпы *4*; *6* – направляющая обсадная труба (кондуктор); *7* – нагнетательный шланг; *8* – подача глинистого раствора в нагнетательный шланг; *9* – отстойник пульпы

При *обратной промывке забоя* в качестве промывочной жидкости, охлаждающей долото и удаляющей из забоя шлам, служит чистая вода. Она подается на забой из наземной емкости под действием собственного гидростатического напора по кольцевому зазору между бурильными трубами и необсаженными стенками скважины; с помощью всасывающего (центробежного) насоса разрушенная порода непрерывно выносится из забоя восходящим потоком пульпы по внутреннему стволу бурильных труб. В итоге контакт обнаженных стенок скважины имеет место только с чистой водой, которая дополнительно промывает и очищает эти стенки от кольматации

и шлама, тем самым еще более оголяя пласт для последующих фильтрационных опробований. Поскольку скважина крепится обсадными трубами после окончания бурения, то во избежание обрушения ее стенок уровень воды в кольцевом пространстве между бурильными трубами и необсаженными стенками скважины поддерживается на 3–4 м выше положения *УГВ*. Поэтому при высоком стоянии *УГВ* (на болотных массивах, в поймах) приходится сооружать эстакаду и на нее ставить буровой станок, а направляющую трубу (кондуктор) поднимать выше *УГВ* на 3–4 м (рис. 1.34).

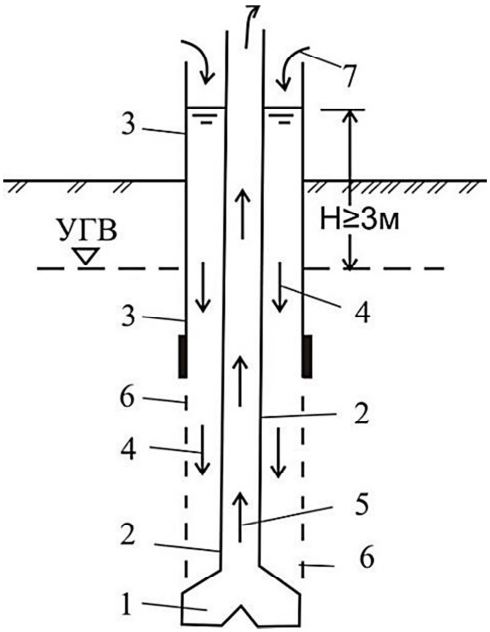


Рис. 1.34. Схема роторного (бескернового) бурения скважин с обратной промывкой забоя водой с помощью центробежного (всасывающего) и вакуумного насосов на территориях с высоким уровнем стояния грунтовых вод:
1 – буровой снаряд; *2* – бурильные трубы; *3* – направляющая обсадная труба (кондуктор); *4* – нисходящий поток воды, идущий к буровому снаряду в кольцевом зазоре между бурильными трубами и необсаженными стенками скважины; *5* – восходящий поток пульпы (смесь воды со шламом), отсасываемый из забоя насосом и проходящий внутри бурильных труб; *6* – необсаженные стенки скважины, удерживаемые от обрушения столбом нисходящего потока воды *4*; *7* – непрерывно подаваемый в кольцевое пространство расход воды для поддержания постоянного напора между бурильными трубами и необсаженными стенками скважины *6*

Начальный диаметр скважин, сооружаемых роторным способом бурения, составляет 250–410 мм, а глубина водозаборных скважин – 300–500 м и более [1, 33, 38, 39, 40].

При *ударно-канатном бурении* породу забоя разрушают ударами бурового снаряда, которым могут служить, в зависимости от крепости породы, *ударные долота* двутавровые, зубильные тяжелые, крестовые и овальные (округляющие) (рис. 1.35).

Для разрушения породы с помощью ударного механизма буровой снаряд многократно поднимается канатом и сбрасывается на забой. При ударе снаряда о дно скважины и происходит разрушение породы, т. е. при бурении используется как механическая энергия станка (при подъеме снаряда), так и сила гравитации (после сбрасывания снаряд находится в свободном падении и приобретает силу инерции, прямо пропорциональную скорости падения [1, 33, 38]). Поэтому увеличение высоты падения снаряда приводит к повышению силы удара и, как следствие, эффективности бурения. В то же время одновременно с увеличением высоты подъема снаряда уменьшается количество ударов в единицу времени и падает производительность бурового станка. Поэтому последние работают в оптимальном режиме: высота подъема снаряда – 40–100 см, число ударов в минуту – 40–50.

При подъеме и падении снаряд вращается в разные стороны и приводит к скручиванию и раскручиванию каната (стального троса), на котором он закреплен. Вследствие этого буровой снаряд постоянно поворачивается и каждый следующий удар наносит по новому месту забоя, тем самым округляя ствол скважины.

По истечении некоторого времени на забое скважины происходит накопление шлама и эффективность ударов бурового снаряда ослабевает. Тогда ударный механизм выключается, долото извлекается из скважины, а шлам удаляется из ствола скважины желонкой, также опускаемой в скважину на канате.

Желонка – необходимый инструмент ударно-канатного бурения; состоит из отрезка обсадной трубы длиной 1,5–2,0 м, в нижнем торце которой укреплен *стальной башмак* – концевое утолщение трубы, оборудованное обратным клапаном; диаметр башмака на 4–6 мм больше наружного диаметра корпуса желонки. В верхнем торце корпуса желонки имеются окна (прямоугольные отверстия) и вилка с резьбовой головкой, с помощью которой желонка крепится к ка-

нату или бурильным трубам. Шлам и вода из желонки удаляются через верхний торец путем опрокидывания желонки на вилку.

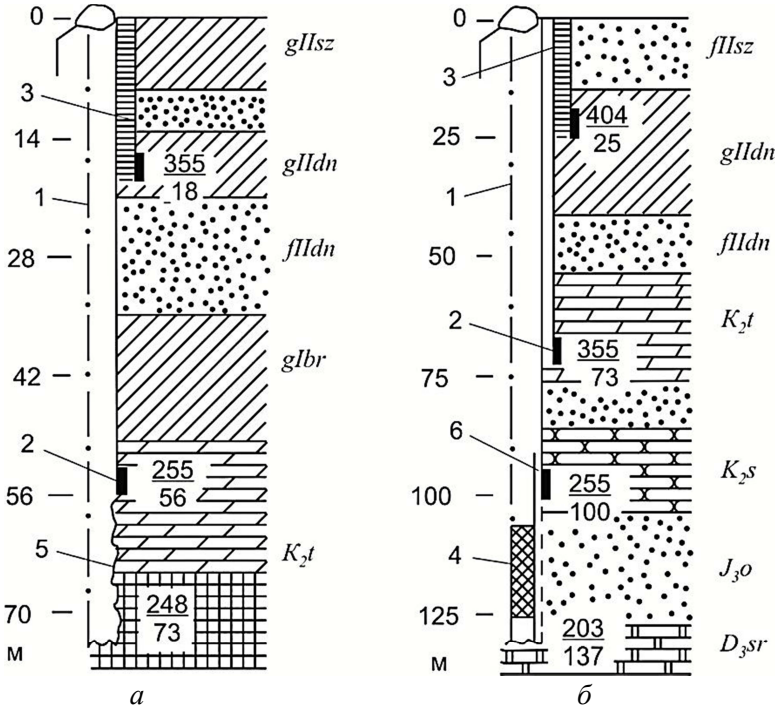


Рис. 1.35. Типы конструкций водозаборных скважин глубиной 73 м (*а*) и 137 м (*б*), выполняемых ударно-канатным бурением в геологических условиях Беларуси: *1* – продольная ось скважины; *2* – башмак; *3* – цементный стакан (межтрубная цементация кольцевого зазора между кондуктором (направляющей колонной) и второй обсадной трубой); *4* – скважинный фильтр: сетчатый с гравийной обсыпкой в песчаных отложениях (*б*), проволочный или щелевой с гравийной обсыпкой в трещиноватых породах (*а*); *5* – необсаженные (обнаженные) стенки скважины в устойчивых породах; *6* – кольцевой зазор между надфильтровым патрубком и обсадной трубой, где устанавливается сальник. Цифры справа от башмаков означают: в числителе – диаметр обсадной колонны (бурового снаряда) в мм, в знаменателе – глубина бурения или установки обсадной трубы в м

Желонки служат для извлечения из скважин воды и пульпы, а также для бурения скважин в мягких, песчаных и глинистых породах. Желонки бывают с плоскими и шаровыми клапанами, а также поршневыми (для проходки плывунов и других разжиженных

пород); для бурения скважин в песках и глинах применяют желонки с ножом, закрепленным внизу башмака.

При ударно-канатном бурении происходит сильное сотрясение и разуплотнение прилегающих пород. Поэтому с целью недопущения обрушения стенок скважины в песчано-глинистых отложениях одновременно с бурением происходит крепление стенок скважин обсадными трубами.

Начальный диаметр скважины при ударно-канатном бурении составляет 600–900 мм, а скважины бурятся в основном до глубины 200–300 м и реже глубже (см. рис. 1.35).

1.11. Методика построения гидрогеологических разрезов

Гидрогеологическим разрезом называется геологический разрез или профиль, содержащий сведения о *ПВ* данного региона: статические и динамические (созданные водоотбором) уровни грунтовых и артезианских водоносных горизонтов; их гидрогеологические параметры – коэффициенты фильтрации, водопроводимости, пьезопроводности (для напорных пластов) и уровнепроводности (для грунтовых вод); величины площадного (инфильтрационного и глубинного) и бокового питания пластов; места, вероятные направления и величина перетекания; естественные скорости фильтрации; границы зон вертикального водообмена; формулы химического состава и температуру вод и т. д.

Построение разреза начинается с выяснения его размеров: ширины (высоты) и длины (протяженности по створу). Для определения ширины разреза $H_в$ (см) берутся две отметки (абсолютные или относительные – это не имеет значения): максимальная H_{max} (м) – среди устьев скважин и минимальная H_{min}, (м) – среди их забоев; разница между ними $\Delta H = H_{max} - H_{min}$ дает максимальную глубину разреза в створе. Тогда вертикальный масштаб разреза $М_в$ составит:

$$М_в = H_в, \text{ см} / \Delta H, \text{ м} = H_в, \text{ см} / 100\ \Delta H, \text{ см}. \qquad (1.57)$$

К примеру, если $H_в$ = 20 см, а ΔH = 200 м, то $M_в$ = 20 см / 2 × × 10^4 см = 1/1000, т. е. 1 см на чертеже соответствует 10 м мощности слоев в буровых журналах.

Аналогично рассчитывается горизонтальный масштаб разреза. Пусть на чертеже длина разреза будет L = 30 см, а в натуре (на местности) расстояние между крайними скважинами створа равно ΔL (км). Тогда горизонтальный масштаб разреза составит:

$$M_г = L, \text{ см} / \Delta L, \text{ км} = L, \text{ см} / 10^5 \, \Delta L, \text{ см}. \qquad (1.58)$$

К примеру, если L = 30 см, а ΔL = 30 км, то $M_г$ = 30 см / 3 · 10^6 см = = 1/100 000, т. е. в 1 см длины разреза будет содержаться 1 км расстояния в натуре.

Когда масштабы определены, то сначала с левого края профиля проводится прямая – линия вертикального масштаба с верхней отметкой H_{max}, м; затем в соответствии с горизонтальным масштабом наносятся продольные оси скважин, на которых в виде точек обозначаются устья скважин (их отметки даны в позиции п. 1 буровых журналов, прил. 1). Здесь же в п. 48 дополнительно приведены межскважинные отметки поверхности земли, что позволяет более детально изобразить профиль этой поверхности. Объединяя точки гладкой кривой, получаем разрез земной поверхности по створу буровых скважин. Теперь можем приступить к построению *геологических колонок* по всем буровым скважинам. Литология, геологические индексы (геохронология) и мощности пройденных пород приведены в соответствующих позициях буровых журналов. Расшифровка этих позиций дана в прил. 2.

Построение геологической колонки начинается с устья скважины путем откладывания вниз пройденных мощностей слоев горных пород. Естественно, мощности слоев из метров переводятся в сантиметры в соответствии с вертикальным масштабом, расположенным слева от чертежа на вертикальной прямой. Сумма мощностей слоев соответствует глубине скважины и в колонке приводит к забою скважины, абсолютная отметка которого приведена в п. 47 бурового журнала.

Когда по всем скважинам геологические колонки построены, начинается выделение пластов (слоев), прослоек и линз горных пород. Верхняя граница слоя называется его кровлей, нижняя – подошвой. Забои скважин указывают, до какой глубины пробурена скважина, и не служат границами слоев. В слои объединяются горные поро-

ды одной литологии и одного возраста, т. е. с одним геологическим индексом (см. прил. 2). Если в соседней или соседних скважинах данная порода отсутствует, то это говорит о ее *фациальном выклинивании где-то между скважинами*. Опыт показывает, что начинать выделение слоев лучше всего снизу разреза, т. е. с более древних, и далее двигаться вверх к четвертичной (плейстоценовой или антропогеновой) толще, которая изобилует этими выклиниваниями, созданными движущимся ледником и его водными потоками.

На всех разрезах изображается статический, т. е. наблюдаемый в естественных (ненарушенных) условиях, уровень *ПВ*: отдельно для грунтовых вод в виде *УГВ* и отдельно в виде общей пьезометрической поверхности (*ПП*) для всех артезианских горизонтов зоны активного водообмена. Если *УГВ* располагаются выше *ПП* – это является признаком возможного питания артезианских горизонтов грунтовыми (а вместе с ними и речными) водами. При расположении *ПП* выше *УГВ* создаются условия для формирования восходящих потоков *ПВ* и подпитки территории артезианскими водами (на таких территориях многие болотные массивы характеризуются *грунтово-напорным питанием* и трудно поддаются осушению традиционными методами самотечного горизонтального дренажа).

Абсолютные отметки *УГВ* и *ПП* для всех скважин приведены в пп. 2 и 3 буровых журналов. В качестве примеров могут служить гидрогеологические разрезы на рис. 1.36, 1.12, 1.16, 1.30 и др.

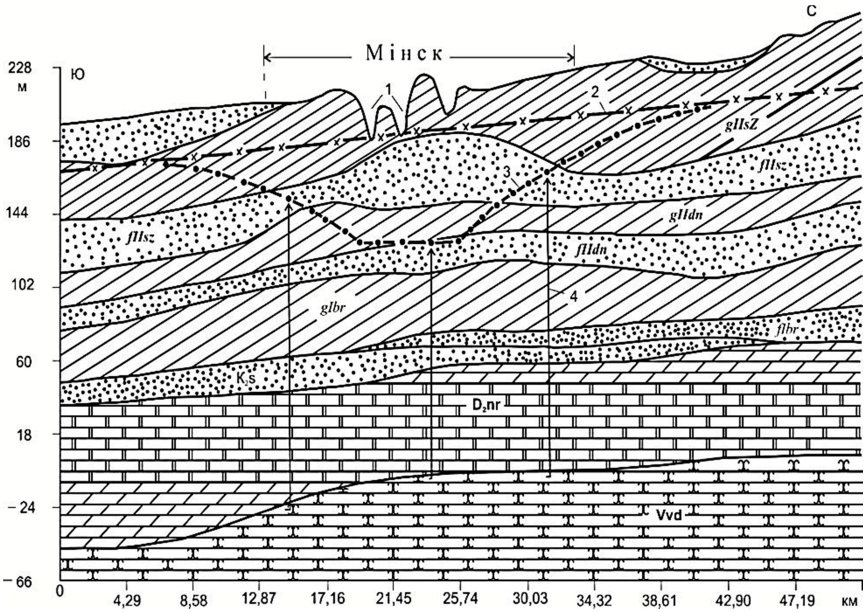


Рис. 1.36. Гидрогеологический разрез через г. Минск в направлении «юг-север»: *1* – русло реки Свислочь; *2* – статический уровень на 1955–60 гг. для всех артезианских водоносных горизонтов осадочной толщи; *3* – схема депрессионной воронки верхнепротерозойского (*Vvd*) водоносного горизонта на период 2008–2011 гг.; *4* – графическое изображение избыточного напора верхнепротерозойского водоносного горизонта в районе развития депрессионной воронки. В направлении движения потока протерозойского водоносного горизонта PR_3vd (север → юг, ПП-2) минерализация его вод возрастает от 0,4–0,6 г/дм^3 (r = 40–50 км) до 3–4 г/дм^3 и более (r = –40 – –50 км) с одновременным изменением их химического состава от гидрокарбонатно-кальциево-магниевых ($HCO_3^- + Ca^{2+} + Mg^{2+}$, r = 50–40 км) и гидрокорбонатно-натриево-кальциевых ($HCO_3^- + Na^+ + Ca^{2+}$, r = 20–10 км) до хлоридно-сульфатно-натриевых ($Cl^- + Na^+$, r = –40 – –50 км); начало координат r = 0 расположено в центре депрессионной воронки *3*. По материалам РУП «Белгеология»

1.12. Содержание расчетно-графической работы

Расчетно-графическая работа (*РГР*) является практическим завершением курса лекций по геологическому строению и гидрогеологии Беларуси, а также по теории и методологии проектирования *ВПВ* применительно к этим природным условиям. Поэтому содер-

жание работы должно отражать комплекс приобретенных знаний по всем аспектам проектирования – как гидрогеологическим (диагностика граничных условий водоносных горизонтов и выбор их расчетной схемы, фильтрационные расчеты производительности скважин и депрессионных воронок), так и чисто техническим (технология бурения и конструкции скважин, подбор фильтров и гравийных обсыпок к ним). На основании изложенного *РГР* должна соответствовать всем положениям данного пособия, а ее содержание может регулироваться преподавателем в зависимости от рассмотренных на лекциях тем и пожеланий учащихся. Многолетний опыт показывает, что в среднем за семестр выполняется 8–9 типовых задач, но в отдельные годы – и все 11.

ГЛАВА 2. ТЕОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ ВОДОЗАБОРНЫХ СКВАЖИН И СОЗДАВАЕМЫХ ИМИ ДЕПРЕССИОННЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Проектирование гидрогеологических скважин (в частности, водозаборных или возмущающих) всегда содержит элемент балансирования между теоретическими и эмпирическими положениями и закономерностями. Как правило, предпочтение отдается последним. Прежде всего, это касается *принципа единства прямых (гидрогеологические прогнозы) и обратных (оценка гидрогеологических параметров) задач* подземной *гидродинамики*. Этот принцип гласит: решения данных задач должны исходить из одного и того же *определяющего уравнения* – опытного закона фильтрации (установившейся или неустановившейся) [22].

Чтобы соблюсти этот принцип, гидрогеологические расчеты скважин и депрессионных воронок необходимо базировать на их основных физических свойствах и сопутствующих явлениях. К главным из них можно отнести три: 1) возникновение гидравлического скачка (точнее, разрыва) уровней на стенке возмущающей грунтовой и артезианской скважины, создающее нетривиальные теоретические и методологические трудности для построения реальной депрессионной поверхности в пласте вокруг скважины; 2) степень вертикальной гидравлической изолированности водоносных горизонтов, определяющая отсутствие или наличие перетекания *ПВ* между ними и в итоге формирование в них фильтрационных потоков постоянной или переменной массы, придающих депрессионным поверхностям и гидрогеологическим параметрам пластов (i, i_D, T, T_D, $a(r)$ и др.) различные свойства; и 3) границы существования линейной (в смысле Дарси) фильтрации и, в частности, прискважинных зон *критических градиентов напора*, не подчиняющихся логарифмическому закону распределения вдоль потока и принимающих величины, существенно меньшие расчетных (благодаря чему опытные ΔS значительно больше теоретических).

Наличие гидравлического скачка у стенок возмущающих артезианских и грунтовых скважин характерно для всех водозаборных скважин и является их главным свойством [11, 12, 14]. Существование этого явления до сих пор препятствует решениям таких задач

как оценка несовершенства реальных скважин, определение параметров пласта опытными откачками и прогнозы положения депрессионной поверхности, абсолютно не связанной (из-за существования скачка) с уровнем воды S_c внутри водозаборной скважины. Как можно преодолевать эти препятствия и с приемлемой точностью прогнозировать динамику производительности скважин и размеры депрессионной воронки – одна из главных целей практических занятий по гидрогеологии.

С позиции гидравлического скачка возмущающие скважины подразделяются на *идеальные*, или скважины Дюпюи, не обладающие потерями напора у их стенок, и *реальные*, работающие с наличием таких потерь. В грунтовом или безнапорном пласте эти потери напора называются *промежутком высачивания* $\Delta h = S_c - S_0 = h_0 - h_c$, если фильтр скважины незатопленный, и *промежутком нависания* $\Delta H = S_c - S_0$ при затопленном фильтре (рис. 2.1).

В напорном или артезианском пласте потери напора на стенке возмущающей скважины называются *пьезометрическим скачком* или разрывом $\Delta S = S_c - S_0$ и впервые обнаружены автором в 1964 г. [11, 12]. Здесь: S_c – понижение уровня воды внутри возмущающей скважины; S_0 – понижение депрессионной поверхности в пласте по внешней стенке возмущающей скважины; $h_c = H - S_c$ – остаточный напор (столб воды) внутри возмущающей грунтовой скважины; $h_0 = H - S_0$ – остаточный напор (мощность потока) в пласте по внешней стенке возмущающей грунтовой скважины.

Второй гидродинамической особенностью функционирования водоносных горизонтов, определяющей важнейшие свойства формирующихся в них потоков, является их гидравлическая изолированность или связь с соседними по разрезу водоносными пластами. Эта связь в естественных условиях отсутствует, поскольку *ПП* у всех горизонтов практически единая, а геохимия вод «персональная», определяемая в основном литологией водовмещающих пород. Но стоит появиться в одном из горизонтов возмущению (депрессионной воронке), как спустя некоторое время начинается перетекание *ПВ* из смежных пластов в возмущенный. Это приводит к формированию в последнем фильтрационного потока переменной массы с упругоемкостью и пьезопроводностью, закономерно изменяю-

щимися по пути движения потока *r*. Знать эти процессы и научиться использовать их для более точного прогнозирования привлекаемых ресурсов и динамики депрессионных воронок – исключительно актуальная задача, но еще далеко не исследованная и поэтому решаемая при нетривиальных подходах.

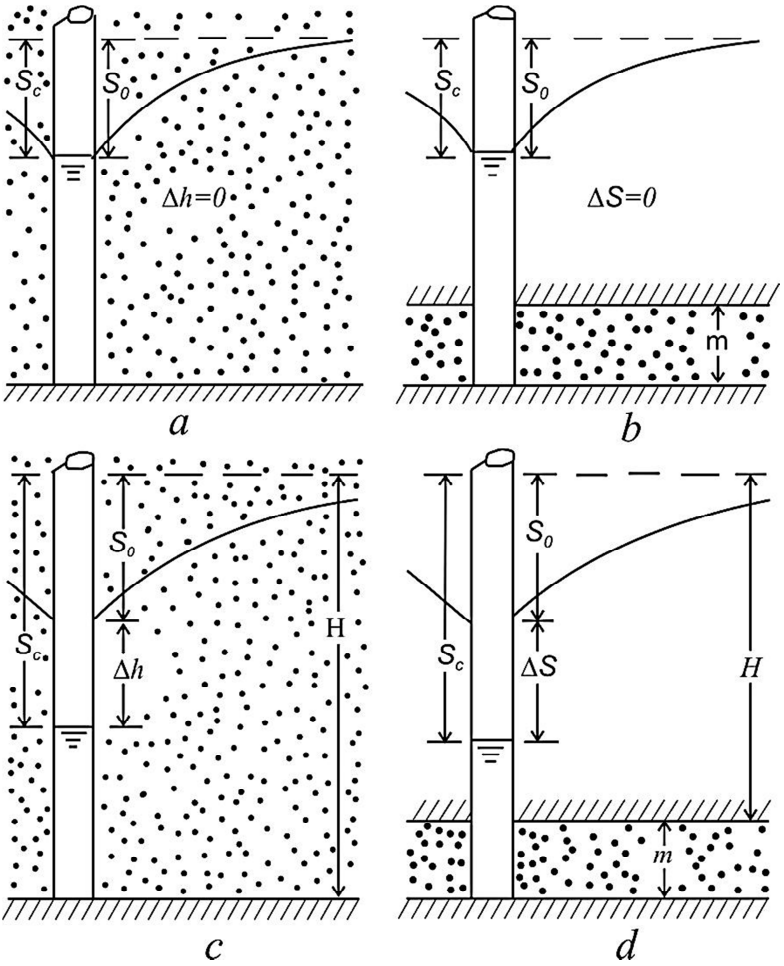


Рис. 2.1. Идеальные (*a*, *b*), не обладающие потерями напора ($S_c = S_0$, $\Delta h = \Delta S = 0$), и реальные (*c*, *d*), обладающие ими ($S_c >> S_0$, $\Delta h >> 0$, $\Delta S >> 0$), возмущающие грунтовые (*a*, *c*) и артезианские (*b*, *d*) скважины: *a*, *b* – по Дюпюи; *c* – по Р. Эренбергеру; *d* – по автору [11, 12]

Третья физическая особенность работы водозаборных скважин – формирование вокруг фильтра в пласте осесимметричного потока со скоростями, достигающими (из-за чрезмерного сужения поперечного сечения потока) критических, т. е. предельно достигаемых, величин и требующих соответствующих градиентов напора. Законом Дарси этот предел не устанавливается. Поэтому в формулах Дюпюи понижения могут задаваться запредельными, в том числе равными избыточному напору или мощности безнапорного пласта H. И если внутри водозаборной скважины это возможно и осуществимо, то в пласте – нет. В результате вокруг фильтра скважины создается *критическая область* (рис. 2.2)

$$r_0 \le r \le r_к = (1–2),\ \text{м} \qquad (2.1)$$

с нелинейной зависимостью между скоростью фильтрации и градиентом напора, когда депрессионная поверхность отклоняется от логарифмического закона, становится более пологой и менее пониженной (что также способствует увеличению пьезометрического разрыва уровней ΔS). По этим причинам теоретические понижения депрессии вокруг фильтра превышают фактические. И поскольку проблема возникновения критической области и ее влияние на ΔS пока не исследовано, то построение депрессионных воронок будем осуществлять для расстояний $r > r_к$.

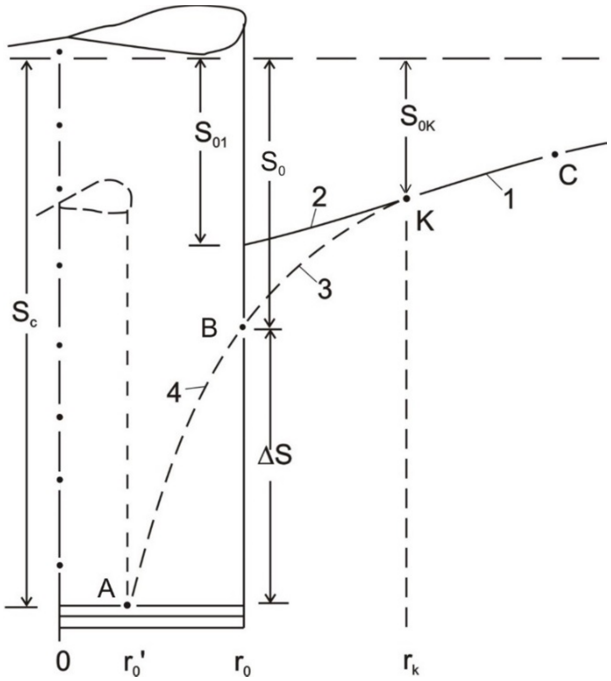


Рис. 2.2. К пояснению влияния прискважинной критической области $r_0 \le r \le r_k$ на соотношение ее граничных понижений:
S_{01} – опытное понижение *ПП* в пласте у внешней стенки *несовершенной* возмущающей скважины r_0; S_0 – то же, расчетное (теоретическое) для совершенной скважины r_0; S_{0k} – опытно-теоретическое на расстоянии r_k; r_0' – *приведенный (идеальный)* радиус возмущающей скважины r_0 (всегда $r_0' << r_0$); *1* – опытная депрессионная поверхность, соответствующая уравнению Дюпюи (фиксируется в пласте наблюдательными скважинами); *2* – реальная депрессионная поверхность в области $r_0 \le r \le r_k$; *3* – депрессионная поверхность Дюпюи, как теоретическое продление поверхности 1; *4* – депрессионная поверхность Дюпюи, продолженная из пласта (1, 3) внутрь возмущающей скважины r_0 до пересечения с уровнем S_c

2.1. Расчет дебита и построение паспорта артезианской скважины (задача 1)

Сначала получим расчетные формулы. Пусть есть однородный по водопроводимости $T = km$ = const артезианский водоносный горизонт постоянной мощности (m = const) и водопроницаемости

(k = const), имеющий в плане форму круга радиусом R = const. На круговой границе пласта (его контуре питания) R при любом водоотборе поддерживается постоянный напор H = const (рис. 2.3). Водозаборная скважина радиусом r_0 расположена в центре пласта r = 0 и по степени его вскрытия является совершенной (длина ее фильтра равна мощности пласта m).

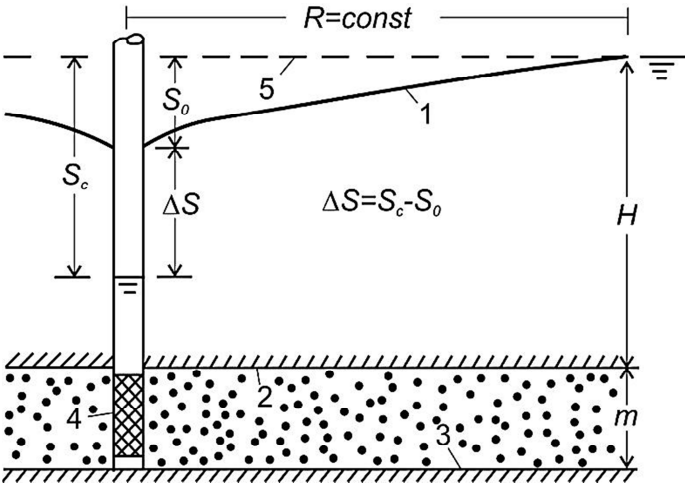


Рис. 2.3. Схема установившейся депрессионной воронки *1* в круговом артезианском пласте постоянной водопроводимости $T = km$ = const и с постоянным контуром питания R = const; *2* и *3* – кровля и подошва пласта; *4* – фильтр возмущающей скважины; 5 – статический (до возмущения) уровень пласта; H – избыточный напор; m – мощность пласта S_c – установившееся понижение уровня внутри возмущающей скважины; S_0 – понижение установившейся депрессионной поверхности в пласте по внешней стенке возмущающей скважины (по внешней стенке фильтра); $\Delta S = S_c - S_0$ – пьезометрический скачок (разрыв) уровней у стенки возмущающей артезианской скважины

При пуске скважины в работу с дебитом Q = const вокруг нее в пласте начинается понижение пьезометрических уровней (напоров) и формируется неустановившаяся депрессионная воронка, размеры которой (из-за растущих понижений уровня) возрастают во времени. Но когда удаляющийся край воронки $R(t)$ доходит до контура питания R, понижения уровней в пласте начинают стабилизироваться и движение артезианских вод принимает установившийся или стационарный, т. е. не изменяющийся во времени, характер.

Определим функцию формирования понижений уровня (пластовых давлений или напоров) вдоль радиуса воронки r, т. е. по направлению потока, при работе артезианской скважины. Для этого воспользуемся законом Дарси

$$V = Q / F = ki = k(\mathrm{d}h / \mathrm{d}r), \tag{2.2}$$

где Q – расход установившегося фильтрационного потока постоянной массы, т. е. без путевых присоединений и отсоединений;

F – *геометрическая площадь* поперечного сечения этого потока;

V – *установившаяся скорость фильтрации* (это понятие впервые введено Анри Дарси и является альтернативным *действительной скорости движения струек воды по активным порам грунта*);

$i = \Delta h / \Delta l$ – градиент напора в интегральной форме;

$i = \mathrm{d}h / \mathrm{d}r$ – то же, в дифференциальной;

k – коэффициент фильтрации по Дарси, численно равный угловому коэффициенту прямой $V(i)$ и определяемый в условиях установившейся одномерной фильтрации (в трубках Дарси).

Применяя закон Дарси, установим аналитическую связь между расходом фильтрационного потока Q и порождаемой им функцией понижений уровня в пласте $S(r)$. Величина этого расхода Q равна произведению скорости фильтрации V на геометрическую площадь поперечного сечения потока $F_r = 2\pi rm$, равную площади боковой поверхности цилиндра радиусом r и высотой m:

$$Q = VF_r = 2\pi kmr\left(\mathrm{d}h / \mathrm{d}r\right). \tag{2.3}$$

Разделив в формуле (2.3) переменные, получим обыкновенное дифференциальное уравнение, легко решаемое:

$$Q\left(\mathrm{d}r / r\right) = 2\pi km\mathrm{d}h. \tag{2.4}$$

Пределами интегрирования уравнения (2.4) будут следующие граничные условия потока (пониженные напоры h или понижения $S = H - h$ в соответствующих сечениях r):

$$\begin{aligned} &r_1 \to h_1 = H - S_1; \qquad r_2 \to h_2 = H - S_2; \\ &r_0 \to h_0 = H - S_0; \qquad R \to h = H, S = 0, \end{aligned} \tag{2.5}$$

где r_0 – радиус возмущающей скважины, равный радиусу ее фильтра;

$H = h + S$ – естественный (до возмущения) напор над кровлей пласта (избыточный напор).

Поскольку $\int \mathrm{d}x / x = \ln x + c$ и $\int \mathrm{d}h = h + c$, то, интегрируя уравнение (2.4) с учетом пределов уравнения (2.5), получаем

$$Q \int_{r_1}^{r_2} \mathrm{d}r / r = 2\pi k m \int_{h_1}^{h_2} \mathrm{d}h \qquad (2.6)$$

и в общем виде (для трех (из любого множества) пар сечений, часто используемых на практике):

$$Q = \frac{2\pi T_D \left(S_{r_1} - S_{r_2} \right)}{\ln\left(r_2 / r_1 \right)} = \frac{2\pi T_D S_r}{\ln\left(R / r \right)} = \frac{2\pi T_D S_0}{\ln\left(R / r_0 \right)}, \qquad (2.7)$$

где установившиеся пониженные напоры h_r заменены из-за удобства измерений соответствующими понижениями уровня $S_r = H - h_r$;

$T_D = k_D m$ – обобщенная водопроводимость пласта по Дюпюи, определяемая по данным опытных кустовых откачек с использованием формулы Дюпюи и понижений уровня $S(r) = H - h(r)$ в наблюдательных скважинах;

$S_0 = H - h_0$ – понижение депрессионной поверхности в пласте по внешней стенке возмущающей скважины (измеряется по затрубной наблюдательной скважине или затрубному пьезометру, устанавливаемому у границы «пласт-гравийная обсыпка фильтра»).

Зависимость (2.7) называется *формулой Дюпюи*. Это многократное равенство имеет фундаментальное значение в теории и практике гидрогеологических расчетов скважин и определении параметров пластов опытными откачками. При ее использовании в реальных пластах с площадным питанием (за счет инфильтрации, перетекания и т. д.) параметр R является радиусом депрессионной воронки и называется *радиусом влияния скважины*. В таких условиях величина R становится функцией дебита скважины, площадного питания, водопроводимости пласта и других факторов, вызывая множество до сих пор нерешенных проблем с устойчивостью граничных

условий пластов, зависимостью обобщенных гидрогеологических параметров от производительности водозаборов и т. д. Поэтому при расчетах депрессионных воронок, создаваемых водозаборами, значения R принимают, следуя *методу гидрогеологических аналогий* или по таблицам, составляемым на основе обобщения многолетних опытов в данном регионе.

Формулы Дюпюи изначально получены не для парных сечений пласта, т. е. не для депрессионной воронки, а для дебита идеальных возмущающих скважин, не обладающих пристеночными потерями напора ΔS. Поэтому в них вместо S_0 используется легко фиксируемое понижение S_c, с которого традиционно строится депрессионная поверхность *2*. В этих случаях последняя является фиктивной и залегает значительно глубже реальной *1* (рис. 2.4) [11, 13, 14].

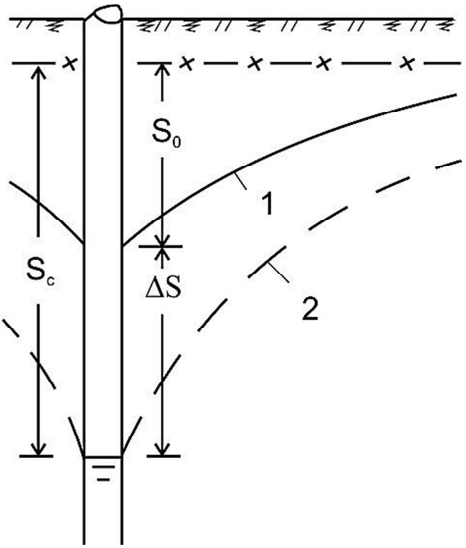


Рис. 2.4. Схема соотношений реальной депрессионной поверхности *1*, фиксируемой наблюдательными скважинами, с фиктивной депрессионной поверхностью *2*, не существующей в природе и строящейся по формуле Дюпюи с понижения S_c без учета существования пьезометрического скачка уровней ΔS у стенки возмущающей скважины; в обеих воронках распределение понижения вдоль радиуса r подчиняется логарифмическому закону:

$$1 - S_r = \left(Q / 2\pi T_D\right) \ln\left(R/r\right);$$

$$2 - S'_r = S_c - \left(Q / 2\pi T_{KR}\right) \ln\left(r/r_0\right) = \left(Q / 2\pi T_{KR}\right) \ln\left(R/r\right)$$

Для перехода в формуле (2.7) от S_0 к S_c воспользуемся *методом расширенной депрессионной воронки* [13, 17]. В этом методе пласт T_D вместе с депрессионной поверхностью распространяется внутрь возмущающей скважины до начала координат $r = 0$, где размещается математический сток интенсивностью Q, равной дебиту скважины. Такое виртуальное «расширение» пласта и депрессионной воронки возможно потому, что применительно к решаемой задаче оно базируется на главном свойстве логарифмической функции: значения независимой переменной r этой функции никогда не уходят в область отрицательных величин, т. е. всегда положительны для любого понижения S_c. Этим свойством как раз и обладают формулы Дюпюи (2.7), в которых перераспределение пластовых напоров или понижений уровня по радиусу депрессионной воронки r, т. е. вдоль потока, подчиняется логарифмическому закону.

Теперь определим радиус идеальной возмущающей скважины, заменяющей математический сток, работающей в расширенной области фильтрации ($0 < r < r_0$), не обладающей фильтрационными сопротивлениями и потому не имеющей потерь напора на фильтре (у нее $\Delta S = 0$), но создающей в пласте депрессионную воронку, абсолютно равновеликую реальной.

Воспользовавшись этими условиями, депрессионную поверхность Дюпюи продлим из пласта ($r > r_0$) в расширенную область фильтрации ($0 < r < r_0$), т. е. внутрь возмущающей скважины r_0, до пересечения ею динамического уровня S_c в сечении «пласта» A с координатами (r_0', S_c), исключающими потери напора ΔS (рис. 2.5).

В итоге для точек

$$A(r_0', S_c), \quad B(r_0, S_0), \quad C(r, S_r), \quad D(R, 0), \tag{2.8}$$

и депрессионной поверхности «расширенного» пласта водопроводимостью T_D формула Дюпюи принимает вид [13, 14, 17]:

$$Q = \frac{2\pi T_D S_c}{\ln\left(R/r_0'\right)} = \frac{2\pi T_D}{\ln\left(r_0/r_0'\right)}\Delta S = \frac{2\pi T_D\left(S_c - S_r\right)}{\ln\left(r/r_0'\right)}, \tag{2.9}$$

где r_0' – радиус идеальной артезианской скважины, не обладающей потерями напора ΔS, расположенной внутри реальной r_0 и создаю-

щей в пласте возмущение, абсолютно идентичное реальному. На этом основании параметр r_0' называется *приведенным* или *эффективным* радиусом возмущающей артезианской скважины r_0. Методология построения r_0' показывает (рис. 2.5), что область его существования находится в интервале «расширенного» пласта: $0 < r_0' < r_0$.

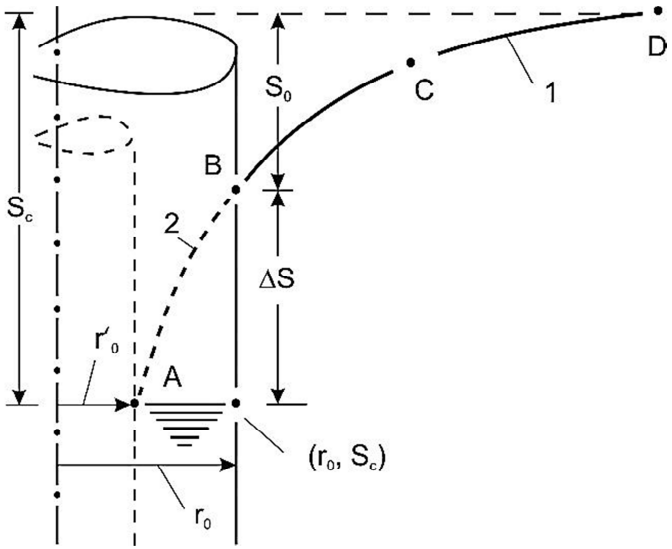


Рис. 2.5. Схема построения приведенного радиуса возмущающей артезианской скважины r_0':

1 – депрессионная поверхность Дюпюи в пласте; *2* – та же поверхность, продолженная внутрь возмущающей скважины до пересечения с пониженным уровнем S_c (точка $A(r_0', S_c)$. Характерные точки поверхности Дюпюи:

$$A(r_0', S_c),\quad B(r_0, S_0),\quad C(r, S_r),\quad D(R, 0)$$

Из формулы (2.9) следует, что именно приведенный радиус r_0', введенный в формулу Дюпюи строго теоретически, обобщает ее для расширенной области фильтрации $0 < r_0' < r_0$, т. е. указывает на абсолютную применимость этой формулы и для идеальной возмущающей скважины r_0'. Данное обобщение осуществляется заменой разрыва уровней ΔS в сечении пласта $r_0 = \text{const}$ идентичными потерями напора $\Delta S = S_c(r_0') - S_0(r_0)$ в секторе $r_0' - r_0$ расширенной об-

ласти фильтрации. Замена производится путем соединения уравнением Дюпюи понижения уровня S_c внутри возмущающей скважины с множеством понижений (S_0, S_r) реальной депрессионной поверхности в пласте.

Следуя r_0', эту важную для проектирования задачу выполняют и другие характеристики несовершенства (или обобщенных фильтрационных сопротивлений) возмущающей скважины [13, 14, 17]. Действительно, определив значения S_0 в выражениях (2.7) и S_c в (2.9), находим исключительно важную характеристику возмущающей артезианской скважины [11, 13]:

$$\tau = \frac{S_0}{S_c} = \frac{\ln\left(R/r_0\right)}{\ln\left(R/r_0'\right)} = 1 - \frac{\Delta S}{S_c} = \text{const}, \qquad (2.10)$$

которая называется *коэффициентом ее эффективности* и отражает степень понижения депрессионной поверхности в пласте вокруг возмущающей скважины S_0 относительно снижения уровня внутри самой скважины S_c. Поскольку у реальных скважин $S_c >> S_0$, то всегда $\tau << 1$. Опыты показывают, что величина τ уменьшается с ростом сопротивлений фильтра и глубины скважины, изменяясь от 0,1–0,2 у слабо эффективных скважин до 0,30–0,47 у весьма эффективных.

С учетом поправки на водопонижающую эффективность скважины τ формула Дюпюи принимает наиболее лаконичный вид для расчета дебита скважины по параметрам пласта и понижению в ней уровня S_c:

$$Q = \frac{2\pi T_D \tau S_c}{\ln\left(R/r_0\right)}. \qquad (2.11)$$

Одновременно она позволяет решать две альтернативные задачи, имеющие важное практическое значение: внутреннюю (при $\tau = 1$ и $\Delta S = 0$) и внешнюю (при $\tau < 1$ и $\Delta S > 0$) задачи для возмущающей артезианской скважины. Внутренняя задача относится к расчету дебита и подбору насосно-силового и водоподъемного оборудования, устанавливаемого в скважине, внешняя – к оценке водопонижающей эффективности скважины и параметров пласта, а также к построению депрессионной поверхности.

Зависимость дебита скважины от понижения в ней уровня S_c, т. е. функция $Q = f(S_c)$, является одной из главных характеристик скважины и называется *индикаторным графиком скважины*. Из формулы (2.11) видно, что индикаторный график артезианской скважины представляется прямо пропорциональной зависимостью, т. е. прямой $Q = f(S_c)$, исходящей из начала координат ($Q = S_c = 0$):

$$Q = q_a S_c, \tag{2.12}$$

где q_a – угловой коэффициент прямой $Q = f(S_c)$ (рис. 2.6). Отсюда следует, что *дебит артезианской скважины прямо пропорционален понижению в ней уровня* S_c.

Второй гидрогеологической характеристикой водозаборной скважины является ее удельный дебит, численно равный расходу, приходящемуся на 1 м понижения S_c:

$$q_a = \frac{Q}{S_c} = \frac{2\pi T_D \tau}{\ln\left(R/r_0\right)} = \text{const}, \tag{2.13}$$

откуда следует, что *удельный дебит артезианской скважины – постоянная величина, не зависимая от* Q *и* S_c.

В совокупности графики $Q = f(S_c)$ и $q_a = f(S_c)$ составляют *паспорт артезианской скважины* (рис. 2.6).

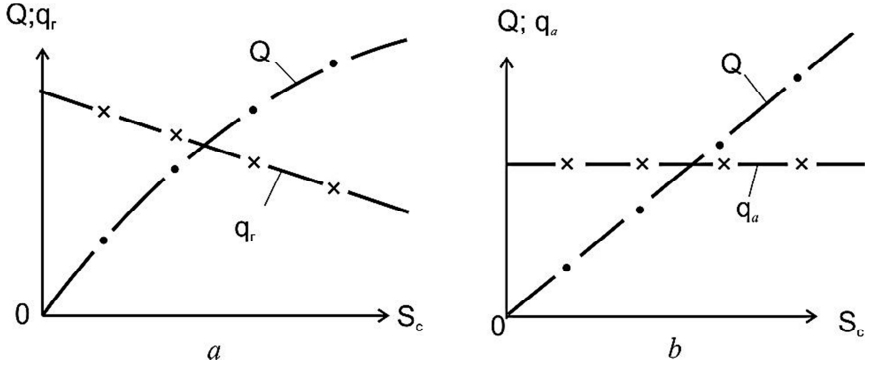


Рис. 2.6. Паспорт грунтовой (*a*) и артезианской (*b*) возмущающих скважин

Порядок расчета. Полученный вариант задачи (табл. 2.1) сопоставляем с характеристиками построенного гидрогеологического разреза (прил. 1, 2) и уточняем величину напора H над кровлей пласта и мощность пласта m. Максимальное (четвертое) понижение в возмущающей скважине принимаем по условию

$$S_{c4}(\max) \le H/2, \qquad (2.14)$$

остальные три понижения составят соответствующие доли S_{c4}:

$$S_{c1} = \frac{S_{c4}}{4} \le \frac{H}{8}; \quad S_{c2} = \frac{S_{c4}}{2} \le \frac{H}{4}; \quad S_{c3} = \frac{3}{4} S_{c4} \le \frac{3}{8} H. \qquad (2.15)$$

Таблица 2.1

Гидрогеологические характеристики артезианских пластов и возмущающих скважин, полученные по данным опытных кустовых откачек при установившемся движении *ПВ*; H – избыточный напор над кровлей пласта

№ варианта	K_D, м/сут	m, м	τ	H, м	R, м	r_0, м
1	5,3	35,4	0,24	120,0	350,0	0,10
2	5,8	31,5	0,25	115,0	340,0	0,10
3	6,2	36,4	0,26	113,0	320,0	0,10
4	7,5	31,2	0,27	115,0	315,0	0,15
5	8,0	38,3	0,30	105,0	310,0	0,10
6	8,5	40,0	0,29	85,0	305,0	0,18
7	9,3	35,0	0,31	90,0	290,0	0,20
8	9,5	31,0	0,32	85,0	330,0	0,15
9	9,8	32,0	0,31	87,0	310,0	0,10
10	10,5	33,0	0,33	78,0	305,0	0,18
11	12,0	28,0	0,34	90,0	280,0	0,20
12	13,6	29,0	0,36	68,0	290,0	0,10
13	14,5	30,0	0,35	75,0	280,0	0,10
14	16,0	32,0	0,34	83,0	295,0	0,15
15	18,4	29,0	0,31	79,0	280,0	0,20
16	19,5	32,0	0,34	85,0	320,0	0,15

Окончание табл. 2.1

№ варианта	K_D, м/сут	m, м	τ	H, м	R, м	r_0, м
17	21,0	37,4	0,35	91,0	285,0	0,10
18	22,0	30,5	0,33	77,0	340,0	0,10
19	24,5	28,0	0,36	95,0	360,0	0,20
20	25,0	30,5	0,37	105,0	320,0	0,20
21	28,0	25,4	0,34	95,0	280,0	0,10
22	28,5	27,5	0,32	85,0	270,0	0,10
23	29,0	31,0	0,34	76,0	285,0	0,20
24	30,5	34,0	0,35	80,0	290,0	0,20
25	31,2	34,6	0,36	78,0	270,0	0,20
26	32,0	26,8	0,38	74,0	260,0	0,15
27	33,5	29,0	0,37	85,0	240,0	0,20
28	34,0	30,5	0,38	90,0-	250,0	0,10
29	35,0	32,4	0,39	80,0	270,0	0,15
30	37,0	29,0	0,40	75,0	245,0	0,20

Задаваясь этими понижениями и используя параметры пласта, депрессионной воронки и скважины в своем варианте, по формулам (2.11) и (2.13) рассчитываем соответственно дебит Q и удельный дебит q_a для всех 4-х понижений уровня. Результаты расчетов сводим в таблицу и строим паспорт артезианской скважины.

2.2. Расчет и построение установившейся депрессионной воронки при работе артезианской скважины (задача 2)

Депрессионные воронки в артезианских пластах расположены в области избыточных напоров (согласно геоэкологическому условию (2.14)) и отражают реакцию пласта (прежде всего его водопроводимости и граничных условий – бокового и площадного питания) на соответствующий водоотбор скважиной; рассчитывать и строить их будем по понижениям пьезометрического уровня

$$S_r = \frac{Q}{2\pi T_D} \ln\left(\frac{R}{r}\right) \qquad (2.16)$$

для всех 4-х дебитов предыдущей задачи. Задаваясь различными расстояниями $r < R$

r, м	1	2	5	10	20	40	70	110	160
ln$r$	0	0,69	1,61	2,30	3,00	3,69	4,25	4,70	5,07

(2.17)

и используя исходные данные своего варианта, по формуле (2.16) определяем понижения S_r, соответствующие этим расстояниям r. Результаты расчетов сводим в таблицу и в координатах $S_r = f(r)$ на одном и том же чертеже и в одном масштабе строим четыре депрессионные воронки – каждая для своего дебита (рис. 2.7).

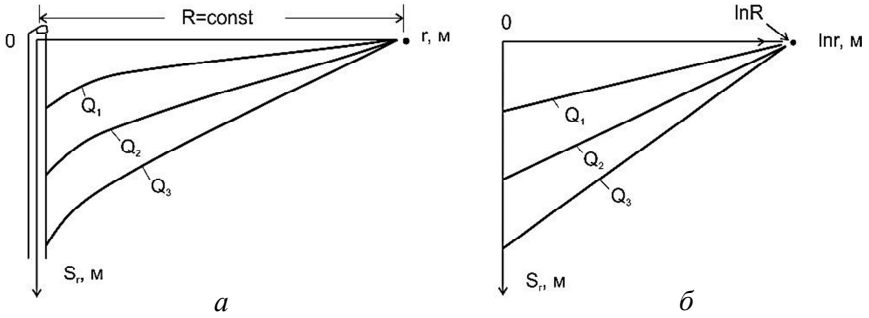


Рис. 2.7. Примеры построения установившихся депрессионных воронок в координатах $S_r = f(r)$ (*а*) и $S_r = f(\ln r)$ (*б*) при работе скважины в артезианском пласте для трех значений дебитов

Координаты депрессионных воронок $S_r - r$ располагать следующим образом, соблюдая реальный вид воронок: ось ординат (понижений S_r) – вниз, ось абсцисс (расстояний r) – вправо.

2.3. Расчет дебита и построение паспорта грунтовой скважины (задача 3)

Гидродинамические условия, в которых работают грунтовые скважины, существенно отличаются от условий артезианского пласта, заключенного между двумя водоупорными слоями и обладающего *пьезометрическим или избыточным напором над кровлей*; избыточный напор больше атмосферного, направлен во все стороны, соответсвует величине пластового давления и при вскрытии кровли

скважиной поднимает в ней воду выше кровли до положения пьезометрической поверхности *ПП*, т. е. против силы тяжести, на высоту, равную избыточному напору.

В отличие от *ПП* артезианских вод, всегда залегающей выше кровли пласта, *УГВ* имеют прямое сообщение с атмосферой и не обладают избыточным напором. Поэтому грунтовые воды в неподвижном и малоподвижном состоянии характеризуются не пьезометрическим, а *гидростатическим напором h*, равным мощности пласта в данном сечении потока. Но при больших скоростях движения (прежде всего вблизи фильтров, где производится водоотбор и создаются условия для проявления ускорений силы тяжести [13]) возникает взаимодействие сил Дарси с массовыми силами и появляется *скоростной или гидродинамический напор*, эквипотенциали которого формируют собственные нисходящие линии тока, отрываются от *УГВ*, т. е. от S_0, и уходят вниз к фильтру; поэтому пьезометры, располагаемые на боковой поверхности последнего, фиксируют не S_0, а чаще S_c, показывая незначительную величину ΔH или его отсутствие (рис. 2.8).

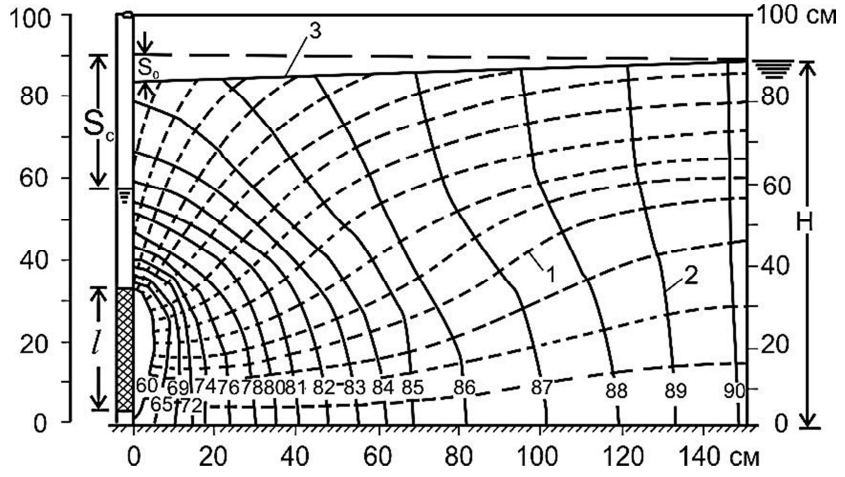


Рис. 2.8. Характер размещения линий тока (*1*) и линий равного напора (*2*) при установившейся безнапорной фильтрации к скважине с затопленным фильтром l = 30 см; *3* – депрессионная поверхность, фиксируемая боковыми пьезометрами (по данным опытов в секторном фильтрационном лотке); Q = 5,5 см^3/с; S_c = 32,9 см; S_0 = 5,8 см; ΔH = 27,1 см; H = 90,2 см

Данные явления находятся в стадии изучения и послужили основанием для разработки нескольких теорий установившегося и неустановившегося движения грунтовых вод [13]. Мы будем пользоваться *теорией Дюпюи* как более простой и широко распространенной, однако укажем и на ее слабые стороны.

В соответствии с законом Дарси расход установившегося потока Q в сечении r = const равен произведению скорости фильтрации $V = k(\mathrm{d}h / \mathrm{d}r)$ на *геометрическую площадь поперечного сечения потока* $F = 2\pi rh,$ соответствующую площади боковой поверхности цилиндра радиусом r и высотой h:

$$Q = VF = 2\pi krh\left(\mathrm{d}h \big/ \mathrm{d}r\right). \tag{2.18}$$

Разделив в уравнении (2.18) переменные, получим обыкновенное дифференциальное уравнение:

$$Q\left(\mathrm{d}r/r\right) = 2\pi kh\mathrm{d}h. \tag{2.19}$$

Пределами интегрирования уравнения (2.19) будут пониженные напоры $h(r)$ в парных сечениях области фильтрации $r_0 - R$:

$$\left.\begin{array}{ll} r_1 \to h_1; & r_2 \to h_2; \\ r_0 \to h_0; & R \to H, \end{array}\right\} \tag{2.20}$$

где r_0 – радиус возмущающей грунтовой скважины, равный радиусу ее фильтра;

H – естественная мощность водоносного горизонта на контуре питания пласта $R = \mathrm{const}$ (рис. 2.9).

Поскольку $\int x\mathrm{d}x = x^2 \big/ 2 + c,$ то, интегрируя пределы (2.19) с учетом пределов (2.20), получаем

$$Q\int_{r_1}^{r_2} \frac{\mathrm{d}r}{r} = 2\pi k \int_{h_1}^{h_2} h\mathrm{d}h \tag{2.21}$$

и в общем виде (для трех (из множества) пар сечений потока, часто используемых на практике):

$$Q = \frac{\pi k_D \left(h_2^2 - h_1^2\right)}{\ln\left(r_2/r_1\right)} = \frac{\pi k_D \left(H^2 - h_r^2\right)}{\ln\left(R/r\right)} = \frac{\pi k_D \left(H^2 - h_0^2\right)}{\ln\left(R/r_0\right)}, \quad (2.22)$$

где остаточный напор в пласте h_0 (или понижение *УГВ* $S_0 = H - h_0$) фиксируется по затрубной наблюдательной скважине, фильтр которой пересекает *УГВ* или расположен непосредственно под ним;

k_D – обобщенный коэффициент фильтрации пласта, определяемый по данным опытных кустовых откачек с использованием установившихся понижений уровня $S(r) = H - h(r)$ в наблюдательных скважинах.

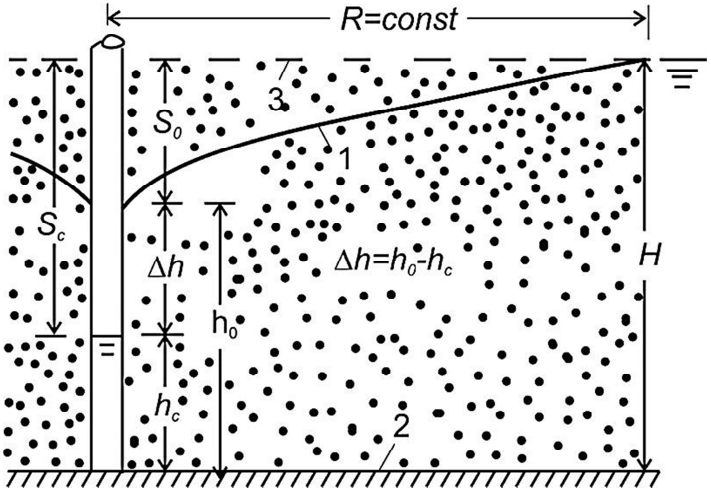


Рис. 2.9. Положение установившейся депрессионной воронки *1* при работе дренажной скважины в круговом пласте грунтовых вод постоянной мощности H = const и с постоянным (неподвижным) контуром питания R = const; *2* – подошва водоносного горизонта; *3* – статический естественный *УГВ*; $\Delta h = h_0 - h_c = S_c - S_0$ – гидравлический скачек уровней (промежуток высачивания) у стенок дренажной скважины; $h_0 = H - S_0$ – остаточный (пониженный) напор (мощность потока) в пласте по внешней стенке дренажной скважины; $h_c = H - S_c$ – пониженный столб воды внутри дренажной скважины

Зависимость (2.22) называется *формулой Дюпюи*. Эта формула имеет фундаментальное значение в гидрогеологических расчетах

скважин и определении параметров пластов опытными откачками. При ее использовании в пластах с площадным питанием (инфильтрационным, глубинным и т. д.) параметр R является *радиусом депрессионной воронки* и называется *радиусом влияния скважины*. В этих условиях величина R становится функцией дебита скважины, площадного питания, водопроницаемости пласта и других факторов. Поэтому при расчетах депрессионных воронок, создаваемых водозаборами, значения R принимают, следуя *методу гидрогеологических аналогий* или по таблицам, составленным по результатам обобщения многолетних опытов в данном регионе.

Формулы Дюпюи получены для идеальных возмущающих скважин, не обладающих фильтрационными сопротивлениями и, соответственно, пристеночными потерями напора (у них $\Delta h = \Delta S = 0$ и потому $S_0 = S_c$ (рис. 2.1)). Не зная о существовании этого явления, Дюпюи вместо S_0 применил легко измеряемое понижение S_c, что в последующем (после обнаружения Δh и ΔS [11]) создало до сих пор нерешенные проблемы измерений-расчетов S_0 и увязки S_c с S_0.

Для учета Δh и перехода от S_c к S_0, т. е. к реальной депрессионной поверхности *1* (рис. 2.9), воспользуемся достаточно строгим и пока единственным в своем роде *методом расширенной депрессионной воронки*, основанном на главном свойстве логарифмической функции: значения независимой переменной этой функции всегда положительны и не уходят в область отрицательных значений $r < 0$ (рис. 2.5). Этим свойством как раз и обладают формулы Дюпюи.

Теперь предположим, что вместо реальной скважины r_0 в пласте в том же месте $r = 0$ работает идеальная скважина радиусом r_0^* с тем же дебитом Q и не имеющая потерь напора на своей стенке $(\Delta h = h_0 - h_c = 0)$, но создающая в пласте депрессионную воронку, абсолютно равновеликую реальной (за пределами $r \geq r_k$).

Воспользуемся этими условиями, и депрессионную поверхность Дюпюи из пласта продлим в расширенную область фильтрации $r < r_0$, т. е. внутрь возмущающей скважины r_0 до пересечения ею динамического уровня $h_c = H - S_c$ или сечения «пласта» A с координатами (r_0^*, h_c), исключающими потери напора Δh (рис. 2.10). В итоге для точек

$$A\left(r_0^*, h_c\right), \quad B\left(r_0, h_0\right), \quad C\left(r, h_r\right) \quad \text{и} \quad D\left(R, H\right) \tag{2.23}$$

расширенной и действительной депрессионной поверхности формула Дюпюи (2.22) принимает вид [13, 14]:

$$Q = \frac{\pi k_D \left(H^2 - h_c^2\right)}{\ln\left(R/r_0^*\right)} = \frac{\pi k_D \left(h_r^2 - h_c^2\right)}{\ln\left(r/r_0^*\right)} = \frac{\pi k_D \left(h_0^2 - h_c^2\right)}{\ln\left(r_0/r_0^*\right)}, \tag{2.24}$$

где r_0^* – *приведенный или расчетный радиус возмущающей грунтовой скважины* r_0, равный радиусу идеальной скважины, расположенной внутри реальной, не обладающей пристеночными потерями напора Δh и создающей в пласте возмущение, абсолютно идентичное реальному.

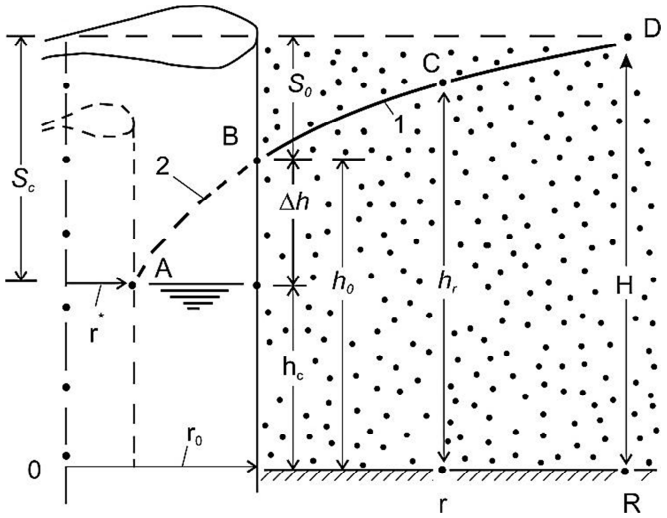


Рис. 2.10. Схема построения приведенного радиуса r_0^* возмущающей грунтовой скважины r_0:

1 – депрессионная поверхность Дюпюи в пласте; *2* – та же поверхность, продолженная внутрь возмущающей скважины r_0 до пересечения с динамическим уровнем S_c (точка $A(r_0^*, S_c)$. Характерные точки расширенной поверхности Дюпии: $A(r_0^*, S_c)$; $B(r_0, S_0)$; $C(r, S_r)$; $D(R, 0)$ или координаты (2.23)

По аналогии с артезианскими скважинами воспользуемся понятием *коэффициента эффективности возмущающей грунтовой скважины* τ^*, вытекающим из равенств (2.22) и (2.24):

$$\tau^* = \frac{H^2 - h_0^2}{H^2 - h_c^2} = \frac{\ln(R/r_0)}{\ln\left(R/r_0^*\right)} = \text{const}. \qquad (2.25)$$

С учетом выражения (2.25) третье равенство в формуле Дюпюи (2.22) принимает форму, объединяющую параметры пласта и депрессионной воронки с коэффициентом эффективности скважины τ^*:

$$Q = \frac{\pi k_D \tau^* \left(H^2 - h_c^2\right)}{\ln\left(R/r_0\right)}. \qquad (2.26)$$

В формуле (2.26) от остаточного напора $h_c = H - S_c$ перейдем к понижению S_c, легко измеряемому:

$$Q = \frac{\pi k_D \tau^* S_c \left(2H - S_c\right)}{\ln\left(R/r_0\right)} = aS_c - bS_c^2, \qquad (2.27)$$

где

$$a = 2\pi k_D H \tau^* / \ln\left(R/r_0\right), \qquad b = \pi k_D \tau^* / \ln\left(R/r_0\right) \qquad (2.28)$$

константы параболы (2.27).

Зависимость дебита скважины от понижения в ней уровня воды S_c, т. е. функция $Q = f\left(S_c\right)$, является главной характеристикой скважины и носит название *индикаторной кривой скважины*. Из уравнения (2.27) видно, что *индикаторная кривая грунтовой водозаборной скважины является квадратичной параболой* (рис. 2.6).

Второй гидрогеологической характеристикой водозаборной скважины, как указывалось выше, является ее *удельный дебит* $q_г = Q/S_c$; из (2.27) имеем:

$$q_{\text{г}} = Q/S_{\text{с}} = q_0 - bS_{\text{с}}, \qquad (2.29)$$

где $q_0 = a$ – начальный отрезок на оси $q_{\text{г}}$, отсекаемый прямой $q_{\text{г}}(S_{\text{с}})$;

b – угловой коэффициент этой прямой (рис. 2.6).

Из формулы (2.29) следует, что *удельный дебит грунтовой водозаборной скважины линейно уменьшается с ростом понижения* $S_{\text{с}}$. Это значит, что с ростом дебита эффективность работы грунтовых скважин падает.

Таблица 2.2

Гидрогеологические характеристики безнапорных пластов, полученные по данным опытных кустовых откачек при установившемся движении грунтовых вод

№ варианта	К, м/сут	H, м	R, м	r_0, м	τ^*	№ варианта	К, м/сут	H, м	R, м	r_0, м	τ^*
1	8,7	75,0	180,0	0,18	0,24	16	13,5	40,0	180,0	0,18	0,28
2	9,5	60,0	220,0	0,20	0,28	17	8,3	35,0	150,0	0,18	0,28
3	12,3	53,0	250,0	0,10	0,29	18	14,5	70,0	220,0	0,20	0,24
4	15,4	46,0	205,0	0,18	0,25	19	19,5	51,5	190,0	0,10	0,31
5	17,0	41,0	270,0	0,18	0,26	20	21,0	43,0	260,0	0,10	0,34
6	18,5	38,0	190,0	0,20	0,33	21	13,6	38,0	190,0	0,20	0,31
7	19,0	57,0	230,0	0,10	0,35	22	18,0	55,0	270,0	0,18	0,36
8	13,0	50,0	260,0	0,18	0,27	23	14,8	38,0	310,0	0,25	0,30
9	15,2	53,0	210,0	0,20	0,25	24	12,3	44,0	230,0	0,30	0,35
10	17,0	47,0	290,0	0,10	0,23	25	22,0	45,5	280,0	0,18	0,27
11	10,4	72,0	220,0	0,15	0,21	26	31,7	46,5	205,0	0,15	0,26
12	6,5	44,0	180,0	0,20	0,19	27	33,5	45,2	210,0	0,20	0,24
13	17,3	51,0	235,0	0,10	0,26	28	37,0	38,5	185,0	0,20	0,24
14	26,5	37,0	195,0	0,20	0,34	29	30,6	39,4	187,0	0,20	0,33
15	28,6	54,0	235,0	0,15	0,32	30	29,3	49,2	177,0	0,20	0,30

В совокупности парабола $Q = f(S_{\text{с}})$ и убывающая прямая $q_{\text{г}} = f(S_{\text{с}})$ составляют паспорт грунтовой скважины (рис. 2.6).

Порядок расчета. Полученный вариант задачи (табл. 2.2) сопоставляем с параметрами грунтовых вод в месте заложения водозаборной скважины (на построенном гидрогеологическом разрезе, приложение 1) и уточняем естественную мощность безнапорного водоносного горизонта *H*.

Максимальное и остальные три понижения принимаем по условиям (2.14) и (2.15). Задаваясь этими понижениями и используя гидрогеологические характеристики пласта, депрессионной воронки и скважины в своем варианте (табл. 2.2), по формулам (2.27) и (2.29) рассчитываем соответственно дебит Q и удельный дебит $q_{\text{г}}$ водозаборной скважины для всех 4-х понижений уровня $S_{\text{с}}$. Результаты расчетов сводим в таблицу и строим паспорт грунтовой скважины, включающий два графика: параболу $Q(S_{\text{с}})$ и убывающую прямую $q_{\text{г}}(S_{\text{с}})$. В производственных условиях эти графики содержат опытные значения Q, $S_{\text{с}}$ и служат основой для прогнозирования дебита скважин Q, понижения $S_{\text{с}}$ и подбора водоподъемного оборудования.

В связи с этим, а также необходимостью постоянно учиться логике и анализу, укажем на одно правило, вытекающее из *теории «вездесущих» фракталов*. Это правило гласит: поскольку любое явление происходит благодаря и при участии множества факторов, то невозможно его описать абсолютно точно и тем более построить безупречную теорию этого явления. Ярким примером к нему служат существующие гипотезы и теории, многие из которых построены больше на постулатах, чем на доказательствах (к примеру, теории мироздания, относительности, гравитации [21, 22], космического разбегания галактик и др.). Не является исключением здесь *теория установившейся безнапорной фильтрации Дюпюи.* К главному ее недостатку относят противоречие между законом Дарси и максимальным расходом потока или дебитом грунтовой скважины $Q_{\max}$, вытекающим из этой теории. Действительно, из формулы Дюпюи (2.22) следует, что функция $Q = f(S_0)$ имеет максимум при $h_0 = 0$ или $S_0 = H$ (см. п. 6.4 в [13]):

$$Q_{\max} = \pi K_D H^2 / \ln(R / r_0). \qquad (2.30)$$

В то же время при $h_0 = 0$ мощность потока на контуре стока (по внешней стенке скважины) равна нулю и физически в этих условиях никакого потока существовать не может. Поэтому разработана альтернативная теория установившегося движения грунтовых вод, согласно которой *расход безнапорного потока определяется как расход напорного потока мощностью* $h_0 = \text{const}$ [13]:

$$Q = \frac{2\pi k_0 h_0 S_r}{\ln(R/r)} = \frac{2\pi k_0 h_0 S_0}{\ln(R/r_0)}, \tag{2.31}$$

где k_0 – коэффициент фильтрации пласта, определяемый по данной формуле с использованием понижений уровня S_r в наблюдательных скважинах.

Для определения понижений $S_0 = H - h_0$, при которых будет наблюдаться максимальный дебит, зависимость (2.31) необходимо исследовать на условный экстремум. Ограничимся, как всегда, условием, что $R = \text{const}$ и $H = \text{const}$. Тогда при (рис. 2.11)

$$S_0 = h_0 = \frac{H}{2} \tag{2.32}$$

будет наблюдаться максимум функции $Q = f(h_0, S_0)$, что соответствует закону Дарси и подтверждается опытами [13].

График функции $Q = f(h_0, S_0)$ представляет собой параболу (рис. 2.11)

$$Q = \frac{4h_0 S_0 Q_{\max}}{H^2}, \tag{2.33}$$

из которой видно, что значения Q, рассчитываемые по (2.22) и (2.31), совпадают только при $S_0 = (2/3)H$, когда $k_0 = 2k_D$. В общем же случае, как следует из формул (2.4) и (2.31), между параметрами k_D и k_0 этих теорий имеет место следующее равенство [13]:

$$k_D = \frac{2k_0 h_0}{H + h_0}. \tag{2.34}$$

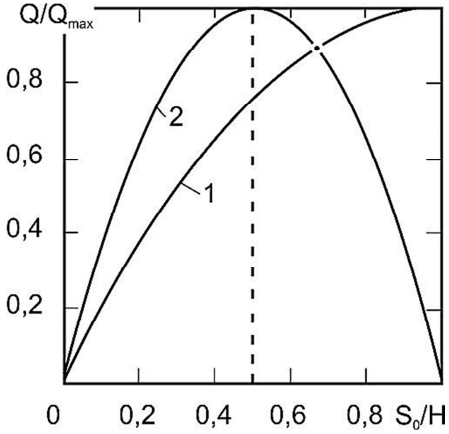


Рис. 2.11. Функции $Q / Q_{max} = f(S_0 / H)$ для безнапорных потоков согласно теории установившейся гравитационной фильтрации Дюпюи (1) и автора (2) [13]

Отметим, что вытекающие из формулы (2.31) графики индикаторной *кривой грунтового потока* $Q = f(S_0)$ и его *удельного расхода* $q = Q/S_0$ также являются соответственно квадратичной параболой и убывающей прямой:

$$Q(S_0) = cS_0 - dS_0^2; \qquad q = \frac{Q}{S_0} = c - dS_0, \tag{2.35}$$

где

$$c = \frac{2\pi k_0 H}{\ln(R/r_0)}; \qquad d = \frac{2\pi k_0}{\ln(R/r_0)} - \tag{2.36}$$

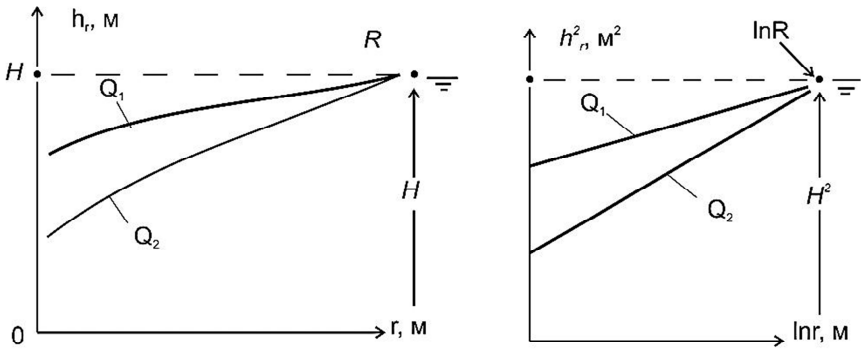
константы функций $Q(S_0)$ и $q(S_0)$.

Таким образом, безнапорная фильтрация не спешит раскрывать свои гравитационные тайны и этим бесконечно интересна.

2.4. Расчет и построение установившейся депрессионной воронки при работе грунтовой скважины (задача 4)

В отличие от артезианской скважины, снижающей избыточные напоры и формирующей депрессионную воронку в области этих

напоров (поэтому воронка залегает над артезианским пластом), работа водозаборной скважины в безнапорном пласте приводит к его осушению в объеме депрессионной воронки. В этой связи объективный прогноз размеров последней имеет важное практическое значение (водозаборы *ПВ*, строительное и гидротехническое водопонижение, осушение месторождений твердых полезных ископаемых, мелиоративный дренаж и т. д.).



а *б*

Рис. 2.12. Примеры расположения установившихся депрессионных воронок в грунтовых водах в координатах $h_r = f(r)\,(a)$ и $h_r^2 = f(\ln r)\,(b)$ при двух значениях дебита скважины и R = const

Пониженные мощности безнапорного горизонта h_r, формирующиеся при работе грунтовой скважины, будем рассчитывать по зависимости

$$h_r = \left[H^2 - \frac{Q}{\pi k_D} \ln\left(R/r\right) \right]^{1/2}, \qquad (2.37)$$

вытекающей из формулы (2.22), для двух значений дебитов предыдущей задачи: Q_2 и Q_4. Задаваясь расстояниями $r < R$ по формуле (2.17) и используя исходные данные своего варианта, по формуле (2.37) вычисляем остаточные (пониженные) мощности безнапорного пласта h_r в пределах депрессионной воронки. Результа-

ты расчетов сводим в таблицу и в координатах $h_r = f(r)$ на одном и том же чертеже и в одном и том же масштабе строим две депрессионные воронки – каждая для своего дебита (рис. 2.12). Координаты воронок $h_r - r$ располагать следующим образом, соблюдая реальный вид депрессий: ось ординат (пониженных мощностей h_r) – вверх, ось абсцисс (расстояний r) – вправо.

2.5. Оценка несовершенства водозаборных скважин (задача 5)

У теории несовершенства возмущающих скважин долгая и сложная история развития. Сегодня имеются различные, в том числе альтернативные, понимания этой теории, ее физики и методов [31, 41, 42, 44]. Но в результате общим знаменателем теории стали представления о несовершенстве возмущающих скважин как скоплении физико-химических явлений и процессов, сопровождающих фильтрационный поток на границе «пласт-призабойная зона (или фильтр) скважины» и оказывающих существенное влияние на дебит скважины, величину S_c и положение депрессионной поверхности вокруг скважины в пласте.

Следуя [7, 8, 10, 37], будем различать два основных вида несовершенства возмущающих скважин: по степени и по характеру вскрытия пласта фильтром. Несовершенство по степени вскрытия пласта определяется отношением длины фильтра l к мощности пласта m и в производственных условиях не превышает 5–10 % от суммарных фильтрационных сопротивлений, создаваемых фильтрами. Несовершенство по характеру вскрытия пласта порождается соотношением водопропускной способности фильтра и пласта и в период эксплуатации скважины в большинстве случаев возрастает за счет кольматации (закупорки, замазывания) стенок фильтра (прежде всего защитных металлических и пластмассовых сеток) глинистыми и коллоидными пастами, а также железистыми, известковистыми и другими соединениями.

Во всех случаях несовершенство скважин приводит к сужению потока (за счет уменьшения площади поперечного сечения активных пор и слияния струек воды), что создает новые фильтрационные сопротивления, требующие дополнительных потерь напора на

их преодоление. В результате мерой, характеризующей степень несовершенства скважины, могут служить две физических величины: *обобщенные фильтрационные сопротивления (ОФС)* возмущающей скважины (*1*) и эквивалентные им суммарные потери напора (*2*), равные гидравлическому скачку (пьезометрическому разрыву) уровней на ее стенке ΔS или Δh (в грунтовых скважинах) [11, 13, 39]. Теоретически и с позиции метода расширенной депрессионной воронки (см. п. 2.1) более правильно использовать потери напора ΔS, а значения *ОФС* выражать равновеликими коэффициентами или «поправками» к формулам Дюпюи и Тейса на несовершенство возмущающей скважины. Объективность такого подхода к оценке несовершенства скважин подтверждается еще и тем, что несовершенство сказывается прежде всего на понижении S_c и в меньшей степени на понижении депрессии S_0, формируя, таким образом, величину разрыва уровней ΔS [13, 14]. Отсюда видно, что учет и оценка несовершенства скважин необходимы для компенсации суммарных потерь напора ΔS и перехода от понижения S_c к понижению S_0, т. е. для выхода на депрессионную поверхность Дюпюи или Тейса в пласте.

Решение задачи получим из многократных равенств (2.7), (2.9) и (2.10), содержащих одну и ту же величину водопроводимости пласта T_D:

$$\frac{Q}{2\pi T_D} = \frac{S_c}{\ln\left(R/r'_0\right)} = \frac{\tau S_c}{\ln\left(R/r_0\right)} = \frac{\Delta S}{\xi} = \frac{\left(1-\tau\right)S_c}{\xi}. \qquad (2.38)$$

Из выражения (2.38) получаем зависимость, отражающую аналитическую связь параметров несовершенства скважины (ξ, τ, r'_0) с суммарными потерями напора ΔS на ее стенке:

$$\xi = \left(\frac{1}{\tau} - 1\right)\ln\frac{R}{r_0} = \ln\frac{r_0}{r'_0} = \frac{2\pi T_D}{Q}\Delta S. \qquad (2.39)$$

Графики функции $\xi = f(\tau)$ для различных значений $\ln\left(R/r_0\right)$ приведены на рис. 2.13.

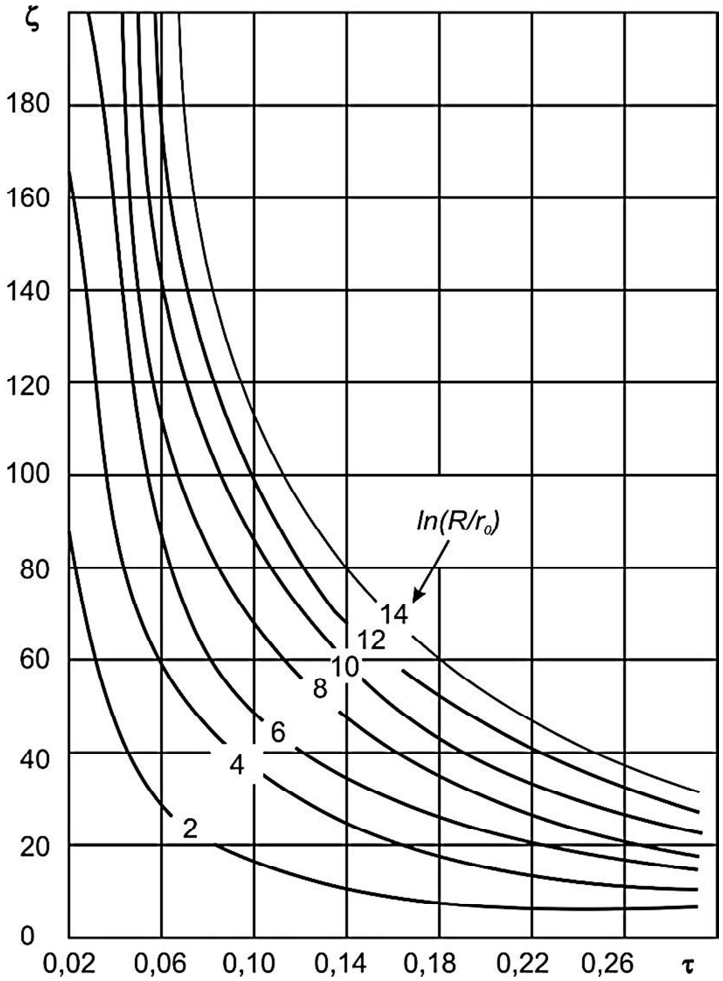


Рис. 2.13. Графики $\xi = f(\tau)$ для различных значений $\ln\left(R/r_0\right)$

Константа ξ широко используется в справочниках и называется *«поправкой к формуле Дюпюи на несовершенство возмущающей артезианской скважины»*:

$$Q = \frac{2\pi T_D S_c}{\ln\left(R/r_0'\right)} = \frac{2\pi T_D S_c}{\ln\left(R/r_0\right) + \xi}. \qquad (2.40)$$

Из (2.39) следует, что *величина* ξ *прямо пропорциональна пьезометрическому скачку уровней* ΔS *на стенке возмущающей скважины*. Это еще раз доказывает целесообразность измерения показателей несовершенства скважины величиной ΔS.

Из формулы (2.38) получаем:

$$Q = c\Delta S, \tag{2.41}$$

где

$$c = \frac{2\pi T_D}{\xi} = \text{const} \; - \tag{2.42}$$

угловой коэффициент прямой $Q = f(\Delta S)$.

Равенство (2.41) показывает, что *дебит артезианской скважины прямо пропорционален величине пьезометрического разрыва уровней* ΔS *на ее стенке.* Таким образом, суммарные потери напора ΔS являются мерой не только несовершенства скважины, но и ее производительности.

Формулы (2.10) и (2.38) позволяют вычислять ΔS по коэффициенту эффективности скважины τ:

$$\Delta S = (1 - \tau) S_{\text{c}}. \tag{2.43}$$

Из формулы (2.39) имеем зависимость для расчета приведенного радиуса r_0' возмущающей скважины r_0:

$$\ln r_0' = \ln r_0 - \xi; \qquad r_0' = \frac{r_0}{\exp(\xi)} = r_0 \exp(-\xi), \tag{2.44}$$

или, поскольку $\ln M = 2{,}3 \lg M$,

$$r_0' = r_0 10^{-\xi/2{,}3}. \tag{2.45}$$

По построению (методом расширенной депрессионной воронки) и физическому смыслу приведенный радиус r_0' представляет собой радиус идеальной скважины, которая дает дебит и депрессионную воронку реальной скважины r_0, но не обладает потерями напора

ΔS на своей стенке (у нее $S_c = S_0$ и $\Delta S = 0$). По этим причинам идеальная скважина имеет радиус r_0', существенно меньший действительного r_0, и всегда расположена внутри действительной скважины: $r_0' << r_0$ [13, 17].

Используя параметры пласта, депрессионной воронки и водозаборной скважины из своего варианта (табл. 2.1), по формуле (2.39) рассчитываем поправку ξ, а затем по формулам (2.44) и (2.45) – приведенный радиус r_0' возмущающей скважины. Имея опытное значение τ, по формуле (2.43) определим ΔS.

Полученные значения ξ сопоставляются с их аналогами в табл. 2.3 и делается вывод о степени несовершенства водозаборной скважины.

Таблица 2.3

Значения поправки ξ к формуле Дюпюи на несовершенство возмущающей артезианской скважины:
$\xi > 20$ – сильное несовершенство; $\xi = 10$–20 – средняя степень несовершенства; $\xi < 10$ – слабое несовершенство

τ	$\ln(R/r_0)$					
	4	6	8	10	12	14
0,10	36,00	54,00	72,00	90,00	108,0	126,00
0,12	29,32	43,98	58,64	73,30	87,96	102,60
0,14	24,56	36,84	49,12	61,40	73,68	85,96
0,16	21,00	31,50	42,00	52,50	63,00	73,50
0,18	18,20	27,30	36,40	45,50	54,60	63,70
0,20	16,00	24,00	32,00	40,00	48,00	56,00
0,25	12,00	18,00	24,00	30,00	36,00	42,00
0,30	9,32	13,98	18,64	23,30	27,96	32,62
0,35	7,04	10,56	14,08	17,60	21,12	24,64
0,40	6,00	9,00	12,00	15,00	18,00	21,00
0,45	4,89	7,33	9,78	12,22	14,66	17,11
0,50	4,00	6,00	8,00	10,00	12,00	14,00
0,55	3,27	4,91	6,54	8,18	9,82	11,45
0,60	2,67	4,00	5,33	6,67	8,00	9,33

Знание величин ξ и r_0' необходимо для решения дальнейших, более сложных задач определения гидрогеологических параметров пласта по данным одиночных опытных откачек, где широко используется формула (2.38).

Пример расчета. При опытной кустовой откачке из артезианской скважины радиуса $r_0 = 0{,}10$ м и глубиной 90 м получены следующие данные: $Q = 2000$ м^3/сут; $T_D = 1700$ м^2/сут; $S_c = 20{,}0$ м; $S_0 = 5{,}0$ м. Определить параметры несовершенства скважины.

Решение. По формуле (2.10) рассчитываем коэффициент эффективности скважины: $\tau = S_0 / S_c = 5/20 = 0{,}25$; по формуле (2.43) – величину суммарных потерь напора: $\Delta S = (1-\tau) S_c = 0{,}75 \cdot 20 = 15{,}0$ м. Имея эти данные, по формуле (2.39) определяем поправку на несовершенство возмущающей скважины:

$$\xi = \frac{2\pi T_D}{Q} \Delta S = \frac{2 \cdot 3{,}14 \cdot 1700}{2000} \cdot 15 = 80{,}07. \qquad (2.46)$$

Зная r_0 и ξ, из формулы (2.45) находим приведенный радиус r_0':

$$\lg r_0' = \lg r_0 - \frac{\xi}{2{,}3} = -1{,}0 - 34{,}8 = -35{,}8, \qquad (2.47)$$

откуда имеем $r_0' = 0{,}158 \cdot 10^{-35{,}0}$, м $= 1{,}58 \cdot 10^{-36{,}0}$, м.

Ту же величину получаем по формуле (2.43):

$$r_0' = r_0 e^{-\xi} = 0{,}1 \cdot e^{-80{,}07} = 0{,}1 \cdot 10^{-34{,}8} = 10^{-35{,}8}, \text{ м}. \qquad (2.48)$$

2.6. Гидрогеологические расчеты взаимодействующих скважин при установившемся движении подземных вод (задача 6)

Взаимодействующими скважинами называются такие, депрессионные воронки которых пересекаются и накладываются друг на друга, т. е. взаимодействуют (интерферируют) между собой. Это явление возникает при условии, когда расстояние между соседними

(взаимодействующими) скважинами L меньше суммы их радиусов влияния: $L < (R_1 + R_2)$.

При взаимодействии водозаборных скважин в пласте образуются *зоны интерференции*, отбор воды из которых осуществляется двумя и большим количеством скважин. Поэтому дебит взаимодействующих скважин при прочих равных условиях меньше, чем дебит одиночных (не взаимодействующих) скважин. Зато понижения уровней *ПВ* в зонах интерференции при этих условиях существенно выше, чем на остальных площадях, где взаимодействие скважин отсутствует. В этой связи задачи о соотношении дебита скважин и создаваемых ими понижений в пласте относятся к многофакторным и оптимальным, требующим технико-экономические обоснования.

Расчет взаимодействующих скважин, произвольно расположенных по площади пласта, сводится к решению двух задач: или задается дебит скважин и прогнозируются понижения уровня, или, наоборот, задаются понижения и определяется дебит водозабора или отдельной скважины. Гидрогеологические расчеты основаны на *методе суперпозиции* (наложения) возмущений и выполняются как для отдельных скважин при условии, что гидрогеологические параметры водоносных горизонтов определены заранее опытными кустовыми откачками.

Метод суперпозиции получил широкое распространение при моделировании потоков *ПВ* и базируется на принципе абсолютной независимости действия возмущений. Сущность метода состоит в том, что результирующее или суммарное понижение уровня в любой точке пласта *A* определяется простым алгебраическим сложением понижений, образуемых в отдельности каждой взаимодействующей скважиной (в предположении, что эта скважина работает как одиночная, без взаимодействия с другими).

Необходимо отметить, что *метод суперпозиции строго обоснован для потоков и деформаций, которые подчиняются прямо пропорциональным законам* $y(x) = ax$ [22]. Для нелинейных законов (типа $y(x) = bx^n$, $y(x) = c \cdot \exp(-kx)$ и др.) и областей, где линейные законы переходят в нелинейные, метод суперпозиции не применим из-за того, что результирующее возмущение не равно алгебраической сумме отдельных нелинейных возмущений. В этих случаях моделирование нелинейных потоков и процессов осуществляется

по специальным программам, учитывающим свойства нелинейных сред, нелинейных функций и входящих в них коэффициентов.

Решение данных задач для скважин, у которых пристеночные потери напора ΔS становятся функциями интерференции, является достаточно сложным и выполняется на различных аналоговых или вычислительных устройствах (интеграторах и компьютерах), где *ОФС* взаимодействующих скважин моделируются соответствующими сопротивлениями (гидравлическими, электрическими и др.), изменяющимися идентично степени интерференции скважин водозабора.

Рассмотрим типовую задачу определения понижения уровня в пласте при работе нескольких взаимодействующих скважин с заданными дебитами. В плане скважины расположены по вершинам неправильного многоугольника, внутри которого находится расчетная точка *A* (строительный котлован, заполняемый водой; строящийся шахтный ствол над артезианским пластом; литологическое «окно», вблизи которого остановлена проходка тоннеля или штрека, и т. д.).

Пусть в неограниченном по простиранию и однородном по водопроводимости ($T_D = \text{const}$) напорном пласте работает пять взаимодействующих скважин, характеристики которых приведены в табл. 2.4. Требуется определить суммарное понижение уровня S_A в точке пласта *A*, находящейся в зоне влияния всех пяти скважин (рис. 2.14). Все понижения отсчитываются от единого статического уровня с отметкой 220 м.

Таблица 2.4

Параметры взаимодействующих скважин; принимаем $\alpha = 1{,}10$

№ скважины	1	2	3	4	5
Дебит	Q_1	$Q_2 = \alpha Q_1$	$Q_3 = \alpha Q_2$	$Q_4 = \alpha Q_3$	$Q_5 = \alpha Q_4$
Радиус влияния	R_1	$R_2 = \alpha R_1$	$R_3 = \alpha R_2$	$R_4 = \alpha R_3$	$R_5 = \alpha R_4$
Расстояние до точки *A*	$r_1 < R_1$	$r_2 < R_2$	$r_3 < R_3$	$r_4 < R_4$	$r_5 < R_5$

Масштаб чертежа подбирается следующим образом. Если L – диаметр чертежа, а $r_{\max}$ – максимальное расстояние от скважин до точки A, то масштаб составит $L : 2r_{\max}$. Например, $L = 10$ см, $r_{\max} = 200$ м, тогда масштаб чертежа будет 1:4000.

Суммарное понижение S_A должно удовлетворять условию:

$$1{,}0 \text{ м} \le S_A \le 2{,}0 \text{ м}. \tag{2.49}$$

В соответствии с методом суперпозиции понижение S_A состоит из суммы понижений S_{rn}, создаваемых в отдельности каждой из взаимодействующих скважин, удаленных от точки A на расстояние r_n:

$$S_A = S_{r1} + S_{r2} + ... + S_{r5} = \sum_{n=1}^{n=5} S_{rn}. \tag{2.50}$$

Подставляя в формулу (2.50) понижения S_{rn}, по формуле (2.16) получаем:

$$S_A = \frac{1}{2\pi T_D}\left(Q_1 \ln\frac{R_1}{r_1} + Q_2 \ln\frac{R_2}{r_2} + ... + Q_5 \ln\frac{R_5}{r_5} \right). \tag{2.51}$$

При проектировании водозаборов *ПВ* часто дебиты взаимодействующих скважин принимаются равными: $Q_1 = Q_2 = ... = Q_n = Q$. В таких условиях в одном и том же пласте допускается равенство радиусов влияния $(R_1 = R_2 = ... = R_n = R)$ и формула (2.51) принимает вид:

$$\begin{aligned} S_A &= \frac{Q}{2\pi T_D}\left[n \ln R - \ln\left(r_1 r_2 ... r_n \right) \right] = \\ &= \frac{nQ}{2\pi T_D}\left[\ln R - \frac{1}{n} \ln\left(r_1 r_2 ... r_n \right) \right]. \end{aligned} \tag{2.52}$$

Воспользуемся понятием *приведенного радиуса скважинной системы* или водозабора *ПВ*:

$$r_s = \left(r_1 r_2 ... r_n \right)^{1/n}. \tag{2.53}$$

С учетом (2.53) формула (2.52) принимает вид:

$$S_A = \frac{nQ}{2\pi T_D} \ln \frac{R^*}{r_s}, \qquad (2.54)$$

где R^* – радиус влияния системы взаимодействующих скважин радиусом r_S, т. е. R^* – радиус влияния водозабора, состоящего из n взаимодействующих скважин. На водозаборах Беларуси R^* изменяется от 11,0 км (г. Мозырь, палеогеновый водоносный горизонт) до 30,0 км (г. Минск, верхнепротерозойский водоносный горизонт).

Расположим взаимодействующие скважины по окружности радиусом R_0, а точку A – в центре этого круга. Тогда $r_1 = r_2 = ... = r_n = R_0$. Учитывая это равенство, из формул (2.52) и (2.54) получаем:

$$S_A = \frac{\mathrm{n}Q}{2\pi T_D}\left(\ln R^* - \frac{1}{n}\ln R_0^n\right) = \frac{nQ}{2\pi T_D}\ln\frac{R^*}{R_0}. \qquad (2.55)$$

Если понижение уровня в центре круговой системы скважин считать заданным и равным $S_A = S_0$, то формула (2.55) позволяет рассчитать суммарную производительность (суммарный расход) $nQ = Q_{\text{сум}}$ данной системы скважин:

$$Q_{\text{сум}} = \frac{2\pi T_D S_0}{\ln\left(R^*/R_0\right)}. \qquad (2.56)$$

Из выражения (2.56) следует, что система водозаборных скважин, расположенных по кругу, обеспечивает такой же дебит, как и воображаемая одиночная скважина при понижении уровня в ее центре на величину S_0 с радиусом фильтра R_0, равным радиусу круговой системы скважин. Отсюда видно, что при определении водопритоков реальные системы взаимодействующих скважин можно заменять одной фиктивной скважиной (или колодцем) с радиусом, равным радиусу круга R_0, площадь которого совпадает с площадью реальной системы расположения скважин. Поэтому фор-

мула (2.56) известна как формула *«большого колодца»*. Она широко используется для определения водопритоков к карьерам и суммарной производительности водозаборов *ПВ*. При этом площадь реального контура группового водозабора F приводится к равновеликой площади круга радиусом R_0. Тогда из равенства $F = \pi R_0^2$ находим радиус «большого кольца» с равновеликой площадью:

$$R_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}}, \tag{2.57}$$

где F – реальная площадь группового водозабора или любой системы взаимодействующих скважин.

Порядок выполнения задания. Используя гидрогеологические параметры пласта и водозаборной скважины из своего варианта (табл. 2.1), для первой взаимодействующей скважины принимаем готовые радиус влияния R_1 и дебит Q_1, соответствующий первому понижению S_{c1} в паспорте артезианской скважины (см. п. 2.1). Далее по условиям табл. 2.4 рассчитываем дебиты $(Q_2,..., Q_5)$ и радиусы влияния $(R_2,..., R_5)$ остальных четырех скважин. Имея эти данные, предварительно расположим все пять скважин равномерно вокруг точки *A*. Для уточненения определим расстояния r_n, на которых скважины будут создавать в точке *A* необходимые нам понижения S_{rn}.

Пусть для первой скважины $S_{r1} = S_A/5 = 0{,}20$ м. Тогда удаление этой скважины от точки *A* составит:

$$\ln r_1 = \ln R_1 - \frac{2\pi T_D}{Q_1} S_{r1} = \ln R_1 - \frac{2\pi T_D}{Q_1} 0{,}20, \tag{2.58}$$

где понижения и расстояния определены в метрах.

Для остальных четырех скважин задаемся понижениями, соответствующими их дебитам: $S_{r2} = \alpha S_{r1}$, $S_{r3} = \alpha S_{r2}$ и т. д. Подставляя эти понижения в формулу (2.16) или (2.58), получаем искомые r_n:

$$\ln r_n = \ln R_n - \frac{2\pi T_D}{Q_n} S_{rn}. \tag{2.59}$$

Варьируя понижениями S_{rn}, добиваемся полного соблюдения условия (2.49) и одновременно уточняем расстояния r_n. Результаты расчетов сводим в таблицу и в принятом масштабе $L{:}2r_{\max}$ строим окончательный план размещения водозаборных скважин (рис. 2.14).

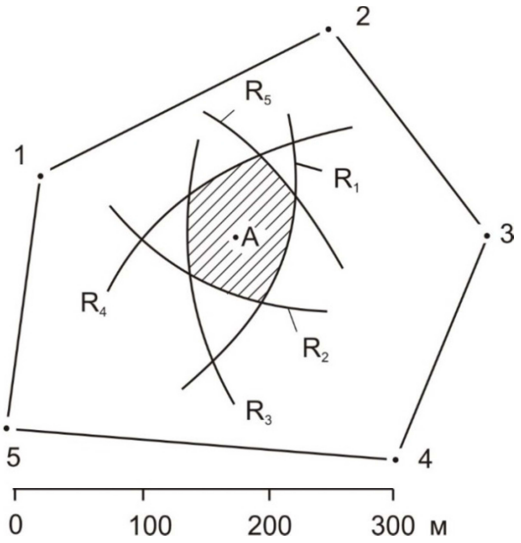


Рис. 2.14. План размещения взаимодействующих скважин с радиусами влияния $R_2 = \alpha R_1$, $R_3 = \alpha R_2$ и т. д. Точка A расположена в зоне влияния всех пяти скважин. Масштаб чертежа 1:5000

2.7. Расчет и построение графиков временного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln t)$ (задача 7)

При пуске скважины в работу вокруг нее в пласте начинается процесс понижения уровня и формируется неустановившаяся депрессионная воронка (рис. 2.15). Развитие этой воронки во времени и по площади неограниченного в плане пласта подчиняется определенным закономерностям, которые по своему содержанию подразделяются на три вида: графики временного $S_{rt} = f(\ln t)$, площадного $S_{rt} = f(\ln r)$ и комбинированного (по Джейкобу) $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^2\right)\right]$ прослеживания понижений уровня S_{rt}. Все три графика в полуло-

гарифмической системе координат представляются прямыми в отрезках типа (рис. 2.16)

$$y(\ln x) = y_0 + a \ln x, \tag{2.60}$$

каждый из которых характеризуется двумя константами: угловым коэффициентом a и начальным отрезком y_0 на оси понижений S_{rt}.

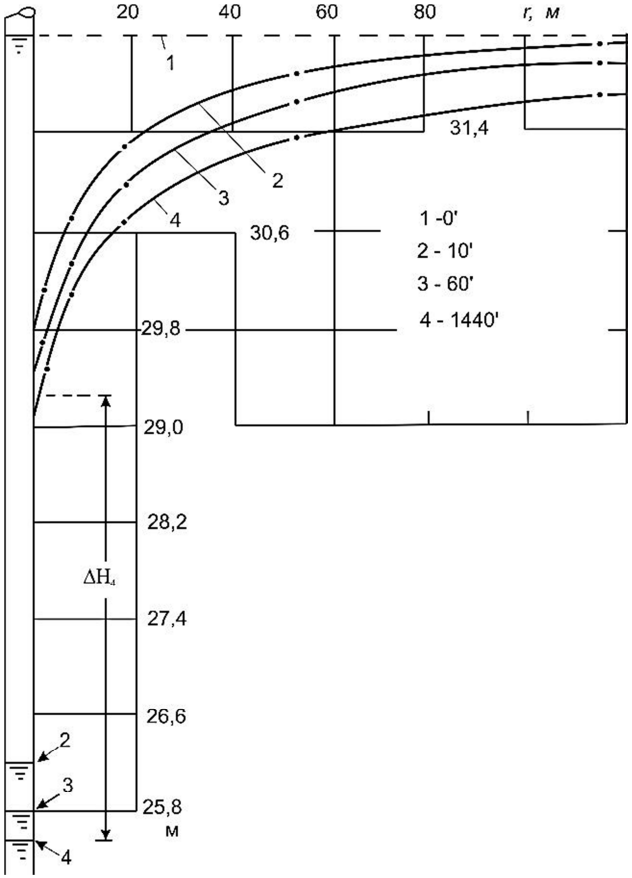


Рис. 2.15. Положение неустановившейся депрессионной поверхности грунтовых вод в координатах $S_{rt} = f(r)$ и уровня воды внутри дренажной скважины *7* спустя 10(2), 60(3) и 1440 мин (4) после пуска скв. *7* в работу с дебитом 145 м^3/час (опыт 23); ΔH_4 = 3,68 м – расчетная величина промежутка нависания у стенки скв. 7 на момент времени t_4 = 24 ч [13]

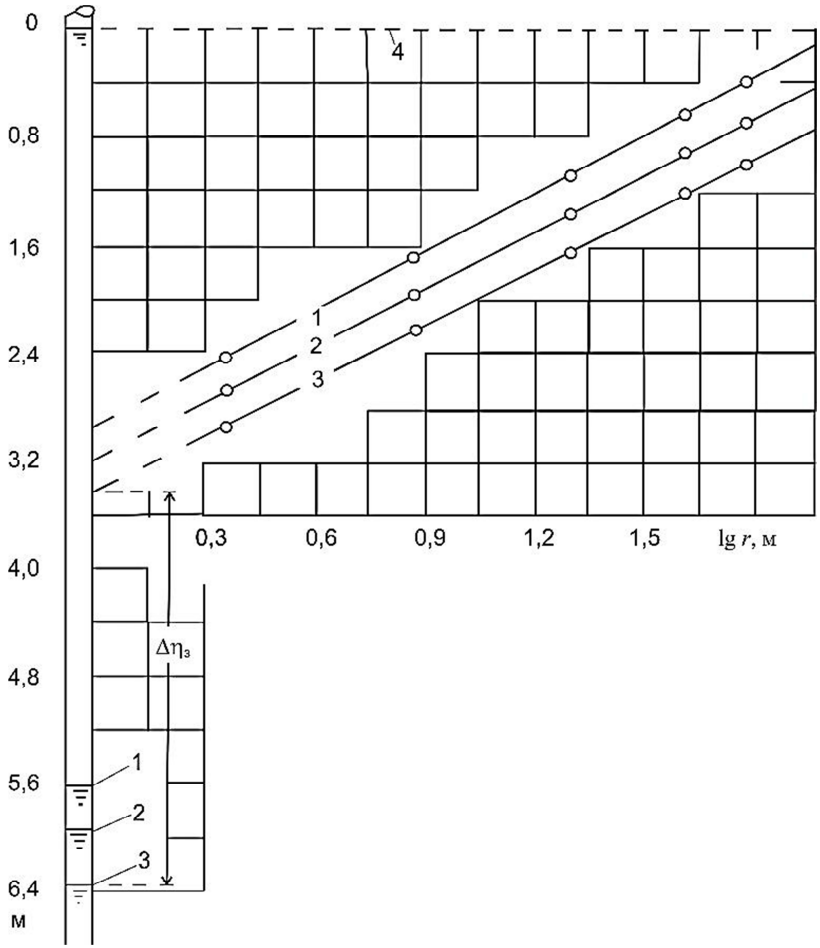


Рис. 2.16. Положение неустановившейся депрессионной поверхности грунтовых вод в координатах $S_{rt} = f(\lg r)$ и уровня воды внутри дренажной скважины *7* времени после пуска скважины в работу с дебитом 140 м^3/ч (опыт 49): через 0,5 (*1*), 3,0 (*2*) и 40,0 ч (*3*) после включения насоса в работу $\Delta H_3 = 2{,}92$ м – расчетная величина гидравлического скачка (промежутка нависания) у стенки дренажной скважины на момент времени $t_3 = 48{,}0$ ч; $S_{C3} = 6{,}36$ м; *4* – статический уровень [13]

Определив по опытным прямым эти константы, из них находим гидрогеологические параметры пласта и получаем возможность проектного прогноза формирования неустановившихся депрессионных

воронок как во времени, так и по площади водоносного горизонта. В этом и состоит сущность и основная ценность методологии, основанной на преобразованиях (2.60).

В реальных пластах дальность и скорость развития неустановившейся депрессионной воронки определяются, прежде всего, интенсивностью и режимом *площадного питания пласта* через его кровлю и подошву, часто называемое перетеканием *ПВ*. При *положительном перетекании* в возмущенном пласте формируется *поток переменной массы* с присоединяющимся путевым расходом, делающим процесс развития воронок затухающим. При оттоке *ПВ* из возмущенного горизонта в смежные перетекание называется *отрицательным* и формирует поток переменной массы с отсоединяющимся путевым расходом. В гидрогеологических условиях Беларуси отрицательное перетекание физически быть не может по той причине, что статические уровни у всех артезианских горизонтов зоны активного водообмена расположены практически на одной отметке и потому в пределах депрессионных воронок пластовые давления в смежных горизонтах всегда превышают напоры возмущенного пласта [13].

Если кровля или подошва возмущенного пласта имеют незначительную или «нулевую» (как у глин, алевролитов) водопроницаемость, то перетекание отсутствует, а пласт называется *абсолютно изолированным* или *идеальным.* Фильтрационные потоки в таких пластах обладают постоянным расходом, не изменяющимся по пути движения, а депрессионные воронки достигают границ пласта, если он конечных размеров, или неограниченно растут в бесконечных по простиранию горизонтах.

В зависимости от степени гидравлической связи возмущенного пласта с соседними по разрезу перетекание может проявиться быстро или постепенно, в течение нескольких месяцев или годами. Суммарный расход *ПВ*, участвующих в перетекании, называется *привлекаемыми ресурсами*. На водозаборах *ПВ* Беларуси величина этих ресурсов по отношению к суммарной производительности водозаборов изменяется от 0–10 % в достаточно изолированных пластах зоны замедленного водообмена до 60–80 % в горизонтах четвертичной толщи, дренируемой речной сетью. Отсюда следует, что с позиции водного баланса методология переоценки утвержденных запасов пресных *ПВ* Беларуси должна базироваться на теории много-

слойных толщ, объединяемых перетеканием в один водонапорный комплекс или *расчетный пласт* с обобщенными гидрогеологическими параметрами и соответствующими граничными условиями. Это значит, что утвержденные запасы в объеме 15–18 км^3/год, подсчитанные по альтернативной *теории запасов не взаимодействующих водоносных горизонтов*, завышены как минимум на величину привлекаемых ресурсов, т. е. более чем на 50 % [3, 32, 34].

В качестве внешних признаков проявления перетекания часто используют два критерия. К первому из них относятся *смежные депрессионные воронки*, образующиеся в сопредельных возмущенному водоносных горизонтах, из которых вода поступает (перетекает) в возмущенный пласт. Данный фактор лежит в основе подсчета перетекания в *методе депрессионных воронок* (п. 1.2).

В качестве второго критерия наличия и величины перетекания применяют показатели, основанные на соотношении гидрогеологических параметров, получаемых по одним и тем же зависимостям отдельно для условий идеального и реального водоносных горизонтов [13, 14, 17]. Из таких зависимостей широко известна *основная формула теории упругого режима* – формула Тейса (Theis Ch. V., 1935) [31, 35, 42, 44]. Сопоставляя понижения уровней S_{rt}, рассчитанные по этой формуле, с реальными, полученными при опытных откачках, устанавливают закономерности в расхождениях между ними. Эти закономерности, будучи аппроксимированы эмпирическими функциями, затем в виде водобалансовых поправок на перетекание используются в формуле Тейса [11, 12, 17].

Если абсолютно изолированный горизонт неограничен по простиранию и однороден по водопроводимости $(T = \text{const})$ и пьезопроводности $(a = T/\mu = \text{const})$, то пуск в нем скважины с постоянным дебитом $(Q = \text{const})$ приводит к формированию в горизонте неустановившейся депрессионной воронки, три координаты которой (r, t, S_{rt}) с высокой степенью точности удовлетворяют формуле Тейса [7, 10, 31, 40]:

$$S_{rt} = \frac{Q}{4\pi T}\left[-Ei\left(-\frac{r^2}{4at}\right)\right] \approx \frac{Q}{4\pi T}\ln\frac{2{,}25at}{r^2}, \qquad (2.61)$$

где S_{rt} – понижение уровня в пласте на расстоянии r от оси возмущающей скважины в момент времени t после пуска скважины в работу;

$\mu = T/a$ – упругая водоотдача (упругоемкость) артезианского пласта, не обладающего площадным питанием;

$-Ei(-x)$ – интегральная показательная функция (при значениях аргумента $x \le 0,08$ с достаточной для практики точностью аппроксимируется логарифмической функцией). Это свойство $-Ei(-x)$ указывает на то, что в весьма обширной области пласта развитие нестационарной кривой депрессии идет в соответствии с законами *квазистационарного* или *регулярного* режима неустановившегося движения подземных вод, где по всем координатам независимых переменных господствует логарифмика.

Определив по опытным откачкам гидрогеологические параметры водоносного горизонта, по выражению (2.61) осуществляют прогноз развития неустановившейся депрессионной воронки для любых значений Q и t. Если для идеальных пластов такой прогноз достаточно обоснован, то в реальных пластах, обладающих площадным питанием, все гидродинамические процессы носят затухающий во времени и пространстве характер и требуют введения в выражение (2.61) соответствующих площадных и временных «поправок». Сначала рассмотрим эту задачу с позиции временных прогнозов динамики S_{rt} в зоне квазистационарного режима.

Цель задания – раскрыть основные закономерности снижения неустановившейся депрессионной поверхности в различных наблюдательных скважинах (точках пласта) $r_1, r_2, ..., r_n$. Следуя Джейкобу (Jacob C. E., 1940), установим функцию, выполняющую эту роль. Полагая в выражении (2.60) $r = \text{const}$, получаем:

$$S_{rt} = A_r + i \ln t, \qquad r = \text{const}, \tag{2.62}$$

где

$$i = \frac{S_{rt2} - S_{rt1}}{\ln\left(t_2/t_1\right)} = \frac{Q}{4\pi T} = \text{tg}\alpha = \text{const} \; - \tag{2.63}$$

угловой коэффициент прямой $S_{rt} = f(\ln t)$, определяемый по опытным величинам r, t, S_{rt};

$$A_r = i \ln\left(\frac{2{,}25a}{r^2}\right) = \text{const} \quad - \tag{2.64}$$

начальный отрезок на оси понижений, отсекаемый прямой $S_{rt} = f(\ln t)$, т. е. величина S_{rt} в точке r в момент времени $t = 1$ (рис. 2.17).

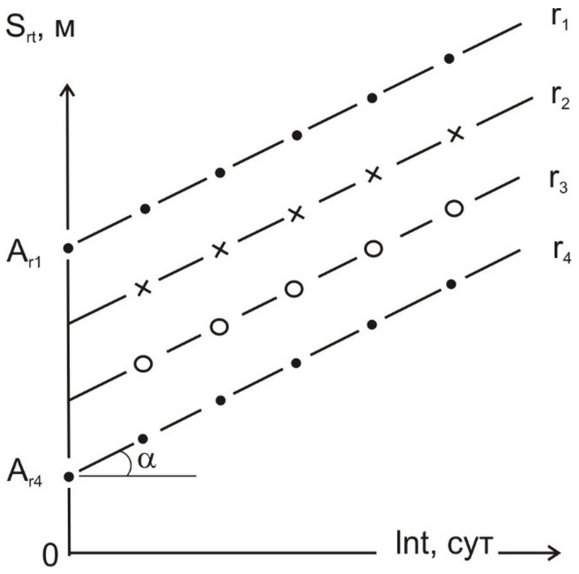


Рис. 2.17. Графики временного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln t)$ в четырех наблюдательных скважинах (точках пласта) $r_1 < r_2 < r_3 < r_4$ при данном дебите возмущающей скважины $Q = \text{const}$

Равенство (2.63) отражает *первое свойство квазистационарного режима неустановившегося движения ПВ:* во всех точках $r = \text{const}$ этого режима графики временного прослеживания понижений $S_{rt} = f(\ln t)$ являются прямыми и параллельны друг другу, что свидетельствует о едином темпе снижения уровня в этой зоне.

Когда i известен, определение *водопроводимости пласта по Тейсу* не представляет труда:

$$T = \frac{Q}{4\pi i} = \frac{Q}{4\pi \operatorname{tg}\alpha}. \tag{2.65}$$

Используя формулу (2.61) и опытные r, t, i, S_{rt}, рассчитываем коэффициент пьезопроводности:

$$\ln a = 2{,}3\lg a = \frac{S_{rt}}{i} + 2\ln r - \ln t - 0{,}81 \tag{2.66}$$

или, сняв отрезок A_r с графика $S_{rt} = f(\ln t)$,

$$\ln a = 2{,}3\lg a = \frac{A_r}{i} + 2\ln r - 0{,}81. \tag{2.67}$$

В абсолютно изолированных артезианских пластах, залегающих на глубинах до 200–300 м, коэффициент пьезопроводности изменяется в пределах $n10^4$–$n10^6$ м^2/сут и является функцией трех главных факторов: водопроницаемости пласта, сжимаемости водовмещающих пород и динамики горного давления, возникающей в районе развития депрессионной воронки. Здесь n – число, изменяющееся от 1,0 до 9,9 в зависимости от величины коэффициента фильтрации пласта ($k \le 50$ м/сут):

$$n = k/5. \tag{2.68}$$

Таблица 2.5

Значения r и t, используемые для построения графиков временного, площадного и комбинированного прослеживания понижения уровней S_{rt}, м

r, м	1	2	5	10	20	40	70	110	160
t, сут	1	2	5	10	20	40	70	110	160
$\ln(r,t)$	0	0,69	1,61	2,30	3,00	3,69	4,25	4,70	5,07
$\lg(r,t)$	0	0,30	0,70	1,00	1,30	1,60	1,845	2,04	2,20

Дополнительно уточняем величину пьезопроводности пласта a как функцию глубины его залегания H:

$$\left.\begin{aligned} &H \le 100\ \text{м} \ \rightarrow\ a = n \cdot 10^4\ \text{м}^2/\text{сут};\\ &100 \le H \le 200\ \text{м} \ \rightarrow\ a = n \cdot 10^5\ \text{м}^2/\text{сут};\\ &200 < H \le 300\ \text{м} \ \rightarrow\ a = n \cdot 10^6\ \text{м}^2/\text{сут}. \end{aligned}\right\} \qquad (2.69)$$

Примем следующие диапазоны изменения остальных гидрогеологических параметров и дебита возмущающих скважин [13]:

$$\left.\begin{aligned} &Q = 1000 - 4000\ \text{м}^3/\text{сут};\\ &i = \frac{Q}{4\pi T} = 0{,}05 - 0{,}30\ \text{м};\\ &T = 200 - 2000\ \text{м}^2/\text{сут}. \end{aligned}\right\} \qquad (2.70)$$

Таблица 2.6

Понижения S_{rt}, м, в абсолютно изолированном и неограниченном по простиранию артезианском пласте водопроводимостью $T = 1592{,}4$ м^2/сут и пьезопроводностью $a = 9{,}1 \cdot 10^5$ м^2/сут, формирующиеся при работе в нем скважины с дебитом 2000 м^3/сут для значений r_n и t_n, заданных в табл. 2.5

r_n, м / t_n, сут	r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6	r_7	r_8	r_9
t_1	1,45	1,31	1,13	0,99	0,85	0,71	0,60	0,51	0,44
t_2	1,52	1,38	1,20	1,06	0,92	0,78	0,67	0,58	0,51
t_3	1,61	1,47	1,29	1,15	1,01	0,87	0,76	0,67	0,60
t_4	1,68	1,54	1,36	1,22	1,08	0,94	0,83	0,74	0,67
t_5	1,75	1,61	1,43	1,29	1,15	1,01	0,90	0,81	0,74
t_6	1,82	1,68	1,50	1,36	1,22	1,08	0,97	0,88	0,81
t_7	1,88	1,74	1,56	1,42	1,28	1,14	1,03	0,94	0,86
t_8	1,92	1,78	1,60	1,46	1,32	1,18	1,07	0,98	0,91
t_9	1,96	1,82	1,64	1,50	1,36	1,22	1,11	1,02	0,95

Графики $S_{rt} = f(\ln t)$ строятся для двух дебитов, соответствующих двум (по указанию преподавателя) понижениям в паспорте артезианской скважины (п. 2.1). Пользуясь формулой

$$S_{rt} = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2{,}25at}{r^2} = i\left(0{,}8l + \ln a + \ln t - 2\ln r\right) \qquad (2.71)$$

и принятыми значениями гидрогеологических параметров ($i = \text{const}$, $a = \text{const}$), для этих дебитов сперва создаем массивы расчетных понижений S_{rt} для четырех или более расстояний r и 4–6 моментов времени t, указанных в табл. 2.5. Предполагая, что мы провели опытную кустовую откачку при двух дебитах и получили массивы опытных S_{rt}, для четырех наблюдательных скважин (каждой в отдельности $r = \text{const}$) строим графики $S_{rt} = f(\ln t)$ и приступаем к их обработке и анализу.

Пример выполнения задания. Имеем следующие результаты опытной кустовой откачки из скважины глубиной 120 м: $Q = 2000$ м^3/сут, $i = Q/4\pi T = 0{,}1$ м, $a = 9{,}1 \cdot 10^5$ м^2/сут, $m = 35{,}0$ м, $k = 45{,}5$ м/сут. Подставляя эти данные в формулу (2.71), получаем расчетную формулу:

$$\begin{aligned} S_{rt} &= 0{,}1 \cdot \left(0{,}81 + \ln\left(9{,}1 \cdot 10^5\right) + \ln t - 2\ln r\right) = \\ &= 0{,}1 \cdot \left(14{,}52 + \ln t - 2\ln r\right), \end{aligned} \qquad (2.72)$$

где r, S_{rt} – м; t – сут;

$$\ln\left(9{,}1 \cdot 10^5\right) = 2{,}3\left(\lg 9{,}1 + \lg 10^5\right) = 2{,}3\left(0{,}96 + 5{,}0\right) = 13{,}71.$$

Тогда для каждой скважины $r_n = \text{const}$ имеем:

скв. 1 ($r_1 = 1$ м): $S_{rt} = 0{,}1 \cdot \left(14{,}52 + \ln t\right)$, м; (2.73)

скв. 2 ($r_2 = 2$ м): $S_{rt} = 0{,}1 \cdot \left(13{,}13 + \ln t\right)$, м; (2.74)

скв. 3 ($r_3 = 5$ м): $S_{rt} = 0{,}1 \cdot \left(11{,}30 + \ln t\right)$, м; (2.75)

скв. 4 ($r_4 = 10$ м): $S_{rt} = 0{,}1 \cdot \left(9{,}92 + \ln t\right)$, м; (2.76)

скв. 5 ($r_5 = 20$ м): $S_{rt} = 0{,}1 \cdot \left(8{,}53 + \ln t\right)$, м; (2.77)

скв. 6 ($r_6 = 40$ м): $S_{rt} = 0{,}1 \cdot \left(7{,}14 + \ln t\right)$, м и т. д. (2.78)

Результаты вычислений S_{rt} сводим в таблицу, подобную табл. 2.6, и по ним строим графики $S_{rt} = f(\ln t)$ для нескольких наблюдательных скважин (рис. 2.18). Аналогичные вычисления и построения выполняем для другого дебита.

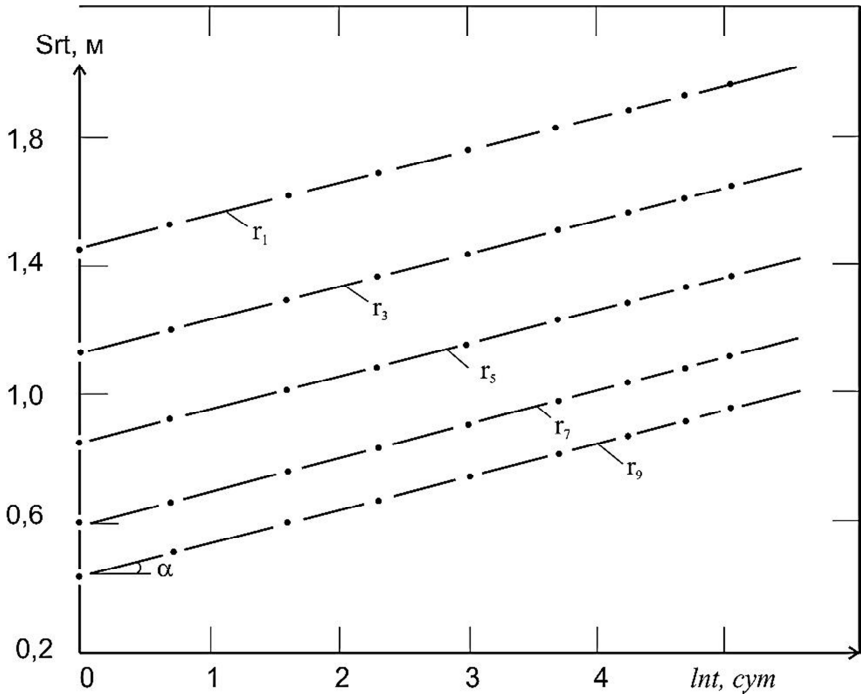


Рис. 2.18. Графики временного прослеживания понижения уровня $S_{rt} = f(\ln t)$ в пяти наблюдательных скважинах $r_1 < r_3 < r_5 \ldots < r_9$ при дебите Q = 2000 м^3/сут (по данным табл. 2.6)

2.8. Расчет и построение графиков площадного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln r)$ (задача 8)

Цель задания – раскрыть динамику формирования неустановившейся депрессионной воронки по площади пласта. Для этого неустановившуюся депрессионную поверхность, фиксируемую наблюдательными скважинами, будем как бы фотографировать в различ-

ные моменты времени $t = \text{const}$. Тогда, полагая в формуле (2.61) $t = \text{const}$, получаем:

$$S_{rt} = A_t - i_D \ln r, \qquad (t = \text{const}), \tag{2.79}$$

где

$$i_D = \frac{S_{r_1 t} - S_{r_2 t}}{\ln\left(r_2 / r_1\right)} = \frac{Q}{2\pi T_D} = \text{tg}\beta = \text{const} \; - \tag{2.80}$$

угловой коэффициент прямой $S_{rt} = f(\ln r)$;

$$A_t = i \ln\left(2{,}25at\right) = \text{const} \; - \tag{2.81}$$

начальный отрезок на оси понижений, отсекаемый прямой $S_{rt} = f(\ln r)$, т. е. A_t – величина S_{rt} в точке пласта $r = 1$ на момент времени $t = \text{const}$ (рис. 2.19).

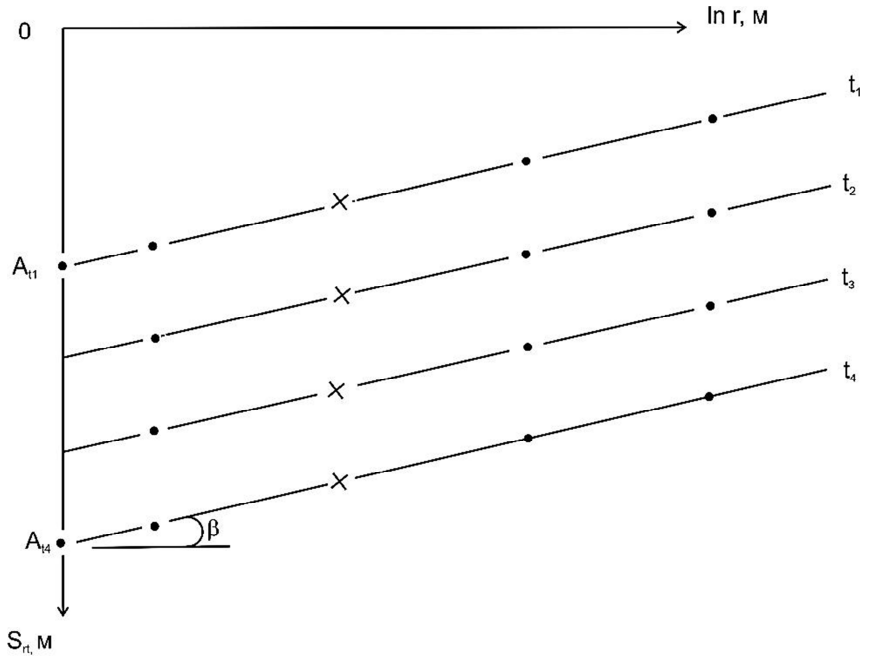


Рис. 2.19. Графики площадного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln rt)$ на четыре момента времени $t_1 < t_2 < t_3 < t_4$ при данном дебите возмущающей скважины $Q = \text{const}$

Определив по опытному графику $S_{rt} = f(\ln r)$ угловой коэффициент $i_D = \mathrm{tg}\beta$ и начальный отрезок A_t, рассчитываем *водопроводимость пласта по Дюпюи*

$$T_D = \frac{Q}{2\pi i_D} = \frac{Q}{2\pi \cdot \mathrm{tg}\beta} \tag{2.82}$$

и коэффициент пьезопроводности

$$\ln a = \frac{A_t}{i} - \ln t - 0{,}81. \tag{2.83}$$

Из формул (2.81) и (2.80) следует *второе свойство квазистационарного режима неустановившейся фильтрации:* на все моменты времени $t = \mathrm{const}$ этого режима графики площадного прослеживания $S_{rt} = f(\ln r)$ являются прямыми и параллельными друг другу, что указывает на существование здесь при установившейся и неустановившейся фильтрации одинакового (логарифмического) темпа перераспределения пластового давления вдоль координаты r.

Сопоставление констант выражений (2.63) и (2.80) показывает, что абсолютно изолированным пластам неограниченного простирания присуща следующая закономерность: комплексное произведение $i_D T_D$, характерное для площадного прослеживания S_{rt}, ровно в 2 раза превышает аналогичное произведение iT, сопровождающее временное прослеживание S_{rt} [13, 17]:

$$i_D T_D = 2iT = \frac{Q}{2\pi} = \mathrm{const}. \tag{2.84}$$

Из формулы (2.84) получаем *3-е свойство квазистационарного режима:* при условии равенства водопроводимостей пласта по Тейсу (T) и по Дюпюи (T_D) угловые коэффициенты i_D графиков площадного прослеживания S_{rt} равны удвоенному значению угловых коэффициентов i графиков временного прослеживания S_{rt}:

$$\text{при} \quad T_D = T \quad \text{имеем} \quad i_D = 2i. \tag{2.85}$$

В производственных условиях большое значение имеет равенство $i_D = 2i$; при его наличии величины водопроводимостей T и T_D, определенные по графикам соответственно временного и площадного прослеживания S_{rt}, т. е. по формулам неустановившейся и установившейся фильтрации, одинаковы.

Пример выполнения задания. Используя данные предыдущей задачи и значения r, t, S_{rt}, содержащиеся в табл. 2.6, определяем масштаб чертежа и строим графики $S_{rt} = f(\ln r)$ для всех девяти наблюдательных скважин на 4–6 момента времени $t = \text{const}$. Обработку и анализ полученных прямых производим по формулам (2.80)–(2.84). Аналоги учебных графиков приведены на рис. 2.20.

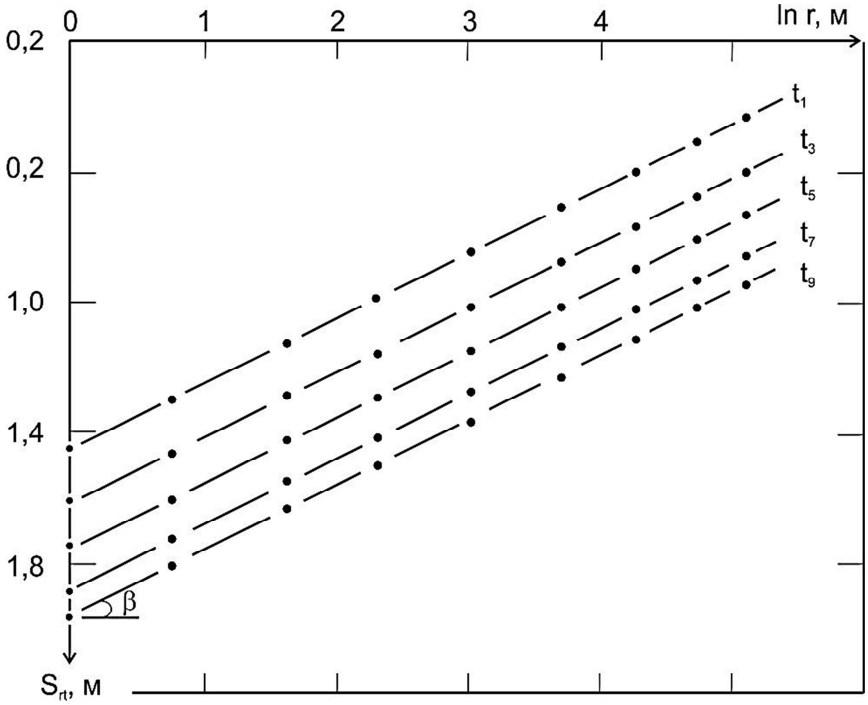


Рис. 2.20. Графики площадного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln r)$ на пять моментов времени $t_1 < t_3 < \ldots < t_9$ при дебите 2000 м^3/сут (по данным табл. 2.6)

2.9. Расчет и построение графиков комбинированного прослеживания понижений уровня (графиков Джейкоба) $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^2\right)\right]$ (задача 9)

С помощью преобразований $S_{rt} = f(\ln t)$ и $S_{rt} = f(\ln r)$ процесс формирования неустановившейся депрессионной воронки раскладывается на два семейства параллельных прямых соответственно по двум независимым переменным – логарифму времени t и логарифму расстояния r. Это «разложение» имеет фундаментальное значение для теории и методологии решения обратных задач подземной гидродинамики при оценке гидрогеологических параметров по данным опытных кустовых откачек. Но Джейкоб на этом не остановился. Была решена более трудная и важная задача – синтез этих семейств в одну прямую. Объединение выполняется с помощью *преобразования Джейкоба*

$$S_{rt} = f\left[\ln\left(\frac{t}{r^2}\right)\right], \tag{2.86}$$

в котором роль независимой переменной играет единственно возможная комбинация из двух предыдущих аргументов в виде t/r^2. Действительно, принимая эту комбинацию за одну переменную, из формулы (2.61) получаем прямую

$$S_{rt} = A_k + i\ln\left(\frac{t}{r^2}\right) \tag{2.87}$$

с угловым коэффициентом $i = \mathrm{tg}\alpha$ и начальным отрезком

$$A_k = i\ln 2{,}25a, \tag{2.88}$$

отсекаемым прямой (2.87) на оси S_{rt}, т. е. равным понижению в точке $t/r^2 = 1$, что возможно только при $t = r = 1$ (табл. 2.6 и 2.7, рис. 2.21).

Таблица 2.7

Понижения S_{rt}, м, (в числителе) и соответствующие им величины $\ln\left(t/r^2\right)$ (в знаменателе) при опытной кустовой откачке в абсолютно изолированном и неограниченном по простиранию артезианском пласте водопроводимостью $T = 1592{,}4$ м^2/сут и пьезопроводностью $a = 9{,}1 \cdot 10^5$ м^2/сут; дебит скважины $Q = 2000$ м^3/сут для значений r_n и t_n, заданных в табл. 2.5

r_n, м / t_n, сут	r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6	r_7	r_8	r_9
t_1	1,45 0,00	1,31 –1,38	1,13 –3,22	0,99 –4,60	0,85 –6,0	0,71 –7,38	0,60 –8,50	0,51 –9,40	0,44 –10,14
t_2	1,52 0,69	1,38 –0,69	1,20 –2,53	1,06 –3,91	0,92 –5,31	0,78 –6,69	0,67 –7,81	0,58 –8,71	0,51 –9,45
t_3	1,61 1,61	1,47 0,23	1,29 –1,61	1,15 –2,99	1,01 –4,39	0,87 –5,77	0,76 –6,89	0,67 –7,79	0,60 –8,53
t_4	1,68 2,30	1,54 0,92	1,36 –0,92	1,22 –2,30	1,08 –3,70	0,94 –5,08	0,83 –6,20	0,74 –7,10	0,67 –7,84
t_5	1,75 3,00	1,61 1,62	1,43 –0,22	1,29 –1,60	1,15 –3,00	1,01 –4,38	0,90 –5,50	0,81 –6,40	0,74 –7,14
t_6	1,82 3,69	1,68 2,31	1,50 0,47	1,36 –0,91	1,22 –2,31	1,08 –3,69	0,97 –4,81	0,88 –5,71	0,81 –6,45
t_7	1,88 4,25	1,74 2,87	1,56 1,03	1,42 –0,35	1,28 –1,75	1,14 –3,13	1,03 –4,25	0,94 –5,15	0,86 –5,89
t_8	1,92 4,70	1,78 3,32	1,60 1,48	1,46 0,10	1,32 –1,30	1,18 –2,68	1,07 –3,80	0,98 –4,70	0,91 –5,44
t_9	1,96 5,07	1,82 3,69	1,64 1,85	1,50 0,47	1,36 –0,93	1,22 –2,31	1,11 –3,43	1,02 –4,33	0,95 –5,07

Таким образом, по сравнению с методологией решения гидрогеологических задач, вытекающих из семейств прямых $S_{rt} = f(\ln t)$ и $S_{rt} = f(\ln r)$, графики комбинированного прослеживания S_{rt} (*графики Джейкоба)* образуют универсальную систему. Она позволяет однозначно судить не только о равенстве водопроводимостей T

и T_D, но и о постоянстве или изменяемости коэффициента пьезопроводности, наличии или отсутствии перетекания, реальной скорости и дальности распространения депрессионной воронки и других факторах – что несравнимо более важно. Поэтому метод комбинированного прослеживания, описываемый в формуле (2.87), как универсальный инструмент исследования неустановившейся фильтрации в идеальных и реальных пластах имеет для гидрогеологии исключительно важное значение и мы его рассмотрим основательно.

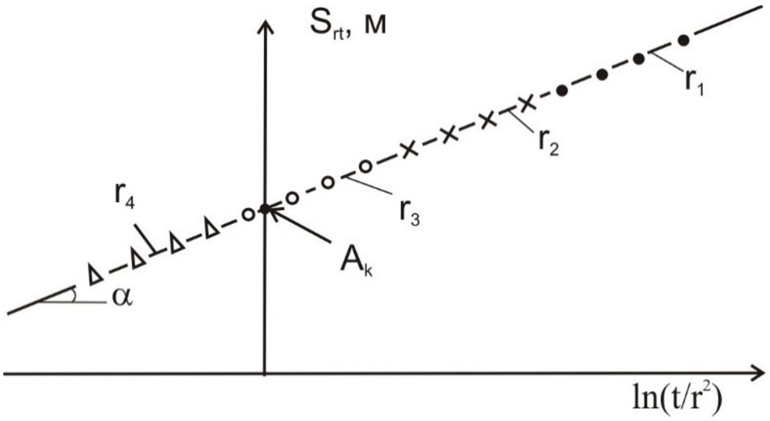


Рис. 2.21. График комбинированного прослеживания понижений уровня (график Джейкоба) $S_{rt} = f[\ln(t/r^2)]$ для четырех наблюдательных скважин $r_1 < r_2 < r_3 < r_4$ в абсолютно изолированном и бесконечном по простиранию артезианском пласте постоянной водопроводимости и пьезопроводности при работе в нем скважины с дебитом Q = const: $i = \mathrm{tg}\alpha = Q/4\pi T$; $A_k = i\ln 2{,}25a$ – величина S_{rt} в точке $t/r^2 = 1$ или $\ln(t/r^2) = 0$

Начнем с методологии. Имея опытный график Джейкоба (2.87), сначала получаем два исходных параметра: начальный отрезок A_k и угловой коэффициент (рис. 2.21)

$$i = \frac{S_{rt_2} - S_{rt_1}}{\ln\left(\frac{t_2}{r^2}\right) - \ln\left(\frac{t_1}{r^2}\right)} = \frac{S_{rt_2} - S_{rt_1}}{\ln\left(\frac{t_2}{t_1}\right)} = \mathrm{tg}\alpha = \frac{Q}{4\pi T}, \qquad (2.89)$$

который, как мы видим, равен угловому коэффициенту прямой $S_{rt} = f(\ln t)$. По ним рассчитываем водопроводимость пласта $T = Q/4\pi i$ и его пьезопроводность:

$$\ln a = 2{,}3\lg a = \frac{A_k}{i} - 0{,}81. \qquad (2.90)$$

При наличии опытного массива S_{rt} (у нас он представлен в табл. 2.6) расчет абсциссы $\ln\left(t/r^2\right)$ производится следующим образом.

Поскольку угловой коэффициент графика Джейкоба такой же, как у прямой (2.7), то в основу расчетов комплексной абсциссы $\ln\left(t/r^2\right)$ положим методологию построения графика $S_{rt} = f(\ln t)$, т. е. прямую Джейкоба будем строить «по кускам» для каждой наблюдательной скважины в отдельности, всегда полагая $r_n = \text{const}$.

Ньютон говорил: в *механике примеры не менее поучительны, чем сами правила*. Последуем этой мудрости. Требуется обработать результаты опытной кустовой откачки методом Джейкоба. Построение графика начнем со скважины $r_1 = 1$ м (табл. 2.6). Будем иметь:

для $t_1 = 1$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = 0 - 2\ln r_1 = 0;$

для $t_2 = 2$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = 0{,}69 - 2\ln r_1 = 0{,}69;$

для $t_3 = 5$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = 1{,}61 - 0 = 1{,}61;$

для $t_4 = 10$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = 2{,}30 - 0 = 2{,}30;$

для $t_5 = 20$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = 3{,}00 - 0 = 3{,}00$ и т. д.

Для скважины $r_2 = 2$ м:

для $t_1 = 1$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = 0 - 2\ln 2{,}0 = -2 \cdot 0{,}69 = -1{,}38;$

для $t_2 = 2$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = \ln 2 - 1{,}38 = 0{,}69 - 1{,}38 = -0{,}69;$

для $t_3 = 5$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = \ln 5 - 1{,}38 = 1{,}61 - 1{,}38 = 0{,}23;$

для $t_4 = 10$ сут: $\ln\left(t/r^2\right) = \ln 10 - 1{,}38 = 2{,}30 - 1{,}38 = 0{,}92$ и т. д.

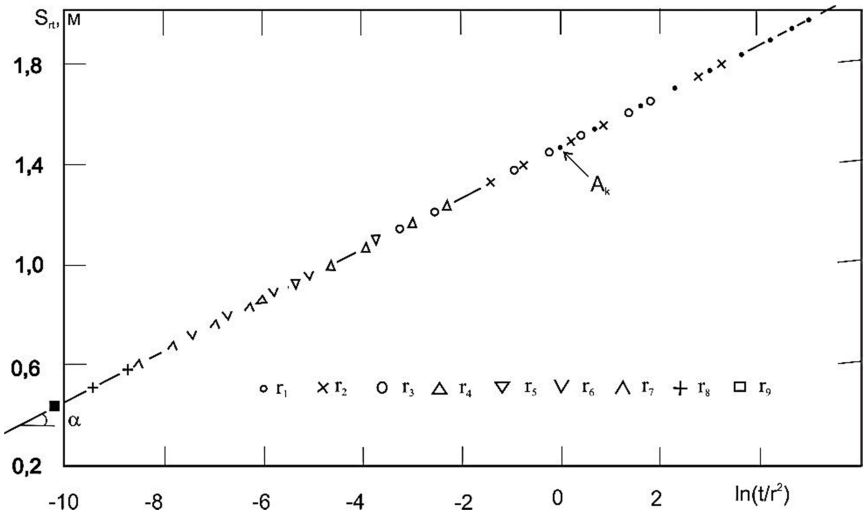


Рис. 2.22. График комбинированного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f[\ln t/r^2)]$ в абсолютно изолированном и неограниченном по простиранию артезианском пласте при работе в нем скважины с дебитом $Q = 2000$ м^3/сут: $i = \mathrm{tg}\alpha = 0{,}1$ м; $A_k = 1{,}45$ м; $\ln a = A_k / i - 0{,}81 = 13{,}69$ м^3/сут; $\lg a = \ln a / 2{,}3 = 5{,}95$; $a = 9{,}1 \cdot 10^5$ м^2/сут; $S_{rt} = 1{,}45 + 0{,}1\ln(t / r^2)$, м

Выполнив расчеты $\ln\left(t/r^2\right)$ для заданных r и t, их результаты и соответствующие S_{rt} из табл. 2.6 помещаем в новую таблицу, где S_{rt} расположим в числителе, а $\ln\left(t/r^2\right)$ – под ними в знаменателе (табл. 2.7). По данным этой таблицы строим график Джейкоба, аналогичный приведенному на рис. 2.22. В заключение приводим общую характеристику данного графика: 1) отмечаем, что он представляет собой плотную совокупность графиков $S_{rt} = f(\ln t)$, снятых с отдельных наблюдательных скважин и «нанизанных» на одну общую прямую Джейкоба; 2) это свойство графика комбинированного прослеживания S_{rt} можно интерпретировать также как

высокую однородность пласта по водопроводимости и пьезопроводности в пределах развития депрессионной воронки; 3) отсутствие «уходов» отдельных графиков с колеи общей прямой указывает, кроме того, на соответствие принятой модели гидравлической изолированности пласта реальной модели, на высокую точность гидрогеологических прогнозов развития неустановившейся депрессионной воронки и в целом – на достаточно близкую сходимость теории и практики.

2.10. Расчет и построение графиков комбинированного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^{2-\lambda}\right)\right]$ в пластах с перетеканием (задача 10)

При рассмотрении перетекания невозможно обойти вопрос о границах и граничных условиях водоносных горизонтов и соответственно *о расчетных схемах* пластов. Вкратце изложим гидрогеологическую теорию этой темы [31, 33, 36, 41, 42 и др.].

Среди множества гидрогеологических границ и граничных условий водоносных горизонтов широкое распространение получили два вида: *подвижные границы* и *неподвижные* (в плане). Подвижные границы идентичны радиусам влияния депрессионных воронок, развивающимся в неограниченных по простиранию пластах, и служат подвижными контурами питания потоков *ПВ*. Неподвижные границы совпадают с геологическими и присущи водоносным горизонтам как геологическим образованиям. Среди неподвижных или геологических границ выделяют в свою очередь два вида: открытые и закрытые.

Под *открытой границей водоносного горизонта* понимают неподвижный контур питания, на котором в период эксплуатации водозабора сохраняется (или поддерживается) постоянный напор $H = \text{const}$. Такими контурами обычно служат реки с незакольматированными руслами, берега водохранилищ, крупные (магистральные) каналы мелиоративных систем. Открытые границы являются источником постоянного восполнения запасов водоносных горизонтов и главной причиной быстрой стабилизации потоков *ПВ*.

Закрытыми границами водоносных горизонтов называют контактные зоны и полосы, где водовмещающие породы горизонта выклиниваются и замещаются водоупорными, например, моренами,

глинами, алевролитами. Поэтому со стороны закрытых границ вода не поступает в пласт и напор на этих границах является функцией режима водоотбора из пласта и при работе водозабора постоянно понижается. В итоге закрытые границы не способствуют стабилизации потоков *ПВ* и становятся первопричиной истощения их запасов.

В зоне активного водообмена Беларуси, являющейся источником пресных *ПВ*, распространены *полуоткрытые* или *частично открытые границы,* занимающие промежуточное положение между идеальными открытыми и закрытыми. В каждом конкретном случае для установления аналитического вида реальной границы нужны специальные гидрогеологические исследования [4, 7, 9, 10, 27, 41 и др.].

Совокупность открытых, закрытых и других видов реальных границ и присущих им граничных условий, а также закономерности их взаимодействия составляют основу *теории граничных условий водоносных горизонтов.* Главным понятием этой теории является *расчетная схема водоносного горизонта* или *пласта.* Под нею будем понимать плановую геометрическую форму пласта с основными, достаточно упрощенными или схематизированными, граничными условиями на его внешних границах. Среди множества природных форм и граничных условий водоносных горизонтов аналитически решены наиболее простые и общие. К основным из них можно отнести следующие расчетные схемы пластов: 1) *неограниченный пласт* (ни в одной точке этого пласта нет препятствий для развития неустановившейся депрессионной воронки в данный период времени); 2) *полубесконечный* или *полуограниченный пласт*, обладающий одной прямолинейной границей (открытой или закрытой); 3) *пласт-полоса*, образуемый двумя параллельными границами (открытыми, закрытыми, комбинированными); 4) *пласт-угол*, обладающий двумя пересекающимися прямолинейными границами, и т. д. (рис. 2.23).

В абсолютно изолированном и неограниченном по простиранию пласте развитие неустановившейся депрессионной воронки идет бесконечно долго $(t \to \infty)$ и распространяется бесконечно далеко $(R_t \to \infty)$. В природных пластах фактор перетекания существенно ограничивает развитие нестационарной воронки, как во времени, так и по площади. Поэтому неустановившееся движение *ПВ* в пластах с перетеканием носит затухающий характер, обусловленный рассеянием пластовой энергии, и только в некотором интервале

пространства и времени, как показывают многочисленные опыты [11, 12, 13], подчиняется закономерностям *идеального квазистационарного режима.* Установлено [14, 17]: свойства *естественного* или *природного*, *квазистационарного режима*, присущего пластам с перетеканием, существенно отличаются от свойств его теоретического аналога, наблюдаемого в идеальных пластах. Ввиду исключительной важности природного квазистационарного режима для практики рассмотрим его основные свойства [13, 17, 40].

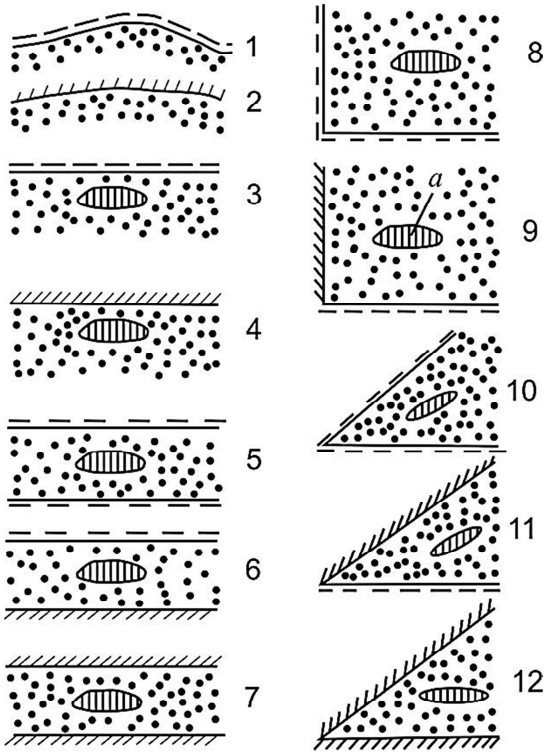


Рис. 2.23. Расчетные схемы водоносных пластов:
1 – граница пласта открытая (проницаемая), представленная контуром реки, водохранилища, канала; *2* – граница пласта закрытая (непроницаемая), представленная водоупором; *3* – полубесконечный открытый пласт; *4* – полубесконечный закрытый пласт; *5* – пласт-полоса открытая; *6* – пласт-полоса полуоткрытая; *7* – пласт-полоса закрытая; *8* – пласт-квандрант открытый; *9* – пласт-квадрант полуоткрытый; *10–12* – пласты-клинья: соответственно открытый пласт-клин, полуоткрытый и закрытый; *а* – водозабор *ПВ*

Ключ к рассмотрению этих свойств естественного квазистационарного режима дали результаты опытных кустовых откачек, выполненных при неустановившемся движении *ПВ* (прил. 3). Были сопоставлены рассмотренные выше (пп. 2.7–2.9) графики временного $S_{rt} = f(\ln t)$, площадного $S_{rt} = f(\ln r)$ и комбинированного (по Джейкобу) $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^2\right)\right]$ прослеживания понижений уровня, присущие идеальному квазистационарному режиму, с опытными, полученными в неограниченных по простиранию пластах с перетеканием, однородных по водопроводимости ($T = \text{const}$ и $T_D = \text{const}$). Оказалось, что *естественный квазистационарный режим* неустановившегося движения *ПВ* обладает следующими свойствами:

1. В области существования этого режима

$$1{,}0 \text{ м} \le r \le r_{kV} << R_t = 1{,}5\sqrt{at} \tag{2.91}$$

графики временного $S_{rt} = f(\ln t)$ и площадного $S_{rt} = f(\ln r)$ прослеживания понижений уровня, как и в случае идеального режима, образуют семейства параллельных прямых с угловыми коэффициентами соответственно $i = Q/4\pi T = \text{const}$ и $i_D = Q/2\pi T_D = \text{const}$. Но соотношение между величинами этих коэффициентов удовлетворяет не условию (2.85), а неравенствам [11, 12, 13]

$$i_D \ne 2i \quad \text{и} \quad T_D \ne T. \tag{2.92}$$

Из формулы (2.91) видно, что перетекание возникает не по всей площади растущей депрессионной воронки $r \le R_t$, а в строго определенной области в ее центре $r_{kV} < R_t$. Величина r_{kV} является функцией интенсивности возмущения пласта, гидрогеологических условий и направленности перетекания; в зоне активного водообмена Беларуси она составляет [13, 14, 17] для положительного и отрицательного перетеканий соответственно:

$$\left.\begin{aligned} &(\lambda < 0) \rightarrow r_{kV} = 50\text{–}300 \text{ м}; \\ &(0 < \lambda < 1{,}5) \rightarrow r_{kV} = 200\text{–}700 \text{ м и более}. \end{aligned}\right\} \tag{2.93}$$

Возникновение перетекания в области $r \le r_{kV}$ объясняется тем, что понижения уровней здесь превышают некоторую критическую величину, соответствующую *начальному градиенту перетекания* i_0^* через разделяющие малопроницаемые слои:

$$\frac{S_{rt}}{m_e} > i_0^*, \tag{2.94}$$

где m_e – эффективная мощность водоупорной кровли или подошвы возмущенного пласта.

Аналогом i_0^* может служить *начальный градиент напора* i_0 в обобщенном законе Дарси [7, 8, 10, 35, 37]

$$V(i) = k_0(i \pm i_0) = \pm V_0 + k_0 i, \tag{2.95}$$

где $\pm i_0$ – начальный отрезок на оси градиентов i, отсекаемый продолжением прямой $V(i)$;

$\pm V_0 = \pm k_0 i_0$ – то же на оси скоростей V;

$$k_0 = \frac{V_2 - V_1}{i_2 - i_1} = \frac{V}{i \pm i_0} = \mathrm{tg}\beta = \mathrm{const} \; - \tag{2.96}$$

коэффициент фильтрации в кусочно-линейной модели (2.95), численно равный угловому коэффициенту $\mathrm{tg}\beta$ прямой (2.95); методология определения k_0 принципиально отличается (и математически, и технологически) от методологии оценки коэффициента фильтрации k в *однопараметрическом* или *прямо пропорциональном* законе Дарси:

$$V(i) = ki. \tag{2.97}$$

Действительно, если пренебречь этим отличием (что случается на производстве) и расчет k_0 традиционно вести с позиции методологии закона (2.97)

$$k = \frac{V_1}{i_1} = \frac{V_2}{i_2} = ... = \frac{V_n}{i_n} = \text{tg}\alpha = \text{const}, \qquad (2.98)$$

то вместо константы k_0 для геологических сред (2.95) получаем функцию *В. А. Флорина* (1951 г.):

$$k(i) = \frac{V}{i} = k_0\left(1 \pm \frac{i_0}{i}\right) = f(i). \qquad (2.99)$$

Очевидно, эта функция появляется всегда, когда главный параметр *кусочно-линейных* или *двухпараметрических моделей*

$$y(x) = a_0(x \pm x_0) = \pm y_0 + a_0 x, \qquad (2.100)$$

a_0 определяется по методологии моделей прямо пропорциональных

$$y(x) = ax; \qquad (2.101)$$

$$a(x) = \frac{y(x)}{x} = a_0 \pm \frac{y_0}{x}. \qquad (2.102)$$

Функции Флорина (2.102) можно встретить также в механике грунтов и строительной механике при расчетах модулей деформации и других механических параметров кусочно-линейных сред типа (2.100) методами прямо пропорциональных моделей (2.101) [21, 22].

2. Неравенства (2.92) образуются перетеканием и вместе с другими факторами приводят к тому, что величины коэффициента пьезопроводности $\ln a(r)$, определяемые по формуле (2.66), также становятся функцией перетекания и изменяются вдоль пути движения потока r в соответствии с динамикой путевого расхода $Q(r) = f(r)$ по зависимости [11, 12, 13]

$$\ln a(r) = \ln a_0 + \lambda \ln r \quad (r \le r_{\kappa V}). \qquad (2.103)$$

Эта зависимость в билогарифмической системе координат $\ln a(r) = f(\ln r)$ представляет собой прямую с начальным отрезком $\ln a_0$ на оси $\ln a(r)$ и угловым коэффициентом (рис. 2.24, 2.25)

$$\lambda = \frac{\ln a(r_2) - \ln a(r_1)}{\ln(r_2/r_1)} = \frac{\ln a(r) - \ln a_0}{\ln r} = \\ = 2 - \frac{i_D}{i} = 2\left(1 - \frac{T}{T_D}\right) = \text{const}, \tag{2.104}$$

зависящим от интенсивности возмущения пласта. В пластах с *отрицательным перетеканием* (интенсивное испарение с УГВ, «утечки» в соседние горизонты) $\lambda > 0$; в пластах с *положительным перетеканием* (приток из смежных горизонтов в возмущенный) $\lambda < 0$ и указывает на то, что вместе с ростом путевого расхода, т. е. с уменьшением r, наблюдается увеличение обобщенной пьезопроводности пласта.

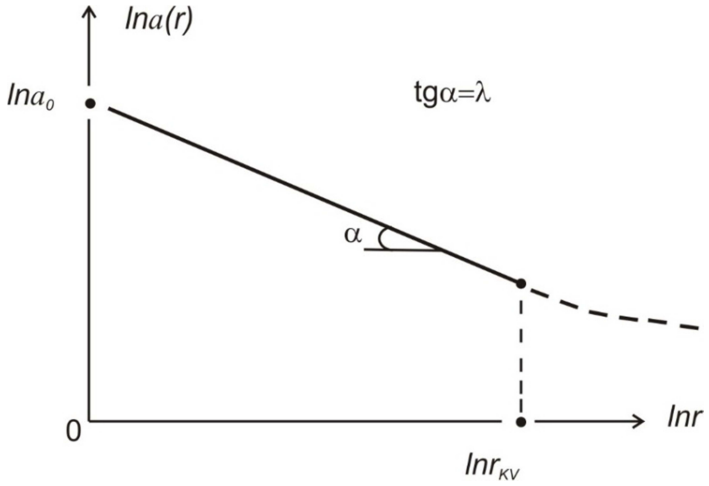


Рис. 2.24. Типичный график изменения коэффициента пьезопроводности $a(r)$ вдоль пути движения r ассиметричного фильтрационного потока переменной массы в зоне квазистационарного режима $r \le r_{kV}$, формирующегося в условиях перетекания подземных вод: $\ln a_0$ – аппроксимационная константа прямой $\ln a(r) = f(\ln r)$, равная величине $\ln a(r)$ в точке $r = 1$; $\text{tg}\alpha = \lambda$ – угловой коэффициент прямой $\ln a(r) = f(\ln r)$; r_{kV} – внешняя граница зоны квазистационнарного режима

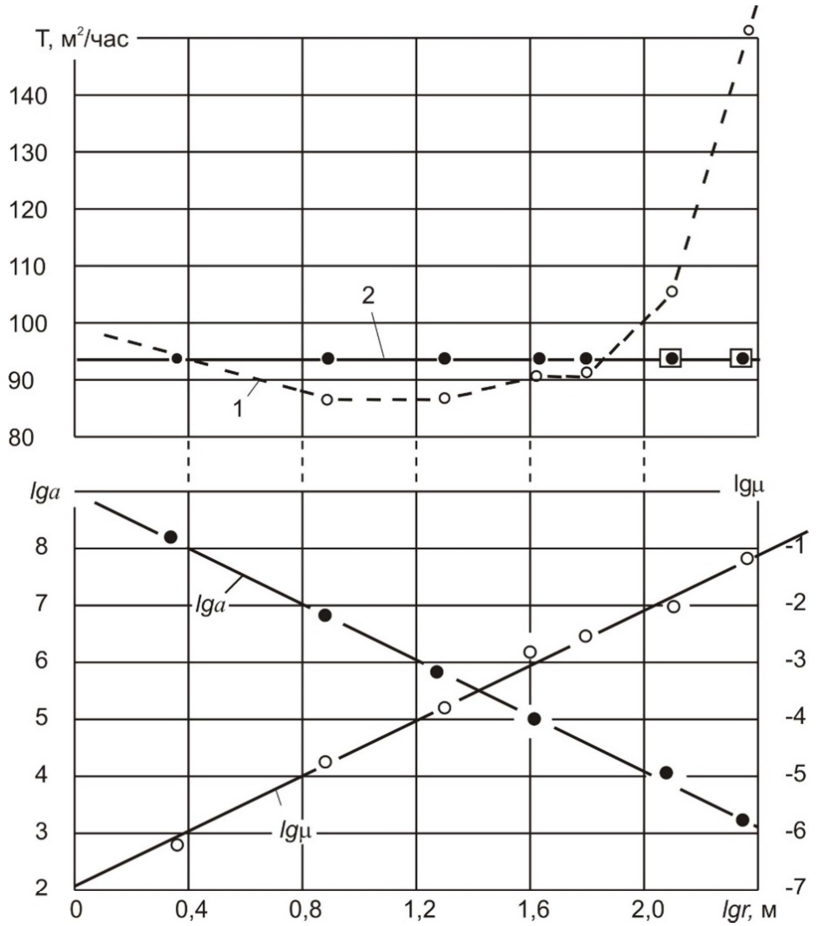


Рис. 2.25. Характер изменения параметров T (1, 2), lg$a$ и lgμ при опытной откачке из дренажной скв. 7, пущенной в работу с дебитом 100 м^3/час (опыт 47): *1* – параметр T определен методом Джейкоба; *2* – то же, методом автора

В гидрогеологических условиях Белорусского Полесья функция $\lambda = f(Q)$ в интервале изменения дебита скважин от 800 до 3600 м^3/сут аппроксимируется прямой [13]

$$\lambda = -(0{,}50 + 0{,}001Q), \qquad (2.105)$$

где Q – дебит скважины в м^3/сут.

Учитывая равенства (1.23) и (2.105), находим зависимость суммарного перетекания ΔQ от дебита скважины Q для зоны Белорусского Полесья:

$$\Delta Q = Q\frac{0{,}5 + 0{,}001Q}{2{,}5 + 0{,}001Q}, \tag{2.106}$$

где ΔQ и Q в м^3/сут.

В обычной системе координат $a(r) = f(r)$ степенная функция (2.103) принимает вид:

$$a(r) = a_r = a_0 r^{\lambda}. \tag{2.107}$$

Поскольку $a(r)$ определяется по опытным данным с использованием формулы (2.66), вытекающей из формулы (2.61), то имеем основание заменить в выражении (2.61) величину $a(r)$ функцией (2.107). В результате такой замены получаем формулу Тейса с *водобалансовой поправкой* λ *на перетекание* [11, 13, 14, 40]:

$$S_{rt} = \frac{Q}{4\pi T}\left[-Ei\left(-\frac{r^{2-\lambda}}{4a_0 t}\right)\right] \approx \frac{Q}{4\pi T}\ln\frac{2{,}25a_0 t}{r^{2-\lambda}}. \tag{2.108}$$

Апробация обобщенной формулы Тейса (2.108) на материалах опытных кустовых откачек показала ее уникальную способность заменять *расщепление графиков Джейкоба* $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^2\right)\right]$, всегда наблюдаемое в пластах с перетеканием в виде сдвинутой «лесенки» параллельных прямых (рис. 2.26, 2.27), единой прямой

$$S_{rt} = f\left[\ln\left(\frac{t}{r^{2-\lambda}}\right)\right], \tag{2.109}$$

образующейся наложением отдельных графиков, каждый из которых соответствует своей наблюдательной скважине $r = \text{const}$, на одну общую прямую (2.109) (рис. 2.28).

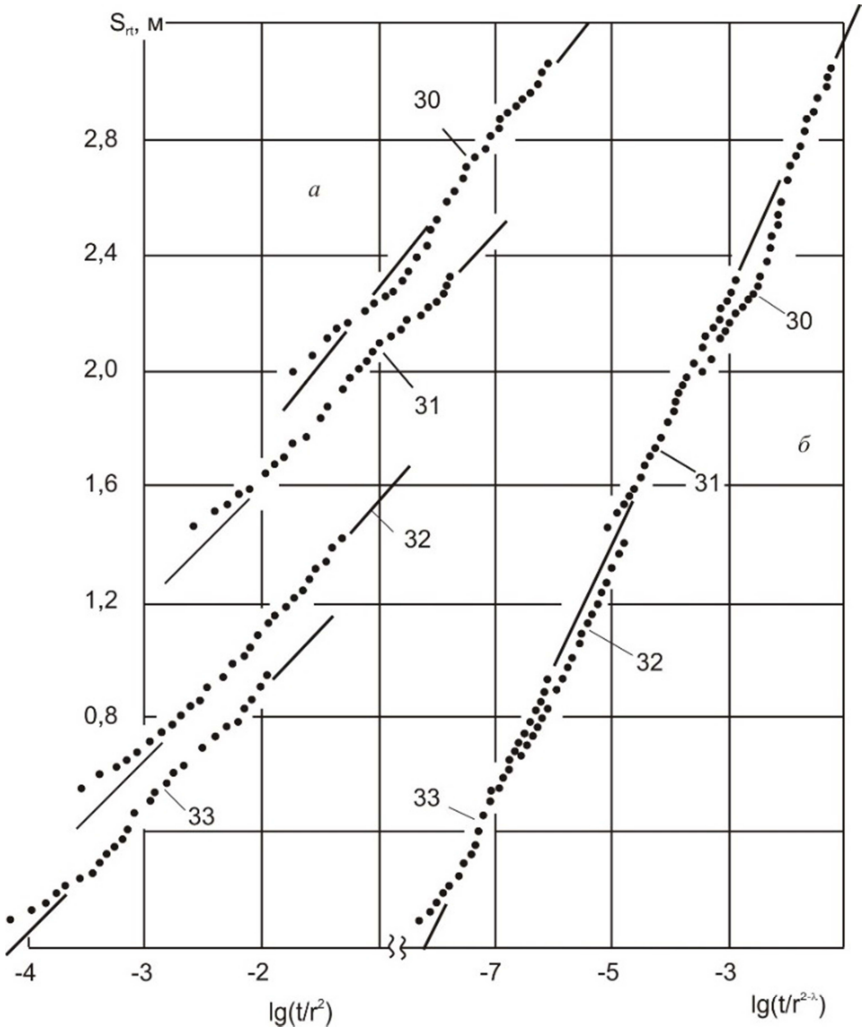


Рис. 2.26. Графики комбинированного прослеживания снижения *УГВ* в наблюдательных скважинах 30–33 по Джейкобу (*а*) и автору (*б*) при опытной откачке из скв. 7, пущенной в работу с дебитом 150 м^3/ч (продолжительность откачки 162 ч: с 24 февраля по 3 марта 1975 г.). Участок вертикального дренажа на РУП «Полесская опытная станция мелиоративного земледелия и луговодства» (РУП «ПОСМЗиЛ»)

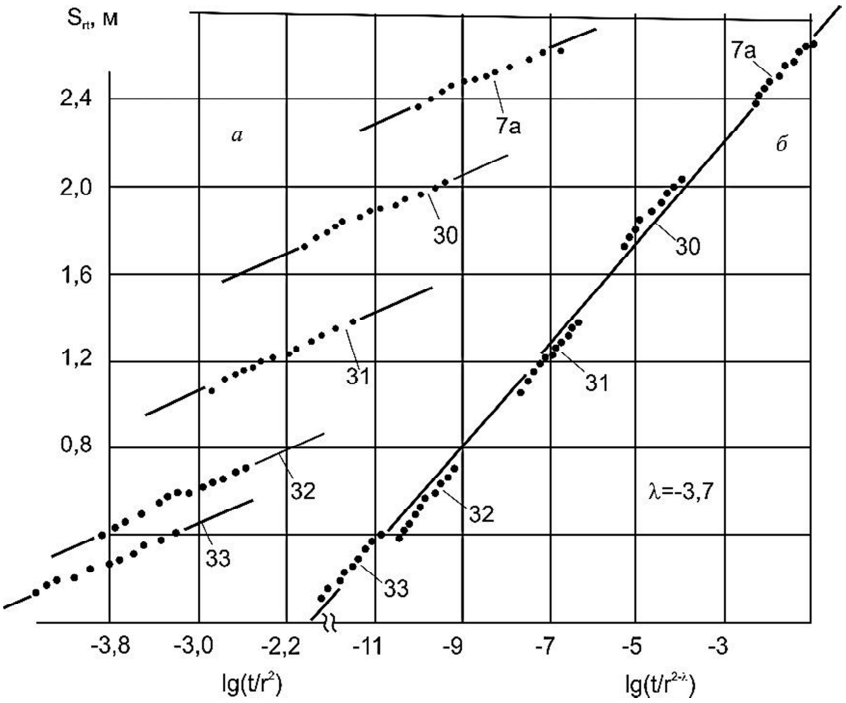


Рис. 2.27. Графики комбинированного прослеживания снижения УГВ в наблюдательных скважинах 7а, 31–33 по Джейкобу (*а*) и автору (*б*) при опытной откачке из скв. 7, пущенной в работу с дебитом 145 м^3/ч (опыт 23). Участок вертикального дренажа на РУП «ПОСМЗиЛ» в центральной части Белорусского Полесья

Графики временного $S_{rt} = f(\ln t)$, площадного $S_{rt} = f(\ln r)$ и комбинированного $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^{2-\lambda}\right)\right]$ прослеживания изменения (снижения и восстановления) уровня, строящиеся по формуле (2.108), имеют вид [11, 13, 14]:

$$S_{rt} = A_{rk} + i\ln t; \tag{2.110}$$

$$S_{rt} = A_{tk} - i\left(2-\lambda\right)\ln r; \tag{2.111}$$

$$S_{rt} = A_{kk} + i\ln\left(\frac{t}{r^{2-\lambda}}\right), \tag{2.112}$$

где начальные отрезки на осях S_{rt}, отсекаемые прямыми (2.110)–(2.112), составляют:

$$A_{rk} = i \ln\left(\frac{2{,}25a_0}{r^{2-\lambda}}\right); \tag{2.113}$$

$$A_{tk} = i \ln 2{,}25a_0 t; \tag{2.114}$$

$$A_{kk} = i \ln 2{,}25a_0. \tag{2.115}$$

Сопоставляя формулы (2.62) и (2.79) с (2.110) и (2.111), можно отметить, что графики временного и площадного прослеживания S_{rt} в идеальных и реальных пластах внешне абсолютно подобны и представляют собой семейства параллельных прямых соответственно $S_{rt} = f(\ln t)$ и $S_{rt} = f(\ln r)$. Отличие состоит в том, что в реальных пластах угловой коэффициент графиков площадного прослеживания (2.111) не равен удвоенному значению углового коэффициента графиков временного прослеживания (2.110). Поэтому в реальных пластах величина водопроводимости

$$T_D = \frac{Q}{2\pi i(2-\lambda)}, \tag{2.116}$$

определяемая по графикам (2.111), не равна водопроводимости пласта

$$T = \frac{Q}{4\pi i}, \tag{2.117}$$

определяемой по графикам (2.110). Очевидно, только при отсутствии перетекания, т. е. в абсолютно изолированных или идеальных пластах, когда $\lambda = 0$, имеют место равенства: $i_D = 2i$ и $T_D = T$.

Из выражения (2.111) следует, что в условиях перетекания угловой коэффициент $i_D = \mathrm{tg}\beta$ графиков площадного прослеживания, определяемый по формуле (2.80), является функцией водобалансовой поправки λ:

$$i_D = \frac{Q}{2\pi T_D} = i(2-\lambda). \tag{2.118}$$

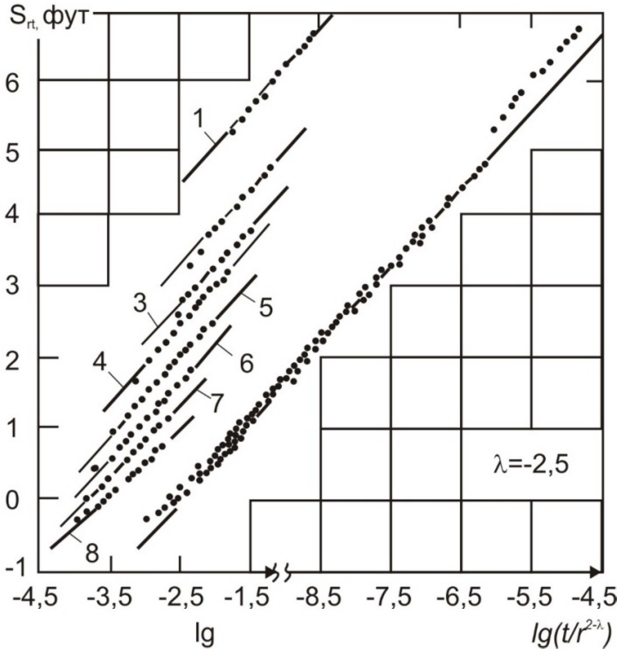


Рис. 2.28. Графики комбинированного прослеживания снижения *УГВ* в наблюдательных скважинах 1–8 при опытной откачке вблизи Скоттсблаффа

(L. K. Wenzel, 1942) $S_{rt} = f\left[\lg\left(t/r^2\right)\right]$ – по С. Е. Джейкобу;

$S_{rt} = f\left[\lg\left(t/r^{2-\lambda}\right)\right]$ – по автору. Здесь Q = 1270 галл/мин;

T = 27,1 фут^2/мин; T_D = 12,0 фут^2/мин; λ = –2,5; t – мин

При опытных откачках поправка λ изменяется в среднем от –0,01 до –4,0 [13, 17]; в этих условиях соотношение между угловыми коэффициентами i_D и i принимает вид:

$$i_D = (2{,}01–6{,}00)i, \text{ м.} \qquad (2.119)$$

В свою очередь угловой коэффициент $i = Q/4\pi T$ графиков временного прослеживания $S_{rt} = f(\ln t)$ находится в пределах 0,01–0,20 м [11, 12, 13]; отсюда следует, что интервал изменения i_D составляет:

$$i_D = 0{,}02–1{,}20 \text{ м.} \qquad (2.120)$$

Сопоставляя формулы (2.63) и (2.82) с формулами (2.116), находим, что в условиях перетекания аналитическая связь между величинами водопроводимости пласта по Тейсу (T) и Дюпюи (T_D) зависит от λ, т. е. является функцией перетекания:

$$T = \left(1 - \frac{\lambda}{2}\right) T_D. \qquad (2.121)$$

При обработке данных опытных кустовых откачек начальные отрезки (2.113)–(2.115) на соответствующих графиках легко измеримы; используя их, определяем аппроксимационную константу a_0, равную пьезопроводности пласта на расстоянии $r = 1$:

$$\ln a_0 = \frac{A_{rk}}{i} + (2 - \lambda) \ln r - \ln 2{,}25; \qquad (2.122)$$

$$\ln a_0 = \frac{A_{tk}}{i} - \ln t - \ln 2{,}25; \qquad (2.123)$$

$$\ln a_0 = \frac{A_{kk}}{i} - \ln 2{,}25, \qquad (2.124)$$

где A_{rk}, A_{tk}, A_{kk}, r, i – м; t – сут.

Степень совпадения величин a_0, определяемых по этим трем формулам, будет свидетельствовать о степени достоверности построенных графиков временного, площадного и комбинированного прослеживания S_{rt}.

2.11. Определение гидрогеологических параметров водоносных горизонтов по данным опытных кустовых откачек (задача 11)

Опытные откачки из возмущающих скважин являются главными полевыми методами решения четырех важнейших гидрогеологических задач и позволяют: 1) оценить несовершенство этих скважин и построить их паспорт; 2) установить водообильность водоносного

горизонта; 3) определить его гидрогеологические параметры (T, a, μ, λ, R и др.) и 4) степень гидравлической связи с руслами рек и соседними по разрезу пластами. По целям, методологии и значимости решаемых задач подразделяются на *одиночные* (в опыте участвует одна возмущающая скважина), *кустовые* (возмущающая и несколько наблюдательных скважин) и *групповые* (2–4 возмущающих и большое количество (до 50 и более [13]) наблюдательных скважин). Кроме того, строго различают *откачки при установившемся* и *неустановившемся движении ПВ*. Применительно к кустовым рассмотрим и те и другие. Но сперва обратим внимание на одну важную методологическую особенность обработки данных опытных откачек, всегда возникающую в условиях неравномерного залегания статического уровня по площади пласта и впервые исследованную в нашей кандидатской диссертации [11].

В период откачки, продолжающейся от нескольких до десятков и более недель, понижения уровней во всех скважинах отсчитываются (при измерении уровнемером или другим способом) от положения статического уровня Δ_{r_1}, $\Delta_{r_2}, \ldots, \Delta_r$ в данных скважинах, т. е. фиксируются и заносятся в полевой журнал откачки *действительные* или *фактические понижения уровней* S_r^* и S_{rt}^*:

$$S_{r_1}^* = \nabla_{r_1} - \nabla_{\partial}(r_1),\ S_{r_2}^* = \nabla_{r_2} - \nabla_{\partial}(r_2), \ldots,\ S_r^* = \nabla_r - \nabla_{\partial}(r), \quad (2.125)$$

где ∇_r – отметка (положение) статического (естественного, до откачки) уровня в точке пласта (скважине) r;

$\nabla_{\partial}(r)$ – отметка динамического (пониженного) уровня в скважине r.

Аналогично подсчитываются S_{rt}^* при неустановившейся фильтрации.

Положения статического уровня ∇_r, как правило, различны в различных точках пласта r, где могут отличаться друг от друга на 0,10–0,20 м и более [11, 13]. В то же время прогноз развития депрессионной воронки во времени и по площади пласта осуществляется в одной системе координат, где используются *приведенные понижения* S_r и S_{rt}, отсчитываемые от одной и той же отметки ста-

тического уровня $\nabla_r = \text{const}$ во всех скважинах r, т. е. от одной горизонтальной плоскости. Поэтому во избежание погрешностей, порождаемых фактическими понижениями S_r^* и S_{rt}^* [11, 13], будем применять исключительно приведенные понижения S_r и S_{rt}, отсчитываемые от некоторого среднего положения статического уровня $\nabla_S = \text{const}$ в данном опыте:

$$S_{r_1} = \nabla_S - \nabla_\partial(r_1),\ S_{r_2} = \nabla_S - \nabla_\partial(r_2), \ldots,\ S_r = \nabla_S - \nabla_\partial(r). \quad (2.126)$$

Вычитая выражение (2.125) из выражения (2.126), получаем «поправку» $\Delta S(r)$ на приведение фактических понижений S_r^* к расчетным S_r:

$$S_r = S_r^* + (\nabla_S - \nabla_\text{г}) = S_r^* + \Delta S(r). \quad (2.127)$$

Наблюдательные скважины при кустовых откачках располагаются (в плане) по двум взаимно перпендикулярным направлениям-лучам – вдоль и поперек потока *ПВ*. Поэтому положение статического уровня ∇_r во всех скважинах различное и в этих условиях формула (2.127) просто незаменима.

Опытные откачки, как правило, проводятся до полной стабилизации динамического уровня или депрессионной поверхности. В качестве критерия появления стабилизации или наступления установившегося движения *ПВ* выбирают такую величину суточной срезки динамического уровня ΔS_S в ближайших наблюдательных скважинах, которая сопоставима с суточной амплитудой колебания статического уровня (например, $\Delta S_S \le 1{,}0 - 0{,}5$ см/сут). Количество наблюдательных скважин, их расположение в плане и разрезе, а также технологические параметры откачки (способ бурения, тип фильтра, марка артезианского насоса или схема эрлифта, величины дебитов, продолжительность опыта и др.) определяются программой исследований [1, 33, 36, 38, 39, 40 и др.].

Имея измеренные при откачке величины дебитов Q, понижений S_{rt} и S_r в возмущенном и смежных по разрезу пластах, расстояний r

от наблюдательных скважин до центральной или возмущающей r_0, приступают к уточнению *расчетной схемы водоносного горизонта* и выбору формул, соответствующих данной расчетной схеме.

Из множества возможных вариантов обработки результатов откачки рассмотрим следующий.

1. Сперва по формуле (2.127) фактические понижения уровней S_r^* и S_{rt}^* переводим в расчетные S_r и S_{rt}.

2. Для всех наблюдательных (r_1, r_2, …, r_n) и центральной r_0 скважин строим графики временного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln t)$ и по формуле (2.63) определяем их угловые коэффициенты i (м). Зная i, по формуле (2.65) рассчитываем водопроводимость пласта по Тейсу $T = Q/4\pi i$ (м^2/сут).

3. Используя только наблюдательные скважины (r_1, r_2, …, r_n), на различные моменты времени $t = \text{const}$, строим графики площадного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln r)$ и по формуле (2.82) определяем их угловые коэффициенты i_D (м). Имея i_D, по формуле (2.84) рассчитываем водопроводимость пласта по Дюпюи $T_D = Q/2\pi i_D$ (м^2/сут).

4. Сопоставляем полученные и усредненные величины водопроводимостей пласта T и T_D. При их устойчивом расхождении на графике $T = f(T_D)$ делаем вывод о наличии перетекания и, пользуясь зависимостью (2.121), рассчитываем коэффициент водообмена или параметр перетекания:

$$\lambda = 2\left(1 - \frac{T}{T_D}\right). \qquad (2.128)$$

5. Чтобы подтвердить вывод о существовании перетекания, для всех наблюдательных скважин r и моментов времени t строим график комбинированного прослеживания понижений уровня по Джейкобу $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^2\right)\right]$. Если при этом вместо общей прямой для всех r наблюдается «лесенка» отдельных графиков Джейкоба, каждый из которых соответствует своей наблюдательной скважине

(точке пласта) r, то данное «расщепление» прямой Джейкоба свидетельствует о наличии перетекания и подтока вод из смежных горизонтов в возмущенный. Очевидно, в этих случаях возникает необходимость в построении второго графика комбинированного прослеживания, учитывающего параметр перетекания: $S_{rt} = f\left[\ln\left(t/r^{2-\lambda}\right)\right]$.

Определив угловой коэффициент данного графика $i = Q/4\pi T$, уточняем величины T и λ. Одновременно по начальному отрезку этого графика A_{kk}, снимаемому с чертежа, рассчитываем величину коэффициента пьезопроводности a_0 в точке пласта $r = 1$:

$$\ln a_0 = \frac{A_{kk}}{i} - \ln 2{,}25. \qquad (2.129)$$

6. Выполненные вычисления λ и a_0 в обязательном порядке дублируются по другой методике, также вытекающей из обобщенной формулы Тейса (2.108) и требующей тех же исходных данных. Сущность методики состоит в следующем.

Используя опытные значения r, t, i, S_{rt}, по формуле (2.66) рассчитываем величину коэффициента пьезопроводности $a(r)$ для всех наблюдательных скважин r. Затем по этим данным в билогарифмической системе координат строим график $\ln a(r) = f(\ln r)$ и по формуле (2.104) определяем его угловой коэффициент λ; начальный отрезок этого графика $\ln a_0$, рассматриваемый как аппроксимационная константа, рассчитываем по зависимости

$$\ln a_0 = \ln a(r) - \lambda \ln r, \qquad (2.130)$$

вытекающей из функции изменения $a(r)$ вдоль фильтрационного потока переменной массы (2.103), создаваемой перетеканием. Поскольку ось абсцисс *«or»* направлена против течения этого потока, то при положительном перетекании (присоединении) $a(r)$ растет с уменьшением r и $\lambda < 0$ [11, 13].

7. Имея опытные величины коэффициента водообмена λ, рассчитываем суммарное перетекание ΔQ в возмущенный горизонт при данном дебите Q центральной скважины [14, 17]:

$$\Delta Q = \left[\frac{\lambda}{\lambda - 2}\right] Q. \qquad (2.131)$$

8. Полагая в формуле (2.108) $S_{Rt} = 0$, получаем зависимость для оценки неустановившегося радиуса влияния R_t в условиях перетекания:

$$\ln R_t = \frac{\ln a_0 + \ln t + \ln 2{,}25}{2 - \lambda}. \qquad (2.132)$$

Подставляя в формулу (2.132) известные λ и a_0, рассчитываем R_t для любых моментов времени t зоны квазистационарного режима.

9. В случае отсутствия *затрубной наблюдательной скважины* (или затрубного пьезометра), устанавливаемой в пласте на границе гравийной обсыпки фильтра, вместо измеренного понижения депрессионной поверхности используем расчетное S_0, определяемое для точки пласта $r = 1$ м. Тогда величина S_0 будет равна начальному отрезку на оси понижений графиков площадного прослеживания $S_{rt} = f(\ln r)$. Имея S_0, рассчитываем *суммарную величину потерь напора* ΔS на стенке возмущающей скважины $\Delta S = S_c - S_0$ и коэффициент эффективности этой скважины $\tau = S_0 / S_c$, где S_c – понижение уровня внутри возмущающей скважины r_0. По известным ΔS и τ определяем *показатель обобщенного фильтрационного сопротивления опытной скважины* r_0 или поправку ξ к формуле Дюпюи на несовершенство этой скважины [14, 17]:

$$\xi = 2\pi T_D \left(\frac{\Delta S}{Q}\right) = \left(\frac{1}{\tau} - 1\right) \ln\left(\frac{R}{r_0}\right) = \ln\left(\frac{r_0}{r_0'}\right), \qquad (2.133)$$

где T_D – водопроводимость пласта по Дюпюи;

r_0' – приведенный или расчетный радиус возмущающей скважины.

Определив ξ, из формулы (2.133) находим r_0'.

Таким образом, данные опытных кустовых откачек позволяют рассчитать практически все параметры водоносного горизонта, депрессионной воронки и возмущающей скважины.

2.12. Известные и нераскрытые закономерности развития неустановившейся депрессионной поверхности в пластах с перетеканием

При стремлении заменить дешевый, но в основном одностороннего действия, самотечный горизонтальный дренаж осушительно-увлажнительными системами на базе синтеза самотека и механического водоподъема (в частности, вертикального дренажа) в Белорусском Полесье были выполнены многочисленные производственные опыты с групповыми откачками из взаимодействующих дренажных скважин [13]. Наличие в этих опытах «сверхобильной» наблюдательной сети на *УГВ* и внутрипластовые напоры позволило установить ряд новых, неизвестных ранее закономерностей, характеризующих развитие неустановившихся депрессионных воронок как во времени, так и по площади пласта [13, 14, 17]. Из основных рассмотрим следующие, имеющие прямое отношение к проектированию водозаборов *ПВ* и методологии решения «обратных» гидрогеологических задач (оценка параметров пластов и депрессионных воронок, степени гидравлической связи возмущенного пласта с соседними по разрезу, а также руслами рек, несовершенства фильтров возмущающих скважин и др.).

1. Если в абсолютно изолированных и неограниченных по простиранию пластах развитие неустановившейся депрессионной воронки протекает бесконечно долго $(t \to \infty)$ и распространяется бесконечно далеко $(R_t \to \infty)$, то при возникновении к ним подтока вод из смежных горизонтов формируются потоки переменной массы, в которых расход возрастает по пути движения и *все неустановившиеся процессы принимают затухающий характер, подчиняясь функциям, стремящимся к конечным пределам.*

Затухающий характер неустановившегося фильтрационного потока переменной массы сказывается, прежде всего, на скорости стабилизации понижений S_{rt} и величине неустановившегося радиуса влияния R_t. Это, в свою очередь, формирует соответствующие закономерности радиального изменения таких параметров пласта и депрессионной воронки как коэффициент пьезопроводности $a = T/\mu$, коэффициент водопроводимости $T = Q/4\pi i$, коэффициент упругой водоотдачи $\mu = T/a$ и угловой коэффициент $i = \mathrm{tg}\alpha$ графиков временного прослеживания понижений уровня $S_{rt} = f(\ln t)$ [13, 14, 17].

2. Среди исходных величин, входящих в понятие «результаты опытной откачки», первичным и непосредственно измеряемым (наряду с r, t, S_{rt}, Q, i_D) является угловой коэффициент графика временного прослеживания S_{rt}. В производственных условиях его величина определяется с использованием десятичных логарифмов:

$$i^* = \frac{(S_{rt_2} - S_{rt_1})}{\lg(t_2/t_1)} = \frac{\Delta S_{rt}}{\lg(t_2/t_1)}. \qquad (2.134)$$

В этой связи приведем вывод формулы перехода i^* к i. Поскольку $\ln x = 2{,}3\lg x$ (и поэтому $\ln 10 = 2{,}3\lg 10 = 2{,}3$), то с учетом формулы (2.134) имеем:

$$i = \frac{\Delta S_{rt}}{\ln(t_2/t_1)} = \frac{\Delta S_{rt}}{2{,}3\lg(t_2/t_1)} = \frac{i^*}{2{,}3}, \qquad (2.135)$$

откуда получаем:

$$i^* = 2{,}3i \quad \text{или} \quad i = \frac{i^*}{2{,}3}. \qquad (2.136)$$

Опыты показывают [13], что величина i – константа только в области пласта и депрессионной воронки $r \le r_{kV}$, прилегающей к возмущающей скважине и называемой *зоной квазистационарного*

режима (здесь прямые $S_{rt} = f(\ln t)$ параллельны друг другу и поэтому $i = \text{const}$). За пределами этой зоны, т. е. при $r > r_{kV}$, величины i падают практически линейно с ростом r (рис. 2.29). По этой причине соответственно ведет себя расчетный коэффициент водопроводимости $T = km$, теоретически связанный с i зависимостью $T = Q / 4\pi i$: при $r \le r_{kV}$ он постоянен ($T = \text{const}$), при $r > r_{kV}$ с увеличением r нелинейно возрастает [13, 14].

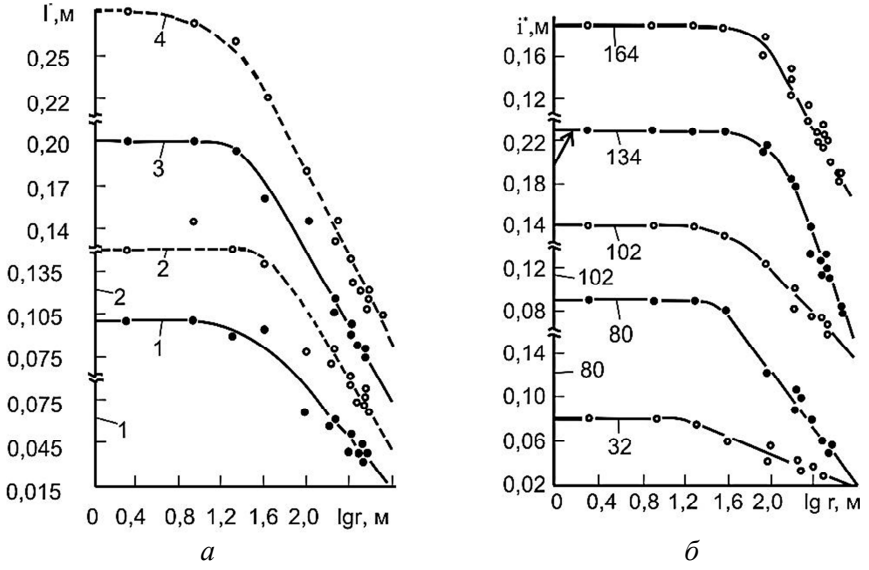


Рис. 2.29. Характер изменения параметра $i^* = 0{,}183\ Q/T$ по радиусу депрессионной воронки при опытных откачках из дренажной скв. 1 (*а*) и после ее остановок (при восстановлении уровня *УГВ*) (*б*), при работе до остановок с дебитами 61(1), 80(2), 102(3) и 164 м^3/ч (4). Цифры у кривых (*б*) означают дебит скважины в м^3/сут

Приведенные факты говорят о том, что в условиях перетекания существуют две области возмущения, принципиально отличающиеся законами перераспределения S_{rt}: зона квазистационарного режима $r \le r_{kV}$, в которой $i = \text{const}$, $T = \text{const}$ и $a(r) = a_0 r^{-\lambda}$, и удаленная область возмущения $r_{kV} < r < R_t$, где i линейно падают с ростом r, расчетная водопроводимость пласта $T = Q / 4\pi i$ соответст-

венно нелинейно увеличивается в этом направлении и в то же время $a(r) = \text{const} \neq f(r)$ [13]. Очевидно, для установления истины здесь нужны обширные дополнительные исследования как полевые, так и теоретические.

Опыты показывают [13], что величина r_{kV} является функцией дебита Q и в среднем изменяется от 40–50 м при $Q = 1000$–1200 м^3/сут до 70–90 м при $Q = 2800$–4000 м^3/сут. В других регионах Беларуси (за пределами Полесья) внешняя граница зоны квазистационарного режима r_{kV} будет иметь другие размеры, определяемые интенсивностью водоотвода и режимом питания возмущенных горизонтов и их водопроницаемостью.

3. Одним из главных следствий существования положительного перетекания является закономерное увеличение пьезопроводности $a(r)$ вдоль потока (по пути его движения – r, поскольку ось r направлена против потока). Эта закономерность с высокой степенью точности аппроксимируется степенной зависимостью (2.97) и наблюдается строго в определенной области депрессионной воронки $r_0 < r \le r_{kV}$, примыкающей к ее центру r_0. Темп изменения $a(r)$ по потоку, численно равный угловому коэффициенту λ убывающей прямой $\ln a(r) = f(\ln r)$, является возрастающей (по абсолютной величине) функцией интенсивности возмущения пласта: $\lambda = f(Q)$.

За пределами зоны r_{kV}, т. е. при $r_{kV} < r < R_t$, величина пьезопроводности является константой $(a(r) = \text{const})$ и говорит об отсутствии здесь перетекания и соответственно наличия потока переменной массы. Физически это явление можно объяснить тем, что за пределами r_{kV} перепады напоров между подошвой и кровлей водоупорного слоя (например, морены) недостаточны для преодоления начального градиента i_0 и формирования в этом слое присоединяющегося фильтрационного потока (перетекания).

Из приведенных фактов следует, что направление увеличения пьезопроводности $a(r)$ совпадает с направлением роста путевого расхода основного потока $Q(r)$ и возникает из-за этого роста $Q(r)$. Очевидно, что необходимы дальнейшие исследования. Приведенные выше эмпирические зависимости, безусловно, будут способствовать

созданию более объективных теорий формирования фильтрационных потоков переменной массы и их взаимодействия с потоками постоянной массы.

4. Зависмость расчетных гидрогеологических параметров (i, k, T, a, R_t и др.) от интенсивности возмущения пласта Q – это проблема их устойчивости относительно динамики граничных условий водоносных горизонтов (прежде всего). В теории *линейной фильтрации,* основанной на первом (прямо пропорциональном или однопараметрическом) законе Дарси $V = ki = k(\mathrm{d}h/\mathrm{d}r)$ и фильтрационных потоках постоянной массы, этой проблемы вообще не существует [35, 41, 42, 44]. Она возникает и всегда имеет место при оценке реальных дебитов и депрессионных поверхностей с позиции гидрогеологических параметров этой теории, что свидетельствует о существовании принципиальных расхождений не только между реальным движением *ПВ* и принятыми моделями фильтации, но и между природными граничными услвиями водоносных горизонтов и их теоретическими аналогами. Поэтому результаты полевых и лабораторных опытов по данной проблеме подземной гидродинамики имеют исключительно важное значение.

Приведем некоторые из них, полученные в производственных условиях в зоне Белорусского Полесья [13]. Выполненные здесь опытные кустовые откачки показали, что с увеличением Q значения водопроводимости

$$T = 0{,}183Q / i^* = Q / 4\pi i, \qquad (2.137)$$

определенные по угловому коэффициенту i^* графиков $S_{rt} = f(\lg t)$ в зоне квазистационарного режима $r \le r_{kV}$, возрастают практически по линейному закону, который аппроксимируется функцией [13]:

$$T(Q) = 20{,}0 + (0{,}60 / 0{,}75)Q, \qquad (2.138)$$

где Q – м^3/час, T – м^2/час.

Функции $i(Q)$, $a(Q)$ и др. приведены на рис. 4.7–4.11 в [13]. Их существование можно объяснить прежде всего *неустойчивостью граничных условий области фильтрации относительно интенсив-*

ности возмущения водоносного горизонта [14]. Эта неустойчивость порождается нарушением баланса отбора-притока *ПВ* к всегда движущимся границам депрессионной воронки и возникающей при этом нелинейностью гидродинамических процессов, проявляющихся по-разному в удаленных областях возмущения. К главным факторам, определяющим развитие данных процессов, можно отнести: 1) степень отклонения закона Дарси, относящегося к установившимся напорным потокам постоянной массы, от *закона неустановившегося фильтрационного потока переменной массы* при различных и неустойчивых режимах присоединения путевых расходов (этот закон еще предстоит открыть); 2) неучет теорией Тейса всей физики аналитической связи $T(i) = Q / 4\pi i$ в условиях перетекания; 3) существование начального градиента напора i_0 и нелинейность фильтрации в слабопроницаемых разделяющих моренах, существенно влияющих на величины и режим перетекания по пути движения основного потока; и др.

Для решения поставленных и сопредельных с ними задач необходима методология исследований более высокого уровня.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Буровые журналы для построения гидрогеологических разрезов в различных регионах Беларуси

Вариант 1. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–8 инфильтрационного водозабора *«Ислочь»*. Разрез пересекает русло реки Ислочь рядом со скв. 1, а также между скв. 6–7 и 7–8. Расстояние между скважинами в створе $L = 2500$ м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м							
	1	2	3	4	5	6	7	8
1	171,5	194,3	189,4	190,1	191,3	193,7	194,8	195,6
2	170,3	192,1	187,3	185,4	187,6	189,5	192,7	193,8
3	175,6	176,7	181,4	182,7	191,8	192,5	193,4	192,9
4	7,5	–	–	–	–	–	–	–
5	2,7	5,2	8,6	44,4	9,3	23,7	25,4	25,1
6	44,8	49,8	57,0	38,9	49,1	18,9	8,1	8,3
7	20,2	24,1	19,2	11,3	28,6	21,5	17,6	13,7
8	–	10,7	20,4	19,2	18,4	23,1	35,3	73,8
9	46,6	56,2	42,9	30,8	27,9	71,8	68,6	11,6
10	–	–	–	2,6	3,3	–	–	11,3
11	3,2	2,8	2,7	2,8	13,8	–	–	3,2
21	16,5	15,7	13,1	7,3	8,9	10,7	14,2	18,3
34	27,6	27,9	29,3	28,4	26,5	25,9	26,4	29,1
41	23,5	24,4	20,1	23,5	25,4	23,2	20,7	18,8
47	–21,1	–22,5	–23,9	–18,1	–19,9	–25,1	–21,5	–17,6
48	177,5 – 175,2 – 171,5 – 174,3 – 178,4 – 191,5 – 197,2 – 194,3 – – 193,7 – 196,3 – 195,4 – 204,7 – 189,4 – 188,7 – 189,2 – 189,7 – – 188,4 – 190,1 – 188,8 – 188,5 – 189,4 – 189,0 – 191,3 – 190,3 – – 191,2 – 191,8 – 192,5 – 193,7 – 193,4 – 188,7 – 199,8 – 195,6 – – 190,5							

Вариант 2. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Зеленовка»*. Скважина 7 расположена на берегу реки Слепянка. Расстояние между скважинами в створе L = 500 м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	226,3	225,1	221,2	217,4	219,3	218,4	216,5	217,8	216,4
2	213,8	212,7	211,4	210,5	209,8	211,7	211,4	212,1	212,3
3	210,6	210,8	211,2	211,4	211,5	211,7	211,8	211,9	212,1
4	–	–	–	–	–	–	4,7	–	–
5	6,1	24,8	7,1	13,9	16,3	6,4	–	8,7	12,3
6	36,6	12,1	16,4	18,3	22,4	45,3	18,3	22,9	16,5
7	33,4	35,7	47,2	40,2	41,7	29,8	27,4	28,8	22,4
8	9,3	19,5	13,5	6,1	–	–	5,5	17,1	29,3
9	–	–	11,8	9,8	10,3	9,4	–	–	–
10	59,7	48,2	27,7	22,4	25,6	28,3	35,9	36,5	37,4
11	–	–	4,3	3,8	–	–	–	–	–
34	108,2	106,5	101,4	104,2	106,6	101,3	95,2	99,3	96,7
40	44,5	41,3	48,2	57,4	54,8	50,5	58,6	40,6	51,3
47	–71,5	–63,0	–56,4	–58,7	–58,4	–52,6	–29,1	–36,1	–49,5
48	228,7 – 227,9 – 226,3 – 226,0 – 225,7 – 225,5 – 225,3 – 225,1 – – 224,5 – 223,8 – 223,3 – 222,7 – 221,2 – 220,4 – 219,7 – 219,1 – – 218,3 – 217,4 – 217,7 – 218,0 – 218,4 – 218,8 – 219,3 – 219,1 – – 218,9 – 218,6 – 218,5 – 218,4 – 218,0 – 217,5 – 217,2 – 216,9 – – 216,5 – 216,9 – 217,5 – 218,1 – 218,6 – 217,8 – 217,5 – 217,3 – – 217,1 – 216,7 – 216,4 – 216,1 – 215,9								

Вариант 3. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Сильвиновый»*. Скважина 4 расположена посередине Солигорского водохранилища (отметка уреза воды 145,5 м); скв. 8 – в центре палеовреза – ложбины ледникового выпахивания. Расстояние между скважинами в створе $L = 2500$ м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	145,0	146,4	147,3	142,5	152,5	164,2	168,5	153,1	152,2
2	144,3	145,5	146,2	145,8	145,9	146,7	150,3	149,5	149,0
3	143,1	144,2	145,9	145,8	145,1	146,2	150,2	149,7	148,5
5	3,8	2,0	7,6	8,4	–	–	–	–	–
6	2,1	1,7	4,3	3,2	7,1	14,9	16,1	15,7	24,3
7	19,7	29,3	20,8	17,4	31,6	25,8	23,5	24,9	2,9
8	2,5	–	–	–	–	–	–	–	11,5
9	5,7	15,7	10,2	9,3	2,8	12,8	23,3	82,5	6,2
10	–	–	–	–	–	2,4	–	–	2,4
11	–	–	–	–	–	7,7	18,8	–	9,5
12	15,3	4,6	13,1	17,8	17,3	22,5	15,2	–	2,2
13	26,2	6,7	25,2	28,5	25,7	9,1	2,6	–	9,9
16	9,4	6,8	–	–	–	–	–	–	–
17	14,8	19,2	3,5	–	3,4	4,3	1,9	–	13,7
19	34,6	45,9	43,2	41,7	39,8	35,7	23,8	–	32,4
23	24,2	21,3	18,4	19,4	16,5	23,8	20,4	19,3	22,5
24	7,3	13,7	15,7	17,5	18,9	15,9	17,5	14,2	18,4
47	–20,6	–20,5	–4,7	–20,7	–10,6	–10,7	5,4	–3,5	–3,5
48	144,3 – 144,7 – 145,0 – 145,3 – 145,7 – 145,9 – 146,2 – 146,4 – – 146,6 – 146,8 – 146,9 – 147,0 – 147,3 – 148,5 – 149,6 – 150,7 – – 142,4 – 142,5 – 142,5 – 150,6 – 151,4 – 152,0 – 152,5 – 153,4 – – 156,6 – 158,5 – 161,5 – 164,2 – 166,7 – 170,0 – 172,6 – 171,8 – – 168,5 – 163,1 – 158,2 – 155,8 – - 154,6 – 153,1 – 152,4 – 151,8 – – 151,1 – 151,7 – 152,2 – 152,8								

Вариант 4. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Паўднёвы»*. Скважина 5 расположена в долине реки Птичь. Расстояние между скважинами в створе L = 10,0 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	222,3	276,5	297,1	291,4	241,3	243,4	201,8	209,5	188,8
2	218,6	273,2	288,9	287,2	238,6	241,9	198,5	207,7	186,4
3	219,4	247,8	276,3	284,5	266,2	251,8	233,6	218,1	199,7
5	–	–	–	–	–	–	12,9	10,3	9,8
6	42,3	92,7	86,4	80,4	22,4	63,9	2,2	33,1	14,3
7	30,1	43,1	37,2	37,5	33,8	41,3	31,5	42,5	62,7
8	19,4	27,4	18,1	12,8	32,7	23,7	33,1	29,4	5,3
9	45,7	41,3	42,3	47,6	64,3	22,1	20,8	6,7	18,4
10	12,5	11,2	58,7	63,5	14,1	19,3	22,4	27,2	10,5
11	–	–	65,8	56,3	18,3	5,4	–	–	–
20	40,6	–	–	–	–	–	–	–	–
23	–	42,8	–	–	–	9,7	6,8	6,2	–
36	–	19,8	12,9	29,8	69,9	91,3	67,4	72,6	74,2
40	104,7	57,4	66,5	53,9	62,2	53,8	67,7	55,8	56,9
47	–73,0	–59,2	–90,8	–90,4	–76,4	–87,1	–63,0	–74,3	–63,3
48	205,4 – 190,3 – 222,3 – 239,4 – 236,7 – 261,1 – 272,3 – 276,5 – – 279,5 – 275,3 – 276,4 – 295,4 – 297,1 – 298,1 – 296,3 – 284,7 – – 290,5 – 291,4 – 285,4 – 285,1 – 284,4 – 270,2 – 241,3 – 269,3 – – 268,8 – 268,1 – 246,3 – 243,4 – 237,6 – 227,2 – 226,6 – 198,4 – – 201,8 – 203,5 – 205,1 – 206,9 – 208,4 – 209,5 – 218,3 – 220,6 – – 224,4 – 192,3 – 188,8 – 188,2 – 188,5								

Вариант 5. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Вясковы гай»*. Разрез пересекает долины рек Уса (скв. 1–2) и Ислочь (скв. 4–5 на удалении 0,8 км от скв. 5). Расстояние между скважинами в створе $L = 5$ км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	260,0	279,3	297,5	280,4	224,8	289,1	299,1	251,7	236,2
2	246,7	252,2	273,4	250,8	216,7	263,4	270,5	242,4	227,5
3	225,1	230,0	249,3	228,4	221,5	244,1	238,7	231,9	216,8
5	–	–	–	–	12,7	–	–	–	–
6	67,2	73,4	67,4	82,5	30,4	96,3	84,7	42,4	34,6
7	20,1	16,7	17,2	18,3	17,6	22,4	13,2	26,8	24,5
8	22,5	46,8	76,3	44,6	31,3	27,8	28,4	46,3	65,8
9	43,4	34,9	42,6	34,8	35,6	26,9	18,3	20,7	46,3
10	64,3	75,6	56,8	54,9	54,5	43,7	31,8	22,9	3,8
11	–	–	–	–	–	20,6	68,5	22,5	–
18	7,6	6,5	2,1	–	–	–	–	6,9	–
36	35,7	37,4	43,9	58,7	55,3	62,5	56,1	56,7	50,7
39	–	–	–	–	–	–	5,6	9,3	18,4
45	143,8	123,4	130,9	121,3	124,7	127,2	121,9	102,8	98,7
47	–144,6	–135,4	–139,7	–134,7	–137,3	–138,3	–129,4	–105,6	–106,6
48	237,0 – 253,0 – 260,0 – 251,3 – 242,1 – 250,4 – 263,1 – 279,3 – – 300,4 – 305,2 – 304,7 – 282,4 – 297,5 – 286,1 – 272,5 – 273,1 – – 263,4 – 280,4 – 258,1 – 254,5 – 246,3 – 220,7 – 224,8 – 227,3 – – 251,5 – 262,3 – 268,6 – 289,1 – 286,7 – 302,8 – 302,2 – 297,4 – – 299,1 – 298,7 – 290,2 – 280,5 – 266,4 – 251,7 – 236,2 – 239,7 – – 257,9 – 251,7 – 236,2 – 215,4 – 223,3								

Вариант 6. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Сасновы Бор»*. Скважина 1 расположена в долине реки Свислочь. Днепровская морена выклинивается, образуя литологические «окна», в скв. 5 и между скв. 6 и 7. Расстояние между скважинами в створе $L = 5$ км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	181,5	209,8	217,3	241,4	225,7	241,6	249,5	263,7	284,0
2	180,2	205,3	214,2	226,4	219,7	234,8	243,4	251,8	270,4
3	180,6	198,4	200,7	206,3	209,8	218,5	229,6	245,9	249,4
5	2,5	7,6	16,1	–	42,3	–	–	–	–
6	20,7	36,2	41,3	49,3	–	48,5	44,4	32,9	67,6
7	23,8	32,8	51,4	18,9	49,6	42,8	16,5	24,5	24,9
8	22,4	41,4	17,8	43,8	–	10,3	44,7	82,4	32,5
9	19,7	10,3	12,7	13,5	26,2	28,8	34,3	52,7	21,3
10	39,6	–	–	5,7	–	6,7	–	28,1	–
11	5,4	–	–	–	–	–	–	–	–
18	9,3	–	–	–	–	–	–	–	–
35	37,5	89,7	83,9	113,4	115,7	101,4	114,2	62,8	151,4
42	58,9	63,5	59,6	50,6	52,9	62,9	51,8	43,6	44,7
47	–58,5	–71,7	–65,5	–53,8	–61,0	–59,8	–56,4	–63,3	–57,5
48	201,2 – 191,3 – 181,5 – 210,4 – 213,6 – 206,7 – 214,4 – 209,8 – – 222,9 – 223,5 – 232,4 – 235,7 – 217,3 – 219,8 – 225,6 – 239,1 – – 242,5 – 241,4 – 231,4 – 226,8 – 231,7 – 227,9 – 225,7 – 242,3 – – 238,7 – 219,4 – 239,2 – 241,6 – 238,7 – 240,6 – 241,4 – 245,8 – – 249,5 – 241,3 – 242,5 – 261,8 – 262,4 – 263,7 – 260,1 – 278,9 – – 287,4 – 285,8 – 284,9 – 296,3 – 285,8								

Вариант 7. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Протерозой»*. Скважина 2 расположена в 200 м от реки Уса, скважины 5 и 7 – в пойме реки Перетуть. Расстояние между скважинами в створе $L = 5$ км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	160,5	161,8	180,4	169,6	166,3	177,2	173,1	194,5	237,5
2	158,8	160,5	176,3	166,1	164,9	173,4	172,2	190,7	232,6
3	148,4	152,1	155,8	158,1	162,5	165,5	168,4	182,2	201,2
4	2,3	6,3	–	–	4,8	–	–	–	–
5	6,9	5,8	7,2	–	–	5,4	6,2	11,8	–
6	22,5	8,6	13,8	11,8	–	12,7	3,5	14,3	33,4
7	18,4	23,2	33,9	33,2	9,7	32,3	23,7	10,6	–
8	9,7	24,1	40,4	32,5	53,1	26,6	58,3	44,2	54,3
9	30,2	33,8	9,1	24,3	26,3	16,2	17,4	30,4	35,6
10	–	–	5,4	–	5,4	14,5	6,4	18,1	–
11	–	–	–	–	–	6,8	7,5	–	–
18	–	–	–	–	–	–	–	–	14,1
19	22,4	8,5	26,7	25,1	24,5	20,9	–	–	12,5
38	–	–	–	–	–	–	36,2	26,8	34,7
42	–	–	–	12,6	72,2	113,6	102,9	131,7	161,8
43	–	–	34,5	84,7	78,9	74,8	76,3	79,5	81,9
44	73,6	138,7	159,4	138,5	102,8	79,3	62,8	38,4	21,2
46	72,9	65,4	32,7	21,4	20,3	10,5	12,4	11,3	13,4
47	–98,4	–152,6	–182,7	–214,5	–231,7	–236,4	–240,5	–222,6	–225,4
48	167,3 – 163,1 – 160,5 – 163,7 – 161,8 – 162,5 – 162,2 – 161,8 – – 164,2 – 183,5 – 184,6 – 185,2 – 180,4 – 178,1 – 169,5 – 168,2 – – 164,6 – 169,6 – 167,9 – 173,7 – 178,4 – 168,8 – 166,3 – 168,9 – – 169,1 – 172,8 – 174,5 – 177,2 – 176,1 – 180,2 – 180,3 – 178,4 – – 173,1 – 180,6 – 194,2 – 193,5 – 188,8 – 194,5 – 204,7 – 208,3 – – 209,7 – 233,5 – 237,5 – 242,4 – 239,2								

Вариант 8. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Александрийский»*. Между скв. 3 и 4 – русло реки Птичь. Расстояние между скважинами в створе L = 2,5 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	168,3	170,1	169,7	168,1	169,2	165,4	163,7	166,8	167,2
2	167,8	168,5	168,2	166,6	167,7	163,9	163,3	165,3	165,8
3	166,9	166,3	165,7	165,0	164,3	163,6	163,0	162,3	161,7
5	4,1	11,4	24,6	9,8	12,5	16,9	4,5	10,3	7,8
6	5,8	9,7	44,3	12,1	13,4	3,5	15,8	14,7	17,9
7	37,6	33,1	11,4	27,5	24,8	27,4	19,3	7,2	15,4
8	36,7	35,6	28,7	26,9	33,6	53,8	48,2	37,9	29,5
9	38,5	34,8	11,9	24,7	22,3	17,6	12,7	72,6	17,6
15	–	–	–	3,1	–	–	–	–	–
19	12,1	10,2	–	3,9	5,2	–	5,9	–	11,3
22	11,4	12,5	4,8	12,4	9,8	–	10,3	–	10,7
37	12,8	15,4	31,5	28,6	35,8	39,3	43,4	12,4	54,8
42	18,9	16,2	21,8	23,5	21,9	18,2	16,6	20,8	26,9
43	19,3	21,7	19,9	22,4	15,7	23,4	22,4	19,3	15,3
47	–28,9	–30,5	–29,2	–26,8	–25,8	–34,7	–35,4	–28,4	–40,0
48	181,9 – 178,1 – 168,3 – 172,2 – 175,4 – 176,5 – 173,3 – 170,1 – – 170,4 – 178,2 – 172,7 – 168,1 – 169,7 – 166,5 – 164,8 – 165,9 – – 167,0 – 168,1 – 169,1 – 170,5 – 173,4 – 171,4 – 169,2 – 168,4 – – 168,1 – 167,5 – 166,6 – 165,4 – 165,1 – 164,7 – 164,4 – 163,9 – – 163,7 – 165,4 – 167,6 – 168,9 – 167,4 – 166,8 – 164,3 – 165,9 – – 166,3 – 166,8 – 167,2 – 168,1 – 169,6								

Вариант 9. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Паўночны»*. Скважина 5 расположена в 100 м от русла реки Титовка. Расстояние между скважинами в створе L = 1,25 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	168,9	165,6	163,8	164,5	163,1	166,4	167,6	168,3	169,7
2	165,7	163,9	162,6	163,5	162,7	164,2	166,4	166,9	168,2
3	165,3	164,8	164,3	163,8	163,3	163,8	164,3	164,8	165,3
5	8,7	22,3	5,8	3,9	4,5	5,4	11,2	11,5	12,8
6	16,3	–	16,1	14,3	10,3	14,3	13,7	12,9	10,3
7	28,2	25,1	46,8	19,5	24,8	17,5	16,4	15,4	13,5
8	39,4	54,2	13,4	50,7	44,7	39,6	33,5	29,8	31,6
9	19,5	27,6	17,6	11,4	11,6	58,3	24,8	18,3	11,4
19	–	–	6,3	4,8	5,4	–	5,9	16,7	23,9
22	6,8	–	8,1	11,9	11,2	–	6,3	6,8	6,7
37	43,9	37,5	51,5	52,4	56,3	24,7	42,6	39,2	41,3
42	23,4	29,8	31,7	29,3	24,8	26,8	32,2	37,5	43,2
43	15,7	18,3	8,4	17,2	18,2	19,3	22,4	17,6	15,4
47	–33,0	–49,2	–41,9	–50,9	–48,7	–39,5	–41,4	–37,4	–40,4
48	170,1 – 169,3 – 168,9 – 168,1 – 167,5 – 166,9 – 166,2 – 165,6 – – 165,3 – 164,8 – 164,4 – 164,1 – 163,8 – 163,5 – 163,7 – 164,1 – – 164,3 – 164,5 – 164,2 – 164,0 – 163,7 – 163,4 – 163,1 – 163,7 – – 164,5 – 165,1 – 165,9 – 166,4 – 166,6 – 166,8 – 167,0 – 167,3 – – 167,6 – 167,8 – 167,9 – 168,1 – 168,2 – 168,3 – 168,6 – 168,9 – – 169,2 – 169,5 – 169,7 – 170,4 – 170,9								

Вариант 10. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Волма»*. Скважина 4 расположена в пойме реки Волма на удалении 200 м от ее русла. Расстояние между скважинами в створе $L = 5$ км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	190,1	191,8	203,7	175,2	219,8	200,4	205,6	180,5	177,2
2	186,5	188,5	200,6	174,8	214,3	196,6	201,9	177,7	175,1
3	170,8	186,4	195,2	177,5	198,6	204,1	199,2	181,9	175,4
5	11,2	6,9	8,8	31,8	17,2	–	–	10,3	10,8
6	25,3	32,5	18,2	–	52,8	24,5	38,4	50,6	50,4
7	33,5	52,8	30,4	6,7	8,3	36,3	22,8	36,1	36,7
8	16,9	12,7	82,5	49,8	42,5	32,9	–	–	–
9	30,4	52,3	44,7	30,2	33,7	33,8	44,7	23,9	28,3
10	8,7	19,6	16,9	29,6	6,9	18,2	36,5	12,4	–
11	–	–	–	5,8	20,4	29,6	31,8	–	–
19	35,7	–	–	7,3	10,9	–	–	7,5	14,5
22	13,6	12,4	–	–	–	–	–	6,8	16,3
42	31,4	30,3	51,4	80,2	104,3	109,7	108,2	106,7	92,6
43	32,8	41,8	28,1	21,4	–	–	–	–	–
44	28,1	11,5	3,6	–	–	–	–	–	–
47	–77,5	–81,0	–80,9	–87,6	–77,2	–84,6	–76,8	–73,8	–72,4
48	191,9 – 190,7 – 190,1 – 180,4 – 189,7 – 195,8 – 196,2 – 191,8 – – 197,5 – 204,7 – 202,5 – 200,4 – 203,7 – 201,5 – 198,2 – 189,4 – – 180,8 – 175,2 – 181,6 – 202,5 – 188,3 – 201,7 – 219,8 – 215,7 – – 210,3 – 208,1 – 206,9 – 200,4 – 190,7 – 198,3 – 202,3 – 204,7 – – 205,6 – 200,1 – 195,4 – 190,9 – 185,2 – 180,5 – 180,1 – 179,6 – – 179,1 – 178,4 – 177,2 – 176,8 – 176,1								

Вариант 11. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Вязынка»*. Скважина 1 расположена в пойме реки Вязынка. Расстояние между скважинами в створе L = 2,5 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	201,7	226,8	231,5	222,3	249,4	236,3	221,8	218,6	229,4
2	200,8	–	–	–	–	–	220,6	–	–
3	193,6	203,7	214,1	220,2	227,5	230,4	224,5	218,1	210,4
4	4,5	–	–	2,7	–	–	5,8	–	–
6	12,3	31,7	30,5	23,8	44,8	35,9	25,2	46,7	36,1
7	16,7	21,4	23,3	29,9	25,6	36,2	33,7	8,4	39,3
8	57,8	62,1	61,8	49,1	56,4	42,5	35,9	37,5	29,5
9	36,2	47,9	48,2	31,5	18,3	15,4	16,6	26,9	22,7
10	–	–	4,7	16,3	23,7	14,8	20,1	34,3	35,6
11	–	–	–	10,6	18,4	26,3	18,3	–	–
18	–	–	2,4	6,7	6,3	11,7	12,5	12,4	12,9
36	22,4	17,6	15,9	13,4	11,5	10,8	9,3	10,7	9,4
47	51,8	46,1	44,7	38,3	44,4	42,7	44,4	41,7	43,9
48	207,3 – 203,8 – 201,7 – 222,3 – 208,7 – 225,8 – 220,4 – 226,8 – – 225,7 – 221,9 – 212,5 – 221,7 – 231,5 – 241,3 – 236,8 – 223,3 – – 222,9 – 222,3 – 223,1 – 237,5 – 232,8 – 244,9 – 249,4 – 241,4 – – 247,3 – 251,2 – 240,8 – 236,3 – 232,5 – 235,7 – 224,6 – 222,7 – – 221,8 – 221,4 – 220,9 – 219,3 – 214,9 – 218,6 – 239,1 – 234,4 – – 228,6 – 226,7 – 229,4 – 231,3 – 228,6								

Вариант 12. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Слепянка»*. Посередине между скважинами 7 и 8 проходит русло реки Слепянка. Расстояние между скважинами в створе $L = 500$ м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	229,3	223,5	219,2	212,4	215,7	213,6	212,3	212,5	211,4
2	224,6	219,2	215,7	209,8	212,2	210,8	211,4	211,4	210,5
3	201,8	201,7	201,5	201,2	200,3	199,7	199,1	198,4	198,1
5	8,5	22,3	8,3	12,8	16,5	9,8	8,5	9,7	14,5
6	36,3	18,7	16,8	16,9	19,8	39,9	22,3	20,4	15,8
7	37,4	32,9	48,5	36,4	119,3	36,1	52,7	38,2	24,3
8	11,7	16,4	16,7	12,7	–	–	8,4	20,5	27,9
9	–	–	6,9	12,3	–	14,6	16,9	21,3	20,7
10	56,6	44,2	22,4	18,6	–	13,9	22,6	18,6	30,4
11	–	6,6	14,1	14,8	–	8,4	11,8	17,2	–
35	108,2	107,4	104,6	98,1	61,7	88,5	70,9	76,1	88,5
40	49,9	44,3	47,5	65,3	74,6	77,3	67,2	62,8	61,1
47	–79,3	–69,3	–66,6	–75,5	–76,2	–74,9	–69,0	–72,3	–71,8
48	233,4 – 231,2 – 229,3 – 228,5 – 227,9 – 226,1 – 225,2 – 223,5 – – 223,0 – 222,6 – 221,7 – 220,4 – 219,2 – 217,6 – 216,5 – 215,3 – – 213,2 – 212,4 – 213,3 – 214,1 – 214,6 – 215,0 – 215,7 – 215,2 – – 214,9 – 214,5 – 214,2 – 213,6 – 213,3 – 213,1 – 213,0 – 212,7 – – 212,3 – 211,9 – 211,3 – 211,8 – 212,3 – 212,5 – 212,3 – 212,0 – – 211,8 – 211,6 – 211,4 – 211,8 – 212,5								

Вариант 13. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Заречье»*. Посередине между скважинами 4 и 5 проходит русло реки Сула. Расстояние между скважинами в створе L = 2,5 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	193,4	184,7	192,6	196,3	195,2	189,1	186,5	192,4	181,6
2	188,6	181,5	186,7	192,4	191,1	184,8	184,7	186,8	177,7
3	179,1	178,2	177,4	176,2	176,2	177,1	178,9	179,7	179,9
5	12,7	13,1	11,8	–	–	–	–	–	–
6	29,4	31,4	16,3	43,2	47,1	55,7	57,9	50,8	9,5
7	22,8	39,6	39,3	41,7	38,6	20,4	9,6	30,2	66,2
8	36,3	32,7	31,6	34,8	34,3	34,8	36,8	40,6	47,1
9	35,1	2,3	8,2	8,8	11,4	15,2	16,3	6,6	–
10	–	5,8	16,7	3,9	–	–	–	–	–
19	17,7	24,9	33,9	29,5	27,5	31,9	39,7	36,9	39,7
41	38,9	39,4	42,4	37,4	41,8	36,3	34,8	37,3	32,4
47	0,5	–4,5	–7,6	–4,4	0,9	–5,2	–8,6	–10,0	–13,3
48	205,9 – 199,4 – 193,4 – 182,7 – 181,5 – 179,3 – 178,7 – 184,7 – – 186,1 – 187,5 – 188,2 – 189,8 – 192,6 – 194,4 – 196,5 – 198,2 – – 199,8 – 196,3 – 187,2 – 176,7 – 171,3 (русло реки Сула) – – 183,6 – 195,2 – 194,1 – 193,3 – 192,4 – 190,9 – 189,1 – 185,5 – – 180,4 – 180,2 – 183,9 – 186,5 – 187,8 – 188,5 – 188,8 – 190,3 – – 192,4 – 190,1 – 188,4 – 185,3 – 182,9 – 181,6 – 183,4 – 186,1								

Вариант 14. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 инфильтрационного водозабора *«Бобруйск»*. Скважины 4 и 7 расположены в пойме реки Бобруйка. Расстояние между скважинами в створе L = 500 м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	149,1	147,3	142,4	141,6	147,2	148,5	141,0	150,8	145,9
2	147,4	144,8	139,6	140,5	143,9	145,3	140,0	146,8	143,1
3	145,0	142,4	140,1	137,6	135,7	133,2	131,8	129,3	128,4
4	–	–	6,2	5,9	–	–	3,5	–	–
5	6,3	7,1	9,1	10,3	6,1	7,3	8,4	16,3	9,6
6	16,6	11,8	–	–	–	–	–	5,7	12,5
7	24,2	36,5	29,8	14,2	24,8	30,7	23,6	49,6	30,8
8	6,8	8,4	7,5	9,8	10,3	9,8	6,8	–	–
9	–	23,6	21,4	23,7	33,9	25,4	22,7	–	8,7
10	–	26,3	5,3	–	–	–	–	–	–
14	19,7	–	–	–	–	–	–	5,2	7,4
19	14,9	–	–	4,9	–	–	–	–	6,9
22	9,4	–	3,6	9,5	12,4	3,8	8,5	4,3	7,1
32	36,5	16,9	40,9	54,7	58,7	66,4	64,9	68,4	62,3
36	14,9	12,7	16,7	18,4	12,9	14,5	9,4	12,5	9,8
47	–0,2	4,0	1,9	–9,8	–11,9	–9,4	–6,8	–11,2	–9,2
48	152,8 – 151,4 – 149,1 – 148,5 – 147,8 – 149,2 – 151,9 – 147,3 – – 147,0 – 145,5 – 144,3 – 142,8 – 142,4 – 142,1 – 141,9 – 141,6 – – 141,3 – 141,6 – 142,7 – 143,8 – 144,3 – 146,6 – 147,2 – 147,6 – – 147,9 – 147,7 – 148,1 – 148,5 – 148,1 – 146,3 – 144,3 – 142,5 – – 141,0 – 141,3 – 141,5 – 143,9 – 146,7 – 150,8 – 149,2 – 147,6 – – 146,8 – 146,1 – 145,9 – 146,6 – 148,2								

Вариант 15. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Малінаўка»*. Скважина 7 проходит по центру палеовреза (днепровско-сожской мегаложбины). Расстояние между скважинами в створе L = 500 м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	145,6	145,1	146,4	147,0	144,8	143,2	143,8	144,9	141,7
2	–	–	–	–	143,1	142,4	142,5	143,1	–
3	143,8	142,8	143,0	142,7	142,3	141,9	141,4	140,7	140,3
5	–	–	–	5,8	9,3	8,2	9,5	8,4	–
6	17,4	13,1	12,6	4,7	–	–	–	3,7	14,5
7	32,8	18,9	19,4	18,4	10,8	18,6	74,8	16,4	5,4
19	13,2	28,4	26,8	28,6	37,4	27,9	–	29,6	35,8
22	9,3	10,7	9,3	10,1	10,3	9,4	–	8,2	8,9
25	11,7	12,6	13,2	14,8	14,2	15,7	–	17,9	15,7
27	6,8	17,3	12,5	9,3	11,5	15,8	15,2	12,3	–
30	22,4	21,5	26,7	27,5	31,9	16,3	19,8	30,5	41,4
33	48,9	42,8	44,9	44,2	34,7	37,2	31,4	31,7	40,3
36	21,5	23,3	19,3	20,6	24,8	26,4	27,6	29,4	22,8
47	–38,4	–43,5	–38,3	–37,0	–40,1	–32,3	–34,5	–43,2	–43,1
48	146,8 – 146,1 – 145,6 – 146,7 – 148,9 – 148,8 – 146,8 – 145,1 – – 145,3 – 145,6 – 145,9 – 146,1 – 146,4 – 146,7 – 147,2 – 146,4 – – 146,8 – 147,0 – 146,7 – 146,3 – 145,8 – 145,3 – 144,8 – 144,1 – – 143,9 – 143,7 – 143,5 – 143,2 – 142,6 – 142,9 – 143,2 – 143,5 – – 143,8 – 144,0 – 144,2 – 144,4 – 144,6 – 144,9 – 144,4 – 143,7 – – 142,8 – 142,2 – 141,7 – 141,3 – 142,8								

Вариант 16. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора «*Медведня*». Скважины 6 и 9 расположены в пойме реки Уса. Расстояние между скважинами в створе L = 2,5 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	171,7	177,4	182,3	178,8	183,1	170,9	173,7	182,3	166,5
2	169,5	175,3	177,4	177,6	–	169,4	–	–	165,6
3	165,5	172,4	174,1	175,7	176,9	171,3	169,5	168,3	164,9
4	6,8	–	–	–	–	8,1	–	–	11,4
5	12,4	–	–	22,6	–	16,8	–	–	6,2
6	–	23,7	31,4	5,9	31,7	–	21,6	29,4	5,7
7	44,5	31,8	27,9	29,4	28,4	25,9	29,4	32,1	37,4
8	39,6	42,1	49,7	68,9	35,6	17,4	24,7	27,8	24,8
9	34,9	25,4	8,6	–	20,3	38,5	32,5	23,5	21,9
10	–	6,3	11,4	–	9,5	13,3	12,3	11,9	4,8
11	–	–	3,3	3,0	7,8	8,9	7,6	8,2	7,6
18	–	–	–	–	–	–	4,9	6,1	8,2
36	8,5	19,6	17,8	14,7	16,2	10,8	9,4	8,9	8,4
47	25,0	28,5	32,2	34,3	33,6	31,2	31,3	34,4	30,1
48	173,5 – 172,3 – 171,7 – 165,4 – 174,1 – 178,3 – 181,7 – 177,4 – – 179,6 – 178,2 – 178,3 – 180,8 – 182,3 – 181,5 – 179,9 – 179,6 – – 179,2 – 178,8 – 179,4 – 180,6 – 181,8 – 182,6 – 183,1 – 180,2 – – 177,3 – 175,1 – 172,5 – 170,9 – 171,4 – 171,8 – 172,8 – 173,3 – – 173,7 – 174,9 – 176,3 – 178,4 – 180,8 – 182,3 – 180,5 – 177,4 – – 173,9 – 169,1 – 166,5 – 166,7 – 166,9								

Вариант 17. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 (юг – север) водозабора *«Минск-минеральный»*. Долина реки Свислочь проходит между скважинами 5 и 6. Расстояние между скважинами в створе L = 10,5 км. В направлении потока (север – юг) протерозойского водоносного горизонта (PR_3vd) минерализация вод возрастает от 0,4–0,6 г/дм^3 до 3–4 г/дм^3 и более с одновременным изменением их химического состава от гидрокарбонатно-кальциево-магниевых ($HCO_3^- + Ca^{2+} + Mg^{2+}$, скв. 9–8) и гидрокарбонатно-натриево-кальциевых ($HCO_3^- + Na^+ + Ca^{2+}$, скв. 7–6) до хлоридно-сульфатно-натриевых (($Cl^- + SO_4^{2-} + Na^+$, скв. 4–3) и хлоридно-натриевых (($Cl^- + Na^+$, скв. 2–1).

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	166,9	182,6	196,8	200,3	208,4	216,2	230,5	242,7	307,9
2	166,1	175,9	181,4	191,5	202,3	211,4	224,8	237,6	301,3
3	164,5	166,8	168,5	173,6	182,2	191,4	202,3	216,7	241,8
5	17,3	–	–	25,7	8,6	8,9	–	–	–
6	7,9	36,4	48,7	28,3	34,9	14,8	63,5	48,6	95,8
7	25,6	28,1	28,5	26,8	12,8	37,4	15,3	26,7	34,6
8	50,7	38,7	26,8	18,4	29,9	18,3	14,8	15,3	8,3
9	19,8	16,9	15,2	10,5	6,7	16,5	18,4	24,8	26,7
10	–	14,3	26,9	33,9	43,1	34,6	29,7	28,5	42,9
11	–	–	–	–	–	7,9	8,2	14,4	26,2
22	–	–	5,2	10,8	16,5	8,2	9,1	–	–
37	58,5	65,8	75,4	84,9	58,6	64,7	59,9	60,9	58,4
40	43,1	24,4	27,3	28,6	43,3	41,4	43,6	36,2	31,3
47	–56,0	–42,0	–57,2	–71,1	–46,0	–36,5	–32,0	–12,7	–16,3
48	160,2 – 163,5 – 166,9 – 170,1 – 173,4 – 176,7 – 179,8 – 182,6 – – 185,3 – 188,4 – 191,2 – 192,9 – 196,8 – 197,7 – 198,3 – 199,1 – – 199,7 – 200,3 – 201,8 – 202,3 – 203,9 – 206,4 – 208,4 – 212,8 – – 206,4 – 187,3 – 209,4 – 216,2 – 219,1 – 222,3 – 224,6 – 227,1 – – 230,5 – 232,8 – 235,2 – 237,6 – 240,4 – 242,7 – 248,2 – 255,6 – – 261,3 – 267,8 – 307,9 – 309,2 – 305,4								

Вариант 18. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Проня»*. Русло реки Проня располагается между скважинами 2 и 3. Скважина 5 проходит по центру палеовреза – мегаложбины днепровско-сожского оледенения. Расстояние между скважинами в створе L = 1,25 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	176,3	156,4	156,5	178,6	179,1	186,5	188,6	191,5	197,8
2	173,6	155,3	155,4	174,3	176,7	183,2	185,8	188,1	194,5
3	153,5	154,2	156,3	158,7	163,4	166,1	171,2	175,6	190,4
4	–	3,8	9,8	–	–	–	–	–	–
5	–	–	–	6,4	7,6	6,6	5,9	5,6	4,1
6	5,4	–	–	7,5	8,9	6,3	4,6	4,8	10,8
7	21,7	7,6	5,6	22,8	65,8	23,8	21,3	23,7	25,7
8	21,6	15,4	10,4	–	–	–	–	–	–
9	10,9	8,9	7,9	–	–	–	–	–	–
10	26,1	27,5	14,8	–	–	–	–	–	–
19	–	–	–	–	–	3,8	7,8	8,6	8,8
26	22,8	25,3	43,7	77,6	26,3	68,4	65,7	62,4	63,6
29	29,5	32,7	33,8	35,6	37,4	34,9	44,5	39,9	45,1
47	38,3	35,2	30,5	28,7	33,1	42,7	38,8	46,5	39,7
48	189,7 – 188,4 – 176,3 – 180,3 – 185,2 – 182,5 – 161,6 – 156,4 – – 156,2 – 155,4 – 154,3 – 155,5 – 156,5 – 157,2 – 158,3 – 168,4 – – 175,1 – 178,6 – 179,1 – 179,7 – 180,6 – 179,9 – 179,1 – 168,3 – – 177,9 – 183,5 – 185,1 – 186,5 – 186,2 – 183,4 – 179,0 – 187,8 – – 188,6 – 189,2 – 189,3 – 190,4 – 191,5 – 192,1 – 193,4 – 194,9 – – 195,7 – 197,8 – 198,3 – 201,5								

Вариант 19. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Чаусы»*. Скважина 8 расположена на берегу реки Бася. Расстояние между скважинами в створе L = 1,25 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	175,0	182,2	179,6	180,4	186,3	182,5	181,6	144,7	146,8
2	172,3	173,4	174,8	175,1	176,7	168,2	167,5	144,2	146,4
3	151,9	151,0	150,1	149,4	149,1	148,9	148,7	148,4	148,2
4	–	–	–	–	–	–	–	–	7,5
5	–	–	6,2	4,9	–	5,7	–	–	–
6	16,8	23,4	4,8	6,2	19,9	15,4	23,8	–	–
7	19,3	47,8	44,5	31,7	15,3	11,8	8,6	–	–
19	46,4	22,6	19,7	27,6	37,6	35,6	32,3	31,4	26,8
22	–	–	5,4	7,4	9,5	12,3	10,9	9,6	8,9
24	–	–	12,3	14,8	11,9	15,9	19,2	19,5	17,4
25	14,2	11,5	11,8	12,5	12,8	10,2	8,5	8,3	9,2
29	42,9	45,6	44,6	47,4	48,3	49,5	48,8	47,7	51,5
47	35,4	31,3	30,3	27,9	31,0	26,1	29,5	28,2	25,5
48	178,3 – 176,6 – 175,0 – 174,1 – 172,4 – 173,6 – 176,7 – 182,2 – – 182,1 – 178,2 – 177,4 – 178,5 – 179,6 – 179,9 – 178,4 – 175,1 – – 179,3 – 180,4 – 181,3 – 182,5 – 183,6 – 184,8 – 186,3 – 182,2 – – 180,7 – 181,4 – 181,8 – 182,5 – 181,2 – 179,4 – 182,3 – 181,9 – – 181,6 – 180,5 – 178,3 – 176,9 – 167,2 – 144,7 – 161,6 – 152,8 – – 148,3 – 147,5 – 146,8 – 147,4 – 148,8								

Вариант 20. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Барановичи»*. Расстояние между скважинами в створе $L = 2{,}5$ км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	199,2	195,3	191,6	197,4	184,7	188,6	198,8	195,5	197,6
2	194,5	191,4	187,8	192,2	181,6	184,3	194,6	191,8	194,4
3	183,7	183,4	182,2	181,6	181,2	180,8	180,2	179,5	178,9
5	11,4	6,9	7,4	14,1	7,6	10,3	16,2	6,9	–
6	–	–	–	–	7,4	9,9	12,7	7,4	26,3
7	19,7	24,7	23,8	17,6	7,8	7,2	13,5	27,2	15,9
8	17,3	15,6	14,6	21,7	18,3	16,6	21,1	7,6	7,7
9	9,6	6,3	6,9	–	8,2	11,8	5,9	6,8	–
10	–	–	12,7	29,8	36,5	19,7	–	3,5	17,4
14	6,9	6,8	–	–	–	–	–	–	–
17	12,3	10,7	–	–	–	–	–	7,9	–
19	14,8	9,8	–	–	–	–	16,4	18,7	23,8
22	9,5	5,9	–	–	–	–	–	4,6	8,6
40	42,6	57,1	62,4	52,3	40,8	53,4	48,6	44,5	41,7
47	55,1	51,5	63,8	61,9	58,1	59,7	64,4	60,4	56,2
48	199,0 – 202,4 – 199,2 – 197,4 – 195,3 – 194,6 – 196,7 – 195,3 – – 195,6 – 199,5 – 194,6 – 192,7 – 191,6 – 189,7 – 188,4 – 180,8 – – 194,3 – 197,4 – 197,2 – 195,0 – 186,6 – 186,3 – 184,7 – 183,8 – – 184,0 – 187,1 – 187,7 – 188,6 – 191,4 – 196,5 – 201,8 – 200,9 – – 198,8 – 197,1 – 196,6 – 196,1 – 195,0 – 195,5 – 197,2 – 199,8 – – 199,6 – 198,5 – 197,6 – 194,8 – 192,7								

Вариант 21. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Полыковичи»*. Расстояние между скважинами в створе L = 1,25 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	189,3	181,2	192,8	188,4	201,4	201,8	193,9	196,7	188,2
2	184,8	176,4	186,6	186,4	197,1	196,4	192,3	191,4	186,1
3	180,1	180,8	182,7	185,6	187,0	189,8	191,6	189,5	188,3
5	–	–	12,6	4,2	–	6,4	4,5	–	–
6	15,8	19,3	20,8	9,1	11,5	6,1	13,2	8,9	–
7	8,4	18,5	22,3	11,4	12,3	11,7	5,7	28,4	10,8
8	19,6	5,6	11,6	22,7	13,6	17,8	11,4	12,5	12,3
9	17,7	9,2	8,9	25,3	14,7	11,6	18,6	–	13,5
10	15,3	6,1	–	17,6	13,5	17,3	21,8	11,7	11,2
11	–	11,4	–	36,5	10,8	–	–	–	17,1
19	–	–	–	–	–	–	–	8,2	–
22	–	–	–	–	–	–	–	4,5	–
25	6,2	5,3	15,2	–	–	–	–	5,3	–
29	68,1	77,7	84,5	51,8	113,4	117,9	84,9	62,8	89,4
37	16,9	22,8	19,4	17,4	15,9	18,3	14,3	17,6	23,8
47	21,3	5,3	–2,5	–7,6	–4,3	–5,3	19,5	36,8	10,1
48	185,3 – 187,0 – 189,3 – 191,4 – 192,5 – 192,8 – 191,5 – 181,2 – – 185,3 – 188,6 – 190,5 – 191,7 – 192,8 – 193,9 – 193,2 – 191,5 – – 188,7 – 188,4 – 190,9 – 190,5 – 189,4 – 191,9 – 201,4 – 203,8 – – 202,1 – 200,6 – 201,3 – 201,8 – 200,5 – 194,7 – 192,4 – 191,8 – – 193,9 – 195,8 – 197,2 – 199,3 – 199,9 – 196,7 – 192,9 – 190,5 – – 182,4 – 193,1 – 188,2 – 195,4 – 198,6								

Вариант 22. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Добросневичи»*. Расстояние между скважинами в створе $L = 500$ м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	157,8	157,3	163,1	156,9	171,7	161,3	159,2	158,4	165,6
2	154,6	157,3	159,8	153,3	165,8	157,7	157,3	155,6	158,4
3	151,6	150,2	148,4	147,6	146,5	145,6	147,1	149,7	151,9
5	–	–	–	–	–	–	8,5	7,4	–
6	16,3	4,8	3,6	11,8	16,6	10,4	15,3	11,6	15,8
7	15,7	24,2	16,3	21,4	6,4	11,3	10,1	5,8	14,9
8	12,4	–	7,9	8,2	14,7	13,5	9,4	8,7	11,4
9	4,5	12,4	13,5	14,7	68,3	32,2	14,8	19,3	21,7
19	12,8	12,6	11,8	–	–	–	–	–	–
22	–	7,9	9,9	–	–	–	–	7,1	7,8
25	6,9	7,3	14,2	16,5	–	17,7	11,7	9,9	14,6
27	34,6	31,5	23,3	31,9	14,9	28,9	47,6	44,5	17,3
30	18,2	22,4	30,5	37,3	30,4	36,6	39,9	40,2	42,5
31	49,5	42,8	31,4	24,4	25,8	31,8	28,2	26,4	32,1
47	–13,1	–8,6	0,7	–9,3	–5,4	–21,1	–26,3	–22,5	–12,5
48	159,8 – 158,5 – 157,8 – 157,1 – 156,2 – 156,5 – 156,8 – 157,3 – – 157,0 – 159,2 – 160,6 – 162,4 – 163,1 – 160,5 – 158,8 – 157,1 – – 155,3 – 156,9 – 158,2 – 159,7 – 163,1 – 166,9 – 171,7 – 170,2 – – 168,3 – 165,8 – 163,5 – 161,3 – 161,0 – 160,6 – 159,9 – 159,5 – – 159,2 – 159,4 – 159,2 – 159,1 – 158,8 – 158,4 – 157,1 – 156,3 – – 160,7 – 164,2 – 165,6 – 164,1 – 163,4								

Вариант 23. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Николаевщина»*. Река Неман протекает между скважинами 5 и 6. Расстояние между скважинами в створе L = 2,5 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	183,7	152,8	147,6	147,1	143,2	143,3	143,4	142,7	145,4
2	178,2	151,3	146,2	144,5	142,7	142,8	142,4	141,9	143,2
3	166,8	157,4	151,4	146,6	143,3	143,1	143,0	142,6	145,3
4	–	–	6,8	14,5	9,5	7,4	11,3	8,2	10,4
5	–	8,8	7,3	12,7	–	–	41,2	15,4	–
6	26,9	5,7	13,2	–	–	6,8	–	–	17,2
7	51,1	55,6	67,4	76,1	90,8	75,3	26,7	39,5	24,7
8	29,3	24,9	16,5	12,3	7,9	10,5	–	10,3	23,9
9	26,4	19,3	6,9	20,8	17,3	–	17,8	19,7	11,6
10	25,6	16,2	11,8	–	–	–	–	–	–
19	19,5	18,4	15,5	14,6	18,2	35,3	37,5	35,6	36,3
22	12,2	13,9	14,7	15,3	13,9	17,6	16,9	17,4	15,8
47	–7,3	–10,0	–12,5	–19,2	–14,4	–9,6	–8,0	–3,4	5,5
48	185,9 – 184,8 – 183,7 – 164,4 – 158,5 – 156,9 – 155,2 – 152,8 – – 151,9 – 150,8 – 149,2 – 148,4 – 147,6 – 147,2 – 147,7 – 147,6 – – 147,4 – 147,1 – 146,6 – 145,4 – 144,5 – 143,9 – 143,2 – 142,8 – – 142,1 – 142,0 – 142,9 – 143,3 – 142,8 – 142,5 – 142,0 – 142,6 – – 143,4 – 144,1 – 145,2 – 144,2 – 143,5 – 142,7 – 143,1 – 143,5 – – 144,1 – 144,6 – 145,4 – 146,8 – 148,5								

Вариант 24. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Светлогорск»*. Расстояние между скважинами в створе $L = 500$ м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	132,2	131,6	130,6	130,4	130,1	131,8	134,2	131,5	132,4
2	130,7	130,3	128,8	128,5	128,6	128,9	131,6	130,4	131,7
3	131,4	131,2	130,0	129,1	128,6	128,7	128,8	129,0	129,3
7	4,1	5,8	7,4	6,2	4,7	7,8	12,4	12,8	9,3
8	11,8	8,6	6,5	10,8	11,2	12,3	9,2	4,1	6,7
9	36,4	35,9	37,3	44,9	54,4	59,4	49,8	25,4	25,1
10	–	–	–	–	–	–	–	8,3	7,7
11	–	–	–	–	–	–	–	47,2	–
14	13,5	15,4	17,2	14,6	15,1	15,7	31,7	7,5	53,4
17	21,8	22,3	22,8	19,7	16,9	16,2	19,9	22,4	25,8
19	22,3	28,5	31,6	30,3	24,3	22,5	21,3	21,9	24,2
22	33,7	31,7	26,9	24,5	19,6	21,1	24,5	20,7	18,5
47	–11,4	–16,6	–19,1	–20,6	–16,1	–23,2	–34,6	–38,8	–38,3
48	134,6 – 133,6 – 132,2 – 132,0 – 131,8 – 131,7 – 131,6 – 131,6 – – 131,4 – 131,1 – 130,7 – 130,4 – 130,6 – 130,8 – 131,4 – 131,1 – – 130,9 – 130,4 – 130,9 – 131,2 – 130,8 – 130,3 – 130,1 – 130,4 – – 130,7 – 131,2 – 131,5 – 131,8 – 132,3 – 132,8 – 133,4 – 133,9 – – 134,2 – 133,8 – 133,2 – 132,9 – 132,3 – 131,5 – 131,2 – 131,7 – – 131,8 – 132,1 – 132,4 – 132,1 – 131,5								

Вариант 25. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Карабановский»*. Расстояние между скважинами в створе $L = 500$ м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	178,4	171,5	176,6	179,8	186,7	184,1	178,8	188,3	187,1
2	173,2	165,8	167,4	169,2	174,1	173,3	173,7	178,5	179,8
3	140,0	141,5	143,0	144,5	146,0	147,5	149,0	150,5	152,0
5	9,8	–	8,7	–	–	–	–	11,4	8,8
6	18,1	17,4	24,3	34,2	26,4	24,8	22,5	16,9	15,3
7	–	9,3	11,2	8,9	10,7	5,9	8,4	11,5	11,6
8	19,9	7,8	19,6	12,7	16,6	20,3	15,6	7,3	7,9
9	7,5	10,5	–	–	25,2	–	–	7,5	–
10	14,3	8,1	12,4	33,8	–	–	21,3	11,2	10,4
11	22,7	–	–	7,6	–	–	–	17,8	–
19	–	7,6	–	–	–	9,4	–	–	7,4
22	–	9,7	–	–	–	12,7	13,8	–	16,2
25	31,4	11,2	26,5	16,5	39,8	–	20,1	12,5	11,8
28	37,6	77,8	70,8	65,1	74,3	114,7	72,7	77,1	63,4
31	45,2	49,9	42,1	43,4	36,9	48,2	49,2	56,4	59,1
47	–28,1	–37,8	–39,0	–42,4	–43,2	–51,9	–44,8	–41,3	–24,8
48	180,2 – 178,8 – 178,4 – 177,1 – 175,6 – 174,2 – 172,9 – 171,5 – – 172,6 – 173,8 – 175,2 – 176,0 – 176,6 – 176,1 – 175,3 – 174,6 – – 173,4 – 179,8 – 180,9 – 182,4 – 183,8 – 185,4 – 186,7 – 185,3 – – 185,7 – 185,4 – 184,7 – 184,1 – 183,0 – 181,3 – 179,7 – 179,1 – – 178,8 – 180,4 – 181,7 – 184,0 – 186,1 – 188,3 – 187,8 – 187,1 – – 186,7 – 186,7 – 186,3 – 187,1 – 186,5 – 184,8								

Вариант 26. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Шклов»*. Скважина 7 расположена посередине реки Днепр. Расстояние между скважинами в створе L = 1125 м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	198,7	199,2	207,4	201,3	188,5	153,8	144,1	182,5	185,2
2	194,3	196,3	201,8	197,6	184,2	151,9	143,7	178,6	181,5
3	171,4	169,5	166,8	162,6	157,7	154,9	153,1	154,2	157,6
4	–	–	–	–	–	–	4,2	–	–
5	–	–	–	–	–	6,6	–	–	–
6	19,6	22,7	36,6	39,3	34,5	8,5	–	26,9	24,6
7	19,2	19,5	17,8	19,6	30,8	44,9	32,7	15,2	13,7
8	18,3	14,1	14,2	14,5	27,9	23,2	24,9	–	–
9	–	–	–	–	6,7	22,1	7,1	–	–
19	–	–	4,3	5,2	–	–	–	8,5	9,2
22	–	3,2	5,1	4,9	–	–	–	–	–
28	66,8	65,4	60,4	61,7	41,4	18,3	33,8	73,3	38,4
31	47,5	51,8	52,7	47,2	42,6	35,4	31,4	39,8	63,5
47	27,3	22,5	16,3	8,9	4,6	–5,2	10,0	18,8	35,8
48	197,3 – 198,1 – 198,7 – 199,2 – 200,2 – 200,4 – 199,9 – 199,2 – – 201,3 – 200,8 – 200,4 – 201,7 – 207,4 – 210,5 – 208,6 – 204,7 – – 206,3 – 201,3 – 198,8 – 196,4 – 193,5 – 190,2 – 188,5 – 179,6 – – 177,5 – 157,6 – 150,9 – 153,8 – 156,7 – 157,4 – 157,0 – 149,8 – – 144,1 – 152,3 – 158,1 – 172,9 – 181,2 – 182,5 – 180,1 – 178,4 – – 179,3 – 183,5 – 185,2 – 186,4 – 185,3								

Вариант 27. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Навінкі»*. Расстояние между скважинами в створе L = 500 м.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	213,5	222,6	216,7	232,9	220,5	212,8	213,9	214,4	223,2
2	208,6	216,1	212,3	227,4	214,1	207,5	208,7	209,3	216,8
3	202,6	203,0	203,5	203,9	204,3	204,8	205,8	206,7	208,1
5	11,4	11,8	11,2	30,8	6,6	24,8	–	–	9,6
6	33,0	27,4	27,8	16,2	27,0	7,0	33,8	38,4	8,4
7	30,6	36,8	40,2	31,8	30,8	43,8	26,8	37,2	35,2
8	23,6	25,6	13,4	34,6	41,2	8,8	12,4	14,8	39,4
9	16,8	14,4	16,4	–	–	11,4	63,0	27,6	17,0
10	21,0	23,8	20,6	13,2	15,6	13,8	–	13,8	–
11	12,6	15,0	18,8	17,0	–	8,4	–	–	–
19	–	–	–	13,6	19,8	33,6	13,2	–	–
37	75,2	77,2	77,0	71,4	78,4	56,6	81,6	93,0	122,6
40	67,8	70,6	69,6	72,4	81,4	75,2	46,6	63,4	70,8
47	–78,5	–80,0	–78,3	–68,1	–80,3	–70,6	–63,5	–73,8	–79,8
48	215,3 – 213,9 – 213,5 – 215,4 – 217,9 – 219,6 – 221,3 – 222,6 – – 221,7 – 219,9 – 218,4 – 217,5 – 216,7 – 218,8 – 228,4 – 232,6 – – 234,5 – 232,9 – 229,1 – 226,8 – 224,5 – 222,7 – 220,5 – 218,4 – – 216,2 – 215,7 – 213,9 – 212,8 – 212,2 – 212,9 – 213,4 – 213,7 – – 213,9 – 214,8 – 215,7 – 215,1 – 214,8 – 214,4 – 216,3 – 218,8 – – 219,6 – 221,9 – 223,2 – 222,8 – 222,4								

Вариант 28. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 водозабора *«Друть»*. Скважина 3 расположена в пойме реки Друть на расстоянии 100 м от ее русла. Расстояние между скважинами в створе L = 1,25 км.

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	180,7	177,8	164,3	182,4	163,5	163,4	164,6	171,9	174,2
2	175,9	174,1	163,0	176,3	161,4	161,7	160,8	166,5	170,3
3	164,8	163,9	163,0	162,1	161,2	160,3	159,3	162,4	165,1
4	–	–	5,1	–	–	–	–	–	–
5	–	–	–	–	5,8	6,3	–	–	–
6	19,5	20,2	5,3	32,8	10,6	6,9	11,5	15,4	17,1
7	62,3	59,5	57,8	26,4	17,5	34,8	40,8	44,9	45,8
8	–	–	–	–	–	–	15,7	24,3	24,6
9	27,4	26,8	18,7	–	–	–	–	–	–
10	12,8	12,6	–	–	–	–	–	–	–
19	–	–	–	5,3	5,6	4,7	–	–	–
22	–	–	–	5,9	5,4	5,2	5,8	8,8	10,3
28	9,6	8,4	21,4	32,2	31,8	29,6	22,9	28,5	32,4
31	22,7	23,7	31,6	48,1	47,2	45,4	38,4	32,2	30,2
38	41,9	46,9	46,5	51,7	55,9	50,5	41,6	39,7	39,5
47	–15,5	–20,3	–22,1	–20,0	–16,3	–20,0	–12,1	–21,9	–25,7
48	183,5 – 181,9 – 180,7 – 175,3 – 169,8 – 168,4 – 171,6 – 177,8 – – 180,6 – 177,2 – 167,4 – 161,7 – 164,3 – 166,9 – 170,5 – 178,1 – – 180,8 – 182,4 – 182,9 – 181,5 – 180,1 – 171,9 – 163,5 – 163,2 – – 163,1 – 163,2 – 163,3 – 163,4 – 163,2 – 165,4 – 167,6 – 167,8 – – 164,6 – 162,2 – 164,1 – 166,3 – 170,5 – 171,9 – 172,4 – 173,3 – – 173,6 – 174,0 – 174,2 – 174,0 – 173,2								

Вариант 29. Гидрогеологический разрез по скважинам 1–9 створа «Запад-Восток» (линия В-Г) на водозаборе *«Краснополянский»*; скважина 1 расположена в 250 м восточнее русла реки Будлянка, скв.7 – в долине реки Реста. Расстояние между скважинами в створе $L = 1225$ м. В разрезе два ледниковых палеовреза со следующими параметрами (в числителе – абс. отм., м; в знаменателе – ширина вреза, м): № 1 (в центре палеовреза скв. 5) → 112/1200, 104/1085, 96/980, 88/945, 80/980, 72/700, 64/595, 56/525, 48/490, 40/420, 32/385, 24/350, 16/280, 8/175; № 2 (в центре палеовреза скв. 7) →120/1320, 112/1050, 104/770, 96/630, 88/525, 80/420, 72/315, 64/245, 56/140

№ позиции в прил. 2	Мощность слоев по скважинам, м								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	148,5	151,3	160,7	167,8	166,6	160,7	147,5	161,5	151,3
2	146,2	150,4	158,5	164,9	164,3	155,8	147,5	157,2	150,1
3	144,3	150,1	154,3	160,5	157,8	156,9	152,1	150,3	147,4
6	–	–	–	7,1	5,6	4,2	–	3,4	–
7	4,6	2,2	6,9	7,7	7,7	7,6	–	2,8	–
8	5,6	3,1	5,6	9,1	7,0	6,4	13,2	9,1	6,3
9	2,8	8,4	29,4	25,9	133,7	11,3	78,4	16,9	12,6
19	16,8	20,3	2,2	–	–	19,0	–	16,1	20,2
20	21,7	21,0	21,1	25,2	–	21,2	–	21,2	19,9
22	13,3	13,2	13,3	12,0	–	12,2	–	14,2	13,8
25	25,2	23,8	24,5	24,3	–	23,3	1,6	22,4	22,3
26	20,3	22,4	23,8	21,3	–	16,7	17,7	19,6	18,9
27	13,3	13,1	11,9	11,2	–	11,1	12,5	8,4	9,8
28	18,9	17,5	15,4	16,8	3,2	17,5	16,8	19,5	21,1
47	6,0	6,3	6,6	7,2	9,4	10,2	7,3	7,9	6,4
48	147,0 – 147,2 – 148,5 – 148,2 – 149,2 – 150,4 – 150,7 – 151,3 – – 153,5 – 155,7 – 158,4 – 157,2 – 160,7 – 166,5 – 171,6 – 170,7 – – 169,3 – 167,8 – 165,4 – 165,3 – 169,4 – 169,2 – 166,6 – 165,9 – – 163,8 – 162,2 – 161,6 – 160,7 – 155,8 – 149,4 – 155,6 – 152,0 – – 147,5 – 150,5 – 153,8 – 155,4 – 158,5 – 161,5 – 160,9 – 157,6 – – 157,0 – 152,4 – 151,3 – 151,6 – 152,1								

Расшифровка позиций в гидрогеологических разрезах. Пласты, сложенные флювиогляциальными отложениями, при залегании между моренами являются напорными (артезианскими) водоносными горизонтами, пьезометрическая поверхность (*ПП*) которых практически совпадает с общей *ПП* водонапорного комплекса разреза. Морены (при отсутствии в них литологических «окон») принимаем за водоупоры.

№ позиции в разрезах	Геологический индекс слоев	Содержание позиции
1	–	Абсолютная отметка устья скважины, м
2	–	Абсолютная отметка *УГВ*, м
3	–	Абсолютная отметка общей *ПП*, м
4	*aIVh*	Современные (голоценовые) речные отложения (аллювий). Высокопроницаемый безнапорный водоносный горизонт
5	*flIIIpz*	Флювиогляциальные отложения поозерского ледника
6	*gIIsz*	Сожская морена
7	*flIIsz*	Флювиогляциальные отложения сожского ледника
8	*gIIdn*	Днепровская морена
9	*flIIdn*	Флювиогляциальные отложения днепровского ледника
10	*gIbr*	Березинская морена
11	*flIbr*	Флювиогляциальные отложения березинского ледника
12	N_1an	Песчаные и глинистые отложения раннего неогена (миоцен). Водоносный горизонт
13	N_1br	Песчаные и глинистые отложения раннего неогена (миоцен). Водоносный горизонт
14	$\rho_3 - N_1pl$	Палеоген-неогеновые (полтавские) пески с прослоями глин. Водоносный горизонт
15	$\rho_3 - N_1pl$	Палеоген-неогеновые (полтавские) алевриты. Водоупорный слой

Продолжение табл.

№ позиции в разрезах	Геологический индекс слоев	Содержание позиции
16	$\rho_3 hr$	Верхнепалеогеновые (олигоценовые) алевриты. Водоупорный слой
17	$\rho_2 kv$	Среднепалеогеновые (эоценовые) глины и пески. Относительный водоупорный слой
18	$K_2 cm$	Верхнемеловые (кампанские) песчаные отложения. Водоносный горизонт
19	$K_2 t$	Верхнемеловые (туронские) мело-мергельные отложения. Водоносный горизонт
20	$K_2 t$	Верхнемеловые (туронские) доломиты и мергели. Слабоводоносный горизонт
21	$K_2 t + cm$	Верхнемеловые (турон-кампанские) меловые отложения. Водоносный горизонт
22	$K_2 s$	Верхнемеловые (сеноманские) песчаные отложения. Водообильный водоносный горизонт
23	$K_2 s$	Верхнемеловые (сеноманские) пески и песчаники. Водоносный горизонт
24	$J_3 o$	Верхнеюрские (оксфордские) песчаные отложения. Водоносный горизонт
25	$J_2 c$	Среднеюрские (келловейские) глины. Водоупорный пласт
26	$D_3 sr + sm$	Верхнедевонские (саргаевские и семилукские) доломиты и мергели. Слабоводоносный горизонт
27	$D_3 ln$	Верхнедевонские (ланские) песчаные отложения. Водоносный горизонт
28	$D_3 ln$	Верхнедевонские (ланские) алевролиты, глины и прослойки песчаников. Водоупорный слой
29	$D_{2+3} st + ln$	Средне- и верхнедевонские (старооскольские и ланские) пески с прослоями глин и алевролитов. Водоносный горизонт
30	$D_{2+3} st + ln$	Средне- и верхнедевонские (старооскольские и ланские) алевролиты и глины. Водоупорный слой
31	$D_2 st$	Среднедевонские (старооскольские) песчаные отложения. Водоносный горизонт

Продолжение табл.

№ позиции в разрезах	Геологический индекс слоев	Содержание позиции
32	D_2st	Среднедевонские (старооскольские) глины, известняки и мергели с прослоями песков. Относительный водоупор. Воды спорадического распространения (в песчаных отл.)
33	D_2st	Среднедевонские (старооскольские) алевролиты, глины и песчаники. Относительный водоупор. Воды спорадического распространения (в песчаниках)
34	D_2nr	Среднедевонские (наровские) известняки и мергели с прослоями глин. Относительный водоупор. Воды спорадического распространения в трещиноватых известняках
35	D_2nr	Среднедевонские (наровские) известняки и песчаники с прослоями глин. Слабоводоносный горизонт
36	D_2nr	Среднедевонские (наровские) глины и мергели с прослоями алевритов. Водоупорный слой
37	D_2nr	Среднедевонские (наровские) мергели и доломиты с прослоями алевритов и глин. Водоупорный слой
38	D_2nr	Среднедевонские (наровские) глины и алевролиты с прослоями мергелей. Водоупорный слой
39	ϵ_1	Нижнекембрийские песчаники с прослоями алевролитов. Слабоводоносный горизонт
40	PR_3vd	Верхнепротерозойские (вендские) песчаники и пески с прослоями алевролитов. Водоносный горизонт
41	PR_3gd	Верхнепротерозойские пески и песчаники. Водоносный горизонт
42	PR_3gd	Верхнепротерозойские песчаники, мергели, глины и аргиллиты. Водоупорный слой
43	PR_3br	Верхнепротерозойские песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов. Относительный водоупор

Окончание табл.

№ позиции в разрезах	Геологический индекс слоев	Содержание позиции
44	PR_3pl	Верхнепротерозойские аргиллиты и песчаники. Относительный водоупор
45	PR_3	Верхнепротерозойские аргиллиты (верхний слой мощностью 50–60 м) и песчаники (нижний слой мощностью 90–110 м). Песчаники слабо водонасыщенные
46	$AR – PR_2$	Архей-рифейские туфоалевролиты, туфо-брекчии и туфопесчаники. Водоупорный пласт
47	–	Абсолютная отметка забоя скважины, м
48	–	Абсолютные отметки поверхности земли по створу скважин, м (через $L/5$, м, где L – расстояние между скважинами в створе; первая цифра – начало отсчета расстояний ($x = 0$); 3-я, 8-я, 13-я,… цифры – отметки устья скважин соответственно 1-й, 2-й, 3-й,…)

Результаты опытных кустовых откачек при неустановившемся движении *ПВ* в зоне квазистационарного режима, выполненные в различных гидрогеологических условиях (для $\lambda > 0$ и $\lambda < 0$).

Порядок обработки полевых опытов:

1) используя замеренные r, t, S_{rt}, Q, строим графики прослеживания понижений $S_{rt} = f(\ln t)$ и $S_{rt} = f(\ln r)$ и по формулам (2.63) и (2.80) рассчитываем их угловые коэффициенты i, м и i_D, м;

2) имея опытные i и i_D, по формулам (2.65) и (2.82) определяем коэффициенты водопроводимости по Тейсу (T, м^2/сут) и по Дюпюи (T_D, м^2/сут);

3) используя те же i и i_D, по формуле (2.104) рассчитываем параметр водообмена $\lambda = 2 - i_D / i$;

4) проверяем точность оценки λ другим методом: по формуле (2.66) для всех наблюдательных скважин r_1–r_6 находим величины логарифма коэффициента пьезопроводности $\ln a(r)$ и в билогарифмической системе координат строим график $\ln a(r) = f(\ln r)$; определив по первой части формулы (2.104) угловой коэффициент этого графика λ, рассчитываем его начальный отрезок $\ln a_0$, который, кстати, легко снимается с чертежа: $\ln a_0 = \ln a(r) \pm \lambda \ln r$, где знак «+» для $\lambda < 0$ и «–» для $\lambda > 0$;

5) по известным T и $a(r)$ рассчитываем упругоемкость пласта $\mu(r)$ как функцию пути движения *ПВ*: $\mu(r) = T / a(r)$.

Расстояния r (м) до наблюдательных скважин следующие: $r_1 = 1{,}00$; $r_2 = 2{,}72$; $r_3 = 7{,}39$; $r_4 = 20{,}10$; $r_5 = 54{,}60$; $r_6 = 90{,}02$.

№ варианта	Q, м^3/сут	t, сут	S_{rt}, м					
			r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6
1	180,0	1	1,88	1,74	1,61	1,47	1,33	1,26
		2	2,24	2,10	1,97	1,83	1,69	1,62
		3	2,43	2,29	2,16	2,02	1,88	1,81
		4	2,57	2,43	2,30	2,16	2,02	1,95
		5	2,69	2,55	2,42	2,28	2,14	2,07
		6	2,78	2,64	2,51	2,37	2,23	2,16
2	134,0	1	0,73	0,64	0,54	0,44	0,34	0,28
		2	0,79	0,70	0,60	0,50	0,40	0,34
		3	0,82	0,73	0,63	0,53	0,43	0,37
		4	0,85	0,76	0,66	0,56	0,46	0,40
		5	0,87	0,78	0,68	0,58	0,48	0,42
		6	0,88	0,79	0,69	0,59	0,49	0,43

Продолжение табл.

№ варианта	Q, м^3/сут	t, сут	S_{rt}, м					
			r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6
3	288,0	1	0,78	0,68	0,57	0,47	0,36	0,31
		2	0,84	0,74	0,63	0,53	0,42	0,37
		3	0,87	0,77	0,66	0,56	0,45	0,40
		4	0,90	0,80	0,69	0,59	0,48	0,43
		5	0,92	0,82	0,71	0,61	0,50	0,45
		6	0,93	0,83	0,72	0,62	0,51	0,46
4	354,0	1	1,69	1,46	1,24	1,00	0,77	0,66
		2	1,79	1,56	1,34	1,10	0,87	0,76
		3	1,84	1,61	1,39	1,15	0,92	0,81
		4	1,88	1,65	1,43	1,19	0,96	0,85
		5	1,91	1,68	1,46	1,22	0,99	0,88
		6	1,94	1,71	1,49	1,25	1,02	0,91
5	240,0	1	2,33	2,12	1,93	1,72	1,52	1,42
		2	2,40	2,19	2,00	1,79	1,59	1,49
		3	2,45	2,24	2,05	1,84	1,64	1,54
		4	2,48	2,27	2,08	1,87	1,67	1,57
		5	2,51	2,30	2,11	1,90	1,70	1,60
		6	2,53	2,32	2,13	1,92	1,72	1,62
6	2520,0	1/24	0,70	0,59	0,48	0,37	0,25	0,19
		4/24	0,77	0,66	0,55	0,44	0,32	0,26
		8/24	0,81	0,70	0,59	0,48	0,36	0,30
		12/24	0,83	0,72	0,61	0,50	0,38	0,32
		16/24	0,85	0,74	0,63	0,52	0,40	0,34
		20/24	0,86	0,75	0,64	0,53	0,41	0,35
		1	0,87	0,76	0,65	0,54	0,42	0,36
7	2880,0	1/24	1,00	0,83	0,67	0,51	0,33	0,25
		4/24	1,10	0,93	0,77	0,61	0,43	0,35
		8/24	1,15	0,98	0,82	0,66	0,48	0,40
		12/24	1,18	1,01	0,85	0,69	0,51	0,43
		16/24	1,20	1,03	0,87	0,71	0,53	0,45
		20/24	1,22	1,05	0,89	0,73	0,55	0,47
		1	1,23	1,06	0,90	0,74	0,56	0,48
8	1440,0	2,5/24	1,48	1,19	0,89	0,59	0,30	0,15
		4,5/24	1,55	1,26	0,96	0,66	0,37	0,22
		6,5/24	1,60	1,31	1,01	0,71	0,42	0,27
		8,5/24	1,63	1,34	1,04	0,74	0,45	0,30
		10,5/24	1,66	1,37	1,07	0,77	0,48	0,33
		12,5/24	1,68	1,39	1,09	0,79	0,50	0,35

Продолжение табл.

№ варианта	Q, м^3/сут	t, сут	S_{rt}, м					
			r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6
9	720,0	1	3,06	2,58	2,11	1,64	1,15	0,91
		2	3,18	2,70	2,23	1,76	1,27	1,03
		3	3,24	2,76	2,29	1,82	1,33	1,09
		4	3,29	2,81	2,34	1,87	1,38	1,14
		5	3,33	2,85	2,38	1,91	1,42	1,18
		6	3,36	2,88	2,41	1,94	1,45	1,21
10	2400,0	1/24	1,87	1,50	1,13	0,76	0,38	0,20
		4/24	2,02	1,65	1,28	0,91	0,53	0,35
		8/24	2,10	1,73	1,36	0,99	0,61	0,43
		12/24	2,14	1,77	1,40	1,03	0,65	0,47
		16/24	2,17	1,80	1,43	1,06	0,68	0,50
		20/24	2,20	1,83	1,46	1,09	0,71	0,53
		1	2,22	1,85	1,48	1,11	0,73	0,55
11	1200,0	1/24	0,97	0,80	0,63	0,46	0,28	0,19
		5/24	1,05	0,88	0,71	0,54	0,36	0,27
		9/24	1,08	0,91	0,74	0,57	0,39	0,30
		13/24	1,10	0,93	0,76	0,59	0,41	0,32
		17/24	1,11	0,94	0,77	0,60	0,42	0,33
		21/24	1,12	0,95	0,78	0,61	0,43	0,34
12	3600,0	1/24	1,50	1,23	0,97	0,70	0,44	0,30
		4/24	1,60	1,33	1,07	0,80	0,54	0,40
		8/24	1,65	1,38	1,12	0,85	0,59	0,45
		12/24	1,68	1,41	1,15	0,88	0,62	0,48
		16/24	1,70	1,43	1,17	0,90	0,64	0,50
		20/24	1,72	1,45	1,19	0,92	0,66	0,52
		1	1,73	1,46	1,20	0,91	0,67	0,53
13	1200,0	1/24	1,11	0,87	0,64	0,40	0,18	0,06
		4/24	1,18	0,94	0,71	0,47	0,25	0,13
		8/24	1,22	0,98	0,75	0,51	0,29	0,17
		12/24	1,24	1,00	0,77	0,53	0,31	0,19
		16/24	1,26	1,02	0,79	0,55	0,33	0,21
		20/24	1,27	1,03	0,80	0,56	0,34	0,22
		1	1,28	1,04	0,81	0,57	0,35	0,23
14	4080,0	1/24	3,70	2,94	2,19	1,44	0,67	0,29
		4/24	3,93	3,17	2,42	1,67	0,90	0,52
		8/24	4,05	3,29	2,54	1,79	1,02	0,64
		12/24	4,13	3,37	2,62	1,87	1,10	0,72
		16/24	4,17	3,41	2,66	1,91	1,14	0,76
		20/24	4,20	3,44	2,69	1,94	1,17	0,79
		1	4,23	3,47	2,72	1,97	1,20	0,82

Продолжение табл.

№ варианта	Q, м^3/сут	t, сут	S_{rt}, м					
			r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6
15	2160,0	1/24	2,00	1,57	1,14	0,91	0,27	0,05
		4/24	2,13	1,70	1,27	1,04	0,40	0,18
		8/24	2,19	1,76	1,33	1,10	0,46	0,24
		12/24	2,23	1,80	1,37	1,14	0,50	0,28
		16/24	2,25	1,82	1,39	1,16	0,52	0,30
		20/24	2,27	1,84	1,41	1,18	0,54	0,32
		1	2,29	1,86	1,43	1,20	0,56	0,34
16	3840,0	1/24	3,50	2,79	2,08	1,36	0,64	0,28
		4/24	3,70	2,99	2,28	1,56	0,84	0,48
		8/24	3,81	3,10	2,39	1,67	0,95	0,59
		12/24	3,87	3,16	2,45	1,73	1,01	0,65
		16/24	3,91	3,20	2,49	1,77	1,05	0,69
		20/24	3,94	3,23	2,52	1,80	1,08	0,72
		1	3,97	3,26	2,55	1,83	1,11	0,75
17	1920,0	1/24	1,75	1,39	1,03	0,66	0,29	0,12
		4/24	1,85	1,49	1,13	0,76	0,39	0,22
		8/24	1,90	1,54	1,18	0,81	0,44	0,27
		12/24	1,93	1,57	1,21	0,84	0,47	0,30
		16/24	1,95	1,59	1,23	0,86	0,49	0,32
		20/24	1,97	1,61	1,25	0,88	0,51	0,34
		1	1,98	1,62	1,26	0,89	0,52	0,35
18	3600,0	1/24	3,25	2,59	1,93	1,25	0,59	0,25
		4/24	3,43	2,77	2,11	1,43	0,77	0,43
		8/24	3,52	2,86	2,20	1,52	0,86	0,52
		12/24	3,57	2,91	2,25	1,57	0,91	0,57
		16/24	3,61	2,95	2,29	1,61	0,95	0,61
		20/24	3,64	2,98	2,32	1,64	0,98	0,64
		1	3,66	3,00	2,34	1,66	1,00	0,66
19	2400,0	1/24	2,20	1,73	1,26	0,79	0,31	0,06
		4/24	2,32	1,85	1,38	0,91	0,43	0,18
		8/24	2,39	1,92	1,45	0,98	0,50	0,25
		12/24	2,42	1,95	1,48	1,01	0,53	0,28
		16/24	2,45	1,98	1,51	1,04	0,56	0,31
		20/24	2,47	2,00	1,53	1,06	0,58	0,33
		1	2,49	2,02	1,55	1,08	0,60	0,35

Продолжение табл.

№ варианта	Q, м^3/сут	t, сут	S_{rt}, м					
			r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6
20	3000,0	1/24	2,80	2,23	1,66	1,08	0,50	0,21
		4/24	2,95	2,38	1,81	1,23	0,65	0,36
		8/24	3,03	2,46	1,89	1,31	0,73	0,44
		12/24	3,07	2,50	1,93	1,35	0,77	0,48
		16/24	3,11	2,54	1,97	1,39	0,81	0,52
		20/24	3,13	2,56	1,99	1,41	0,83	0,54
		1	3,15	2,58	2,01	1,43	0,85	0,56
21	3360,0	1/24	3,00	2,41	1,81	1,21	0,60	0,30
		4/24	3,15	2,56	1,96	1,36	0,75	0,45
		8/24	3,23	2,64	2,04	1,44	0,83	0,53
		12/24	3,27	2,68	2,08	1,48	0,87	0,57
		16/24	3,30	2,71	2,11	1,51	0,90	0,60
		20/24	3,33	2,74	2,14	1,54	0,93	0,63
		1	3,35	2,76	2,16	1,56	0,95	0,65
22	960,0	1/24	0,90	0,72	0,53	0,35	0,14	0,08
		4/24	0,95	0,77	0,58	0,40	0,19	0,13
		8/24	0,97	0,79	0,60	0,42	0,21	0,15
		12/24	0,98	0,80	0,61	0,43	0,22	0,16
		16/24	0,99	0,81	0,62	0,44	0,23	0,17
		20/24	1,00	0,82	0,63	0,45	0,24	0,18
		1	1,01	0,83	0,64	0,46	0,25	0,19
23	2640,0	1/24	2,47	1,96	1,45	0,93	0,41	0,15
		4/24	2,59	2,08	1,57	1,05	0,53	0,27
		8/24	2,66	2,15	1,64	1,12	0,60	0,34
		12/24	2,70	2,19	1,68	1,16	0,64	0,38
		16/24	2,72	2,21	1,70	1,18	0,66	0,40
		20/24	2,74	2,23	1,72	1,20	0,68	0,42
		1	2,76	2,25	1,74	1,22	0,70	0,44
24	1680,0	1/24	1,50	1,18	0,87	0,55	0,23	0,07
		4/24	1,57	1,25	0,94	0,62	0,30	0,14
		8/24	1,61	1,29	0,98	0,66	0,34	0,18
		12/24	1,63	1,31	1,00	0,68	0,36	0,20
		16/24	1,65	1,33	1,02	0,70	0,38	0,22
		20/24	1,66	1,34	1,03	0,71	0,39	0,23
		1	1,67	1,35	1,04	0,72	0,40	0,24

Продолжение табл.

№ варианта	Q, м^3/сут	t, сут	S_{rt}, м					
			r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6
25	1900,0	1/24	2,10	1,69	1,29	0,88	0,47	0,27
		5/24	2,20	1,79	1,39	0,98	0,57	0,37
		9/24	2,24	1,83	1,43	1,02	0,61	0,41
		13/24	2,27	1,86	1,46	1,05	0,64	0,44
		17/24	2,29	1,88	1,48	1,07	0,66	0,46
		21/24	2,30	1,89	1,49	1,08	0,67	0,47
26	1920,0	1/24	1,80	1,43	1,06	0,68	0,30	0,11
		4/24	1,88	1,51	1,14	0,76	0,38	0,19
		8/24	1,92	1,55	1,18	0,80	0,42	0,23
		12/24	1,94	1,57	1,20	0,82	0,44	0,25
		16/24	1,96	1,59	1,22	0,84	0,46	0,27
		20/24	1,97	1,60	1,23	0,85	0,47	0,28
		1	1,98	1,61	1,24	0,86	0,48	0,29
27	2610,0	1/24	3,40	2,73	2,06	1,39	0,71	0,36
		4/24	3,52	2,85	2,18	1,51	0,83	0,48
		8/24	3,58	2,91	2,24	1,57	0,89	0,54
		12/24	3,62	2,95	2,28	1,61	0,93	0,58
		16/24	3,65	2,98	2,31	1,64	0,96	0,61
		20/24	3,67	3,00	2,33	1,66	0,98	0,63
		1	3,69	3,02	2,35	1,68	1,00	0,65
28	3210,0	1/24	3,70	2,83	1,95	1,07	0,20	–
		4/24	3,86	2,99	2,11	1,23	0,36	–
		8/24	3,93	3,06	2,18	1,30	0,43	–
		12/24	3,98	3,11	2,23	1,35	0,48	–
		16/24	4,01	3,14	2,26	1,38	0,51	–
		20/24	4,04	3,17	2,29	1,41	0,54	–
		1	4,06	3,19	2,31	1,43	0,56	–
29	2410,0	1/24	2,98	2,29	1,58	0,87	0,16	–
		4/24	3,08	2,39	1,68	0,97	0,26	–
		8/24	3,13	2,44	1,73	1,02	0,31	–
		12/24	3,17	2,48	1,77	1,06	0,35	–
		16/24	3,19	2,50	1,79	1,08	0,37	–
		20/24	3,21	2,52	1,81	1,10	0,39	–
		1	3,22	2,53	1,82	1,11	0,40	–

Окончание табл.

№ варианта	Q, м^3/сут	t, сут	S_{rt}, м					
			r_1	r_2	r_3	r_4	r_5	r_6
30	3930,0	1/24	4,20	3,25	2,29	1,33	0,37	–
		4/24	4,33	3,38	2,42	1,46	0,50	–
		8/24	4,39	3,44	2,48	1,52	0,56	–
		12/24	4,43	3,48	2,52	1,56	0,60	–
		16/24	4,46	3,51	2,55	1,59	0,63	–
		20/24	4,48	3,53	2,57	1,61	0,65	–
		1	4,50	3,55	2,59	1,63	0,67	–

Таблица десятичных логарифмов (переход к натуральным: $\ln M = 2{,}302585 \lg M$)

а) от 1 до 9

1 – 0000	4 – 6021	7 – 8451
2 – 3010	5 – 6990	8 – 9031
3 – 4771	6 – 7782	9 – 9542

б) от 10 до 1000

№	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	№
10	0000	0043	0086	0128	0170	0212	0253	0294	0334	0374	10
11	0414	0453	0492	0531	0569	0607	0645	0682	0719	0755	11
12	0792	0828	0864	0899	0934	0969	1004	1038	1072	1106	12
13	1139	1173	1206	1239	1271	1303	1335	1367	1399	1430	13
14	1461	1492	1523	1553	1584	1614	1644	1673	1703	1732	14
15	1761	1790	1818	1847	1875	1903	1931	1959	1987	2014	15
16	2041	2068	2095	2122	2148	2175	2201	2227	2253	2279	16
17	2304	2330	2355	2380	2405	2430	2455	2480	2504	2529	17
18	2553	2577	2601	2625	2648	2672	2695	2718	2742	2765	18
19	2788	2810	2833	2856	2878	2900	2923	2945	2967	2989	19
20	3010	3032	3054	3075	3096	3118	3139	3160	3181	3201	20
21	3222	3243	3263	3284	3304	3324	3345	3365	3385	3404	21
22	3424	3444	3464	3483	3502	3522	3541	3560	3579	3598	22
23	3617	3636	3655	3674	3692	3711	3729	3747	3766	3784	23
24	3802	3820	3838	3856	3874	3892	3909	3927	3945	3962	24
25	3979	3997	4014	4031	4048	4065	4082	4099	4116	4133	25
26	4150	4166	4183	4200	4216	4232	4249	4265	4281	4298	26
27	4314	4330	4346	4362	4378	4393	4409	4425	4440	4456	27
28	4472	4487	4502	4518	4533	4548	4564	4579	4594	4609	28
29	4624	4639	4654	4669	4683	4698	4713	4728	4742	4757	29
30	4771	4786	4800	4814	4829	4843	4857	4871	4886	4900	30
31	4914	4928	4942	4955	4969	4983	4997	5011	5024	5038	31
32	5051	5065	5079	5092	5105	5119	5132	5145	5159	5172	32
33	5185	5198	5211	5224	5237	5250	5263	5276	5289	5302	33
34	5315	5328	5340	5353	5366	5378	5391	5403	5416	5428	34
35	5441	5453	5465	5478	5490	5502	5514	5527	5539	5551	35
36	5563	5575	5587	5599	5611	5623	5635	5647	5658	5670	36
37	5682	5694	5705	5717	5729	5740	5752	5763	5775	5786	37
38	5798	5809	5821	5832	5843	5855	5866	5877	5888	5899	38
39	5911	5922	5933	5944	5955	5966	5977	5988	5999	6010	39

Продолжение табл.

№	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	№
40	6021	6031	6042	6053	6064	6075	6085	6096	6107	6117	40
41	6128	6138	6149	6160	6170	6180	6191	6201	6212	6222	41
42	6232	6243	6253	6263	6274	6284	6294	6304	6314	6325	42
43	6335	6345	6355	6365	6375	6385	6395	6405	6415	6425	43
44	6435	6444	6454	6464	6474	6484	6493	6503	6513	6522	44
45	6532	6542	6551	6561	6571	6580	6590	6599	6609	6618	45
46	6628	6637	6646	6656	6665	6675	6684	6693	6702	6712	46
47	6721	6730	6739	6749	6758	6767	6776	6785	6794	6803	47
48	6812	6821	6830	6839	6848	6857	6866	6875	6884	6893	48
49	6902	6911	6920	6928	6937	6946	6955	6964	6972	6981	49
50	6990	6998	7007	7016	7024	7033	7042	7050	7059	7067	50
51	7076	7084	7093	7101	7110	7118	7126	7135	7143	7152	51
52	7160	7168	7177	7185	7193	7202	7210	7218	7226	7235	52
53	7243	7251	7259	7267	7275	7284	7292	7300	7308	7316	53
54	7324	7332	7340	7348	7356	7364	7372	7380	7388	7396	54
55	7404	7412	7419	7427	7435	7443	7451	7459	7466	7474	55
56	7482	7490	7497	7505	7513	7520	7528	7536	7543	7551	56
57	7559	7566	7574	7582	7589	7597	7604	7612	7619	7627	57
58	7634	7642	7649	7657	7664	7672	7679	7686	7694	7701	58
59	7709	7716	7723	7731	7738	7745	7752	7760	7767	7774	59
60	7782	7789	7796	7803	7810	7818	7825	7832	7839	7846	60
61	7853	7860	7868	7875	7882	7889	7896	7903	7910	7917	61
62	7924	7931	7938	7945	7952	7959	7966	7973	7980	7987	62
63	7993	8000	8007	8014	8021	8028	8035	8041	8048	8055	63
64	8062	8069	8075	8082	8089	8096	8102	8109	8116	8122	64
65	8129	8136	8142	8149	8156	8162	8169	8176	8182	8189	65
66	8195	8202	8209	8215	8222	8228	8235	8241	8248	8254	66
67	8261	8267	8274	8280	8287	8293	8299	8306	8312	8319	67
68	8325	8331	8338	8344	8351	8357	8363	8370	8376	8382	68
69	8388	8395	8401	8407	8414	8420	8426	8432	8439	8445	69
70	8451	8457	8463	8470	8476	8482	8488	8494	8500	8506	70
71	8513	8519	8525	8531	8537	8543	8549	8555	8561	8567	71
72	8573	8579	8585	8591	8597	8603	8609	8615	8621	8627	72
73	8633	8639	8645	8651	8657	8663	8669	8675	8681	8686	73
74	8692	8698	8704	8710	8716	8722	8727	8733	8739	8745	74

Окончание табл.

№	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	№
75	8751	8756	8762	8768	8774	8779	8785	8791	8797	8802	75
76	8808	8814	8820	8825	8831	8837	8842	8848	8854	8859	76
77	8865	8871	8876	8882	8887	8893	8899	8904	8910	8915	77
78	8921	8927	8932	8938	8943	8949	8954	8960	8965	8971	78
79	8976	8982	8987	8993	8998	9004	9009	9015	9020	9025	79
80	9031	9036	9042	9047	9053	9058	9063	9069	9074	9079	80
81	9085	9090	9096	9101	9106	9112	9117	9122	9128	9133	81
82	9138	9143	9149	9154	9159	9165	9170	9175	9180	9186	82
83	9191	9196	9201	9206	9212	9217	9222	9227	9232	9238	83
84	9243	9248	9253	9258	9263	9269	9274	9279	9284	9289	84
85	9294	9299	9304	9309	9315	9320	9325	9330	9335	9340	85
86	9345	9350	9355	9360	9365	9370	9375	9380	9385	9390	86
87	9395	9400	9405	9410	9415	9420	9425	9430	9435	9440	87
88	9445	9450	9455	9460	9465	9469	9474	9479	9484	9489	88
89	9494	9499	9504	9509	9513	9518	9523	9528	9533	9538	89
90	9542	9547	9552	9557	9562	9566	9571	9576	9581	9586	90
91	9590	9595	9600	9605	9609	9614	9619	9624	9628	9633	91
92	9638	9643	9647	9652	9657	9661	9666	9671	9675	9680	92
93	9685	9689	9694	9699	9703	9708	9713	9717	9722	9727	93
94	9731	9736	9741	9745	9750	9754	9759	9763	9768	9773	94
95	9777	9782	9786	9791	9795	9800	9805	9809	9814	9818	95
96	9823	9827	9832	9836	9841	9845	9850	9854	9859	9863	96
97	9868	9872	9877	9881	9886	9890	9894	9899	9903	9908	97
98	9912	9917	9921	9926	9930	9934	9939	9943	9948	9952	98
99	9956	9961	9965	9969	9974	9978	9983	9987	9991	9996	99

Список литературы

1. Белицкий, А. С. Проектирование разведочно-эксплуатационных скважин для водоснабжения / А. С. Белицкий, В. В. Дубровский. – М. : Недра, 1974. – 256 с.

2. Богомолов, Г. В. Бесфильтровые водозаборные скважины в рыхлых породах (теория и практика устройства) / Г. В. Богомолов, Р. А. Станкевич. – Минск : Наука и техника, 1978. – 152 с.

3. Богомолов, Ю. Г. Геоэкологические критерии оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод. Ресурсы подземных вод. Современные проблемы изучения и использования: материалы междунар. конф. / Ю. Г. Богомолов, П. Н. Костюкович. – М. : МАКС Пресс, 2010. – С. 407–412.

4. Всеволожский, В. А. Основы гидрогеологии / В. А. Всеволожский. – М. : МГУ, 2007. – 448 с.

5. Грунтоведение / Под ред. акад. В. Т. Трофимова. – 6-е изд. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 1024 с.

6. Гуринович, А. Д. Питьевое водоснабжение из подземных источников: проблемы и решения / А. Д. Гуринович. – Минск: Технопринт, 2001. – 305 с.

7. Жернов, И. Е. Динамика подземных вод / И. Е. Жернов. – Киев : Вища школа, 1982. – 324 с.

8. Каменский, Г. Н. Основы динамики подземных вод / Г. Н. Каменский. – М. : Госгеолиздат, 1943. – 248 с.

9. Кирюхин, В. А. Общая гидрогеология / В. А. Кирюхин, А. И. Коротков, А. Н. Павлов. – Ленинград : Недра, 1988. – 359 с.

10. Климентов, П. П. Динамика подземных вод / П. П. Климентов, В. М. Кононов. – М. : Высшая школа, 1985. – 383 с.

11. Костюкович, П. Н. Гидрогеологические расчеты дрен и параметров водоносных горизонтов (на примере КМА): автореф. дис. на соиск. уч. ст. кандидата геолого-минерал. наук / П. Н. Костюкович. – Ленинград : Горный ин-т, 1965. – 22 с.

12. Костюкович, П. Н. Гидрогеологические расчеты при осушении и орошении земель. Справочное руководство гидрогеолога / В. М. Максимов [и др.]. – Ленинград : Недра, 1979. – Т. 1. – С. 451–454.

13. Костюкович, П. Н. Гидрогеологические основы вертикального дренажа / П. Н. Костюкович. – Минск : Наука и техника, 1979. – 288 с.

14. Костюкович, П. Н. Теоретические основы определения гидрогеологических параметров в условиях перетекания подземных вод и при формировании разрыва уровней на стенке возмущающей скважины: автореф. дисс. на соиск. уч. ст. доктора техн. наук / П. Н. Костюкович. – Минск : БГПА, 1996. – 37 с.

15. Костюкович, П. Н. Гидрогеологические критерии захоронения вредных веществ в недрах Беларуси / П.Н. Костюкович // Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии: материалы междунар. научн. конф. – Минск : ИГиГ НАН Беларуси, 2005. – Т. 1. – С. 118–121.

16. Костюкович, П. Н. Основные положения теории нелинейных и комбинированных фазовых моделей дисперсных грунтов / П. Н. Костюкович. Перспективы развития новых технологий в строительстве и подготовке инженерных кадров Республики Беларусь: сб. статей XIV междунар. научно-практич. семинара. – Минск : БНТУ, 2006. – Т. 2. – С. 229–235.

17. Костюкович, П. Н. Идеи академика Г. В. Богомолова в решениях проблем динамики подземных вод / П. Н. Костюкович // Технологии нефти и газа. – М. : Изд-во РГУ нефти и газа (НИУ) им. И. М. Губкина. – 2009. – № 4 (63). – С. 29–40.

18. Костюкович, П. Н. Водобалансовая теория подземного стока зоны активного водообмена Беларуси / П. Н. Костюкович // Геотехника Беларуси: наука и практика: материалы междунар. научно-технич. конф. – Минск : БНТУ, 2013. – Ч. 1. – С. 69–82.

19. Костюкович, П. Н. Геодинамическая концепция формирования отложений ледникового комплекса Беларуси / П. Н. Костюкович // Геотехника Беларуси: наука и практика: материалы междунар. научно-технич. конф. – Минск : БНТУ, 2013. – Ч. 1. – С. 83–96.

20. Костюкович, П. Н. Гидрогеологические критерии отбора предельно допустимых объемов пресных подземных вод Беларуси / П. Н. Костюкович // Геотехника Беларуси: наука и практика: материалы междунар. научно-технич. конф. – Минск : БНТУ, 2013. – Ч. 1. – С. 97–104.

21. Костюкович, П. Н. Новая методология исследования ускорений силы тяжести / П. Н. Костюкович // Архитектура, строительство, образование: материалы междунар. научно-технич. конф. – Магнитогорск : Изд-во Магнитогорского гос. тех. ун-та им. Г. И. Носова, 2012. – С. 143–152.

22. Костюкович, П. Н. Законы нелинейной деформации при компрессионных и штамповых испытаниях грунтов Беларуси / П. Н. Костюкович // Современные геотехнологии в строительстве и их научно-техническое сопровождение: материалы междунар. научно-технич. конф. – СПб. : СПбГАСУ, 2014. – Ч. 1. – С. 371–379.

23. Костюкович, П. Н. Причины несоответствия природного фазового состояния геооснований расчетному, создаваемому высокотемпературной сушкой грунтов / П. Н. Костюкович, И. П. Крошнер // Актуальные вопросы геотехники при решении сложных задач нового строительства и реконструкции: сб. тр. научно-технич. конф. – СПб. : СПбГАСУ, 2010. – С. 213–218.

24. Крошнер, И. П. Теория фазовых моделей грунтов Беларуси / И. П. Крошнер, П. Н. Костюкович // Будаўніцтва. Строительство. Construction. – 2002. – № 1–2. – С. 101–121.

25. Крошнер, И. П. Физические основы теории фазовых моделей тонкодисперсных грунтов / И. П. Крошнер, П. Н. Костюкович // Основания и фундаменты: теория и практика: междувузов. тематич. сб. тр. – СПб. : СПбГАСУ, 2004. – С. 89–95.

26. Кудельский, А. В. Современные проблемы гидрогеологии и геоэкологии / А. В. Кудельский. – Минск : Технопринт, 2005. – 536 с.

27. Кудельский, А. В. Подземные воды Беларуси / А. В. Кудельский, В. И. Пашкевич, М. Г. Ясовеев. – Минск : Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 1998. – 260 с.

28. Кусакин, И. П. Искусственное понижение уровня грунтовых вод / И. П. Кусакин. – М.-Л. : ОНТИ, Главная редакция строительной литературы, 1935. – 248 с.

29. Лавров, А. П. Гидрогеология глубинных зон артезианских бессейнов Белоруссии / Л. И. Шаповал, М. Г. Медведева [и др.] – Минск : БелНИГРИ, 1975. – 327 с.

30. Махнач, А. А. Введение в геологию Беларуси / А. А. Махнач. – Минск : Институт геологических наук НАН Беларуси, 2004. – 198 с.

31. Мироненко, В. А. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ / В. А. Мироненко, В. М. Шестаков. – М. : Недра, 1978. – 325 с.

32. Основы геологии Беларуси / НАН Беларуси. – Минск : Институт геологических наук НАН Беларуси, 2004. – 392 с.

33. Плотников, Н. А. Проектирование и эксплуатация водозаборов подземных вод / Н. А. Плотников, В. С. Алексеев. – М. : Стройиздат, 1990. – 256 с.

34. Полезные ископаемые Беларуси: к 75-летию БелНИГРИ. – Минск : Адукацыя і выхаванне, 2002. – 528 с.

35. Полубаринова-Кочина, П. Я. Теория движения грунтовых вод / П. Я. Полубаринова-Кочина. – М. : Недра, 1977. – 664 с.

36. Проектирование водозаборов подземных вод / А. И. Арцев [и др.]; под общ. ред. Ф. М. Бочевера. – М. : Стройиздат, 1976. – 292 с.

37. Силин-Бекчурин, А. И. Динамика подземных вод / А. И. Силин-Бекчурин. – М. : МГУ, 1965. – 380 с.

38. Специальные работы при бурении и оборудовании скважин на воду. Справочник. – М. : Недра, 1988. – 268 с.

39. Справочник по бурению и оборудованию скважин на воду. – М. : Недра, 1972. – 512 с.

40. Справочное руководство гидрогеолога / Под ред. В. М. Максимова. – Ленинград : Недра, 1979. – Т. 1. – 512 с.

41. Усенко, В. С. Вопросы теории фильтрационных расчетов дренажных и водозаборных скважин / В. С. Усенко. – М. : Колос, 1968. – 301 с.

42. Чарный, И. А. Подземная гидрогазодинамика / И. А. Чарный. – М. : Гостоптехиздат, 1963. – 396 с.

43. Шведовский, П. В. Инженерная геология / П. В. Шведовский, В. Г. Федоров. – Брест, 1999. – 416 с.

44. Щелкачев, В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме / В. Н. Щелкачев. – М. : Гостоптехиздат, 1959. – 467 с.

Учебное издание

КОСТЮКОВИЧ Пётр Николаевич
КРОШНЕР Ирина Петровна

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ВОДОЗАБОРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Учебно-методическое пособие
для обучающихся по специальности 1-70 04 03
«Водоснабжение, водоотведение и охрана водных ресурсов»

Редактор *А. Д. Спичёнок*
Компьютерная верстка *Н. А. Школьниковой*

Подписано в печать 25.01.2022. Формат 60×84 $^{1}/_{16}$. Бумага офсетная. Ризография.
Усл. печ. л. 14,01. Уч.-изд. л. 10,95. Тираж 200. Заказ 367.

Издатель и полиграфическое исполнение: Белорусский национальный технический университет.
Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя, распространителя
печатных изданий № 1/173 от 12.02.2014. Пр. Независимости, 65. 220013, г. Минск.