

УДК 556:3.01

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-1-105-115

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОВОДИМОСТИ ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНО-СЛОИСТОГО МАССИВА СКАЛЬНЫХ ПОРОД

Алексей Владимирович Лехов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; avlekhov@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1050-6112>

Аннотация. Результаты расходомерии скважин в верхней части слоистого массива скальных пород указывают на модель среды фильтрации в виде отдельных горизонтальных тонких трещин-зон, разделенных водоупорами мощность несколько метров. Сделано исследование откачки на модели в цилиндрических координатах для двух тонких водоносных зон. Верхняя работает с постоянным напором в центральной скважине, определяемым положением зоны, и уменьшающимся дебитом, а нижняя с возрастающим расходом — дополнительным до расхода насоса. Интервалы фильтров центральной и единственной наблюдательной скважины одинаковы. Обработка результатов откачки обычно применяемым методом Джейкоба показала основные особенности — сильные различия проводимостей в разных вариантах расположения скважин, очень большие значения водоотдачи, сверхмалые значения расчетного радиуса центральной скважины. Целью работы является оценка точности определения проводимости по результатам стандартных одиночных и кустовых откачек наиболее часто используемыми методами.

Ключевые слова: откачка, расходомерия, фильтрационные параметры, проводимость, водоотдача, массив скальных пород, структура проницаемости

Для цитирования: Лехов А.В. Определение проводимости верхней зоны выветривания горизонтально-слоистого массива скальных пород // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 1. С. 105–115.

UPPER WEATHERED ZONE TRANSMISSIVITY ESTIMATION OF HARD-ROCK HORIZONTALLY LAYERED MASSIF

Aleksey V. Lekhov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; avlekhov@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-1050-6112>

Abstract. The results of flowmeter tests of wells in the upper part of the layered rock massif indicate a model of the permeability medium in the form of separate horizontal thin fracture zones, separated by layers with a thickness of several meters. A study of pumping was done on a model in cylindrical coordinates for two thin aquifers. The upper one works with a constant pressure in pumping well, determined by the position of the zone, and a decreasing rate, and the lower — with an increasing rate, is additional to the pump rate. The filter intervals of the central and the only observation well are the same. The processing of pumping results using the commonly used Jacob method showed the main features — strong differences in transmissivity in different variants of well locations, unrealistically large values of the storage coefficient, ultra-small calculated radius of the pumping well.

Keywords: groundwater pumping test, flowmeter test, transmissivity, storage coefficient hard rock massif, permeability structure

For citation: Lekhov A.V. Upper weathered zone transmissivity estimation of hard-rock horizontally layered massif. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 1: 105–115. (In Russ.).

Введение. Статья написана после построения автором ряда геомиграционных моделей рассматриваемых массивов с использованием разновременных опытных работ (откачки, расходомерия) и последующей калибровкой геофильтрационной части модели по известным значениям уровней воды в распределенных по площади скважинах. Практически всегда возникает несоответствие проводимости горизонтов результатам откачек, иногда достаточно сильное. Пока что откачки, распределенные по площади и обработанные примененным в данной статье методом Джейкоба или по стационарному режиму, дают хорошие указания на области увеличения или

уменьшения проводимости, но абсолютные оценки расходятся с результатами решения обратных задач.

Анализ ряда опытных откачек в верхней части слоистого массива скальных пород показал:

- сильные, иногда на порядок, различия проводимости верхней активной части массива, определенной по центральной скважине и по наблюдательным;

- неправдоподобно малый расчетный радиус центральной скважины при отсутствии признаков кольматации стенок;

- стабилизация понижений уровня в процессе откачки при отсутствии предпосылок дополнитель-

ного поступления воды (перетекания) из другой нижней части массива, обладающей высокой проницаемостью;

Обычно параметры определяются на основе уравнения Дюпюи в стационарном режиме фильтрации или уравнения Тейса в варианте квазистационарного режима фильтрации (метод Джейкоба). Использование более соответствующих решений, например Хантуша, не позволяет объяснить такие различия значений параметров.

На основании поинтервальных и зональных откачек, стандартного геофизического каротажа, описания кернов скважин и обнажений пород сформирована достаточно традиционная схема распределения проницаемости пород в виде экспоненты с максимумом вблизи уровня воды. Модель проницаемости строится на основании геометрии совокупности трещин чаще всего трех доминирующих систем. Теория проницаемости трещиноватой среды для использования в обычном виде непрерывно распределенного по вертикали коэффициента фильтрации наиболее четко сформулирована Е.С. Роммом [1966]. Постепенное убывание с глубиной проницаемости, обусловленное трещиноватостью с расстояниями между трещинами до нескольких дециметров,

вероятнее всего, характеризует однородные по литологическому составу массивы, например трапповую интрузию мощностью до 300 м [Ильин и др., 1971].

Расходомерия скважин показала, что в слоистых массивах существуют отдельные водопроводящие трещины на фоне остальных. Расстояния между водопроводящими трещинами измеряются метрами, тогда как расстояния между обычными трещинами — дециметрами. Например, водопроводящие трещины (далее зоны) в терригенно-карбонатных породах уфимского яруса нижней перми в Пермском Предуралье расположены на расстоянии нескольких метров, в среднем 8,3–12 м (по 80 скважинам). Пример расположения трещин-зон по трем скважинам показан на рис. 1. Аналогичные рисунки для других слоистых массивов приведены, например, в работах [Гринбаум, 1975; Audouin et al., 2008].

Следует заметить, что проводящая зона — это не равномерно распространенная щель. Ее собственная проводимость может существенно меняться на небольшом расстоянии, соизмеримом с диаметром ствола скважины, поэтому интервал скважины, вскрывающий зону, может иметь несовершенство по характеру вскрытия — связи с основным ее пространством от полного соответствия проводимости

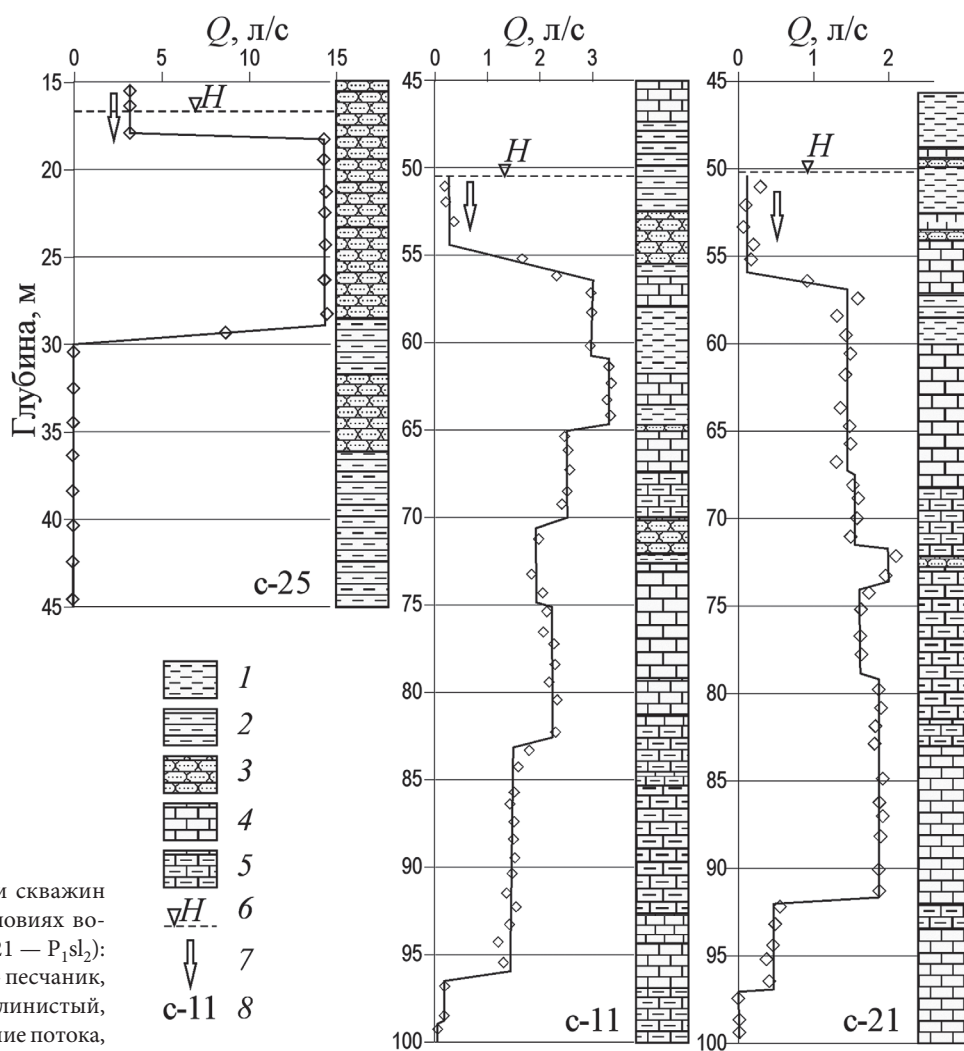


Рис. 1. Примеры расходомерии скважин в слоистом массиве пород в условиях водораздела (с-25 — P_{1ss} , с-11 и с-21 — P_{1sl_2}): 1 — аргиллит, 2 — алевролит, 3 — песчаник, 4 — известняк, 5 — известняк глинистый, 6 — уровень воды, 7 — направление потока, 8 — номер скважины

зоны до нуля. Экспериментально это явление показано в скважинах, пробуренных в горизонте подольско-мячковских известняков [Лехов и др., 2019].

Генезис зон понятен в слоистой толще известняков [Лехов, 2010; Лехов и др., 2019]. Зоны возникли в результате карстового процесса. В толще терригенно-карбонатных пород можно предполагать аналогичный механизм растворения известняков на контактах с терригенными породами (рис. 1). При отсутствии известняков, по имеющейся у автора информации массовой расходомерии скважин, эти зоны приурочены к контактам песчаников и аргиллитов. Для характеристики области влияния откачки мощностью несколько десятков метров на площади около 0,02–0,04 км² больше подходит идея о сети дискретных трещин (Discrete Fracture Network, DFN) [Nordbotten et al., 2004]. Однако ее осуществление нуждается в полевых исследованиях, направленных именно на выявление конкретных трещин, что требует больших трудозатрат. Проблематично и построение этим методом моделей площадью 100–150 км².

Опыт создания гидрогеологических моделей слоистых массивов скальных пород показывает необходимость использовать всю накопленную для изучаемой территории информацию. Основу геофильтрационной схематизации составляют данные преимущественно одиночных откачек, редко кустовых с 1–2 наблюдательными скважинами, проведенные в разное время, в основном во второй половине XX в. С 1970-х гг. начинается систематическое использование метода расходомерии [Гринбаум, 1975]. Однако скважины для таких гидрогеологических исследований расположены на значительных расстояниях, кроме случаев разведки крупных водозаборов.

Материалы и методы исследований. Описание задачи. Схема модели представляет собой две зоны (трещины), обеспечивающие проводимость вскрытой наиболее проницаемой верхней части массива. Проводимость верхней зоны больше проводимости нижней. Зоны практически нулевой мощности разделены водоупорной толщей пород мощностью несколько метров. Верхняя зона с высокой проводимостью расположена в непосредственной близости от уровня подземных вод. На графиках расходомерии (рис. 1) эта схема видна достаточно отчетливо. На основании анализа данных реальных откачек предполагается, что уровень воды в центральной скважине при откачке падает ниже верхней зоны практически сразу после включения насоса. Ниже расположены одна или несколько зон, которые всегда находятся глубже уровня воды в центральной скважине. В данной задаче они моделируются одной нижней зоной.

Откачка проводится насосом, работающим с постоянным расходом Q_p . Часть расхода поступает из верхней зоны Q_u , имеющей постоянный уровень воды в стволе центральной скважины, равный высоте положения верхней зоны. Этот расход постепенно

падает во времени [Боचेвер, 1966]. Остальная часть расхода насоса поступает из нижней зоны, она, наоборот, возрастает во времени $Q_d = Q_p - Q_u$.

Области влияния откачки может располагаться только одна наблюдательная скважина, идентичная центральной и вскрывающая обе зоны. По ее стволу происходит перетекание из верхней зоны в нижнюю. При этом в верхней зоне создается локальная микрооткачка в ствол наблюдательной скважины, а в нижней микроналив с тем же дебитом из ствола. Со временем уровень верхней зоны в наблюдательной скважине может стать ниже ее положения и произойдет отрыв уровня нижней зоны в стволе скважины. Верхняя зона будет работать как скважина с постоянным напором, нижняя — как скважина, поглощающая расход, поступающий из верхней. Естественно, это влияет на понижение уровня в центральной скважине, особенно в нижней зоне.

Несмотря на имеющиеся исследования работы скважин, соединяющих несколько водопроводящих слоев [Гринбаум, 1975; Avci, 1992, 1994; Cihan et al., 2011; Nordbotten et al., 2004; Parker et al., 2012; Silliman, Higgins, 1990; Zeidouni, 2014], аналитических решений для откачки в такой постановке не найдено, что подтверждается составом известных программ для определения фильтрационных параметров [Синдаловский, 2011; Duffield, 2007]. Корректно учесть взаимовлияние центральной и наблюдательной скважин можно только на двухслойной плановой модели с областью фильтрации, превосходящей область влияния откачки. Учет влияния границ такой модели довольно проблематичен. Более простой способ приближенных оценок состоит в использовании метода суперпозиции решений в радиальных координатах, что в принципе недостаточно некорректно при наличии скважины, работающей с постоянным уровнем, однако может показать основные тенденции.

Для моделирования откачки нами использована двумерная численная модель в цилиндрических координатах. Область фильтрации в каждой зоне делится на блоки одинакового фильтрационного сопротивления с использованием логарифмической разбивки, выбрано $\lg(r_i/r_{i-1}) = 0,125$; $r_0 = r_w$, где r_w — радиус скважины, i — номер блока. Небольшое число блоков обеспечивает практическую бесконечность для реального времени откачки при высокой точности решения. Кроме того, задаются водоотдача каждой зоны и вертикальный коэффициент фильтрации разделяющей толщи.

Граничное условие на стенке центральной скважины для верхней зоны — постоянство напора $H_{wu} = Z_u$, где Z_u — положение верхней зоны. Для нижней зоны граничное условие — переменный во времени расход $Q_d(t) = Q_p - Q_u(t)$. Отдаленная граница полагается непроницаемой ($dH/dr = 0$) для обеих зон. Условие регулируется расстоянием до этой границы (число блоков модели) — положение уровня воды на ней должно быть практически неизменным. На-

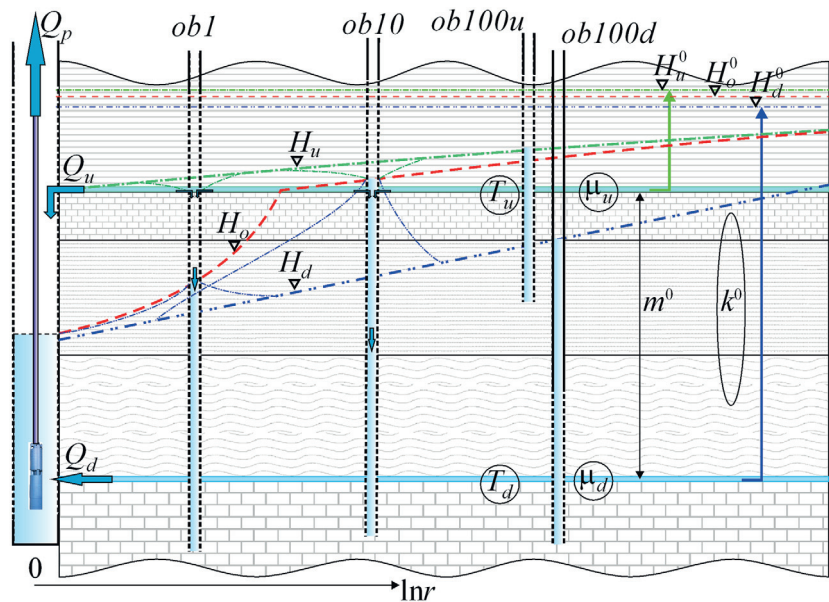


Рис. 2. Схема расположения элементов модели, определение параметров приведены в уравнении (1), пунктирные линии — уровни подземных вод в разные моменты (до откачки H^0 , в процессе откачки H отдельно для верхней и нижней зон и результирующий для наблюдательной скважины)

чальное условия для пуска откачки — распределение напоров в зонах — определяется как установившееся через 2 сут после соединения верхней и нижней зоны стволом центральной скважины или стволами центральной и единственной наблюдательной скважин. При этом уровни воды в самих скважинах одинаковы для обеих зон. Использовано уравнение откачки/налива в неограниченной изолированном пласте [Боचेвер, 1966]

$$H_o = \frac{H_u F_u + H_d F_d}{F_u + F_d}; \quad F_i = \frac{4\pi T_i}{W(u_i)}; \quad u_i = \frac{\mu_i r^2}{4T_i t}, \quad (1)$$

где H — напор подземных вод, м; индексы верхней (u) и нижней (d) зон и скважины на обе зоны (o), T — проводимость, $\text{м}^2/\text{сут}$; μ — водоотдача; r — радиус скважины, м; t — время, сут; W — функция Тейса. Использование вместо модели Тейса уравнения с перетеканием Хантуша показало отличия напоров в скважинах <1 мм.

Решение осуществляется методом прогонки [Кузнецов, Шеремет, 2007] сначала для верхней зоны, затем для нижней. Для лучшей точности при задании перетекания проводятся повторные решения на тот же временной шаг с учетом постепенного изменения уровня (итерации). В результате, по сути, получаем условно аналитическое решение.

Аналогично решается задача для наблюдательной скважины. Ее начальный уровень на момент начала откачки определяется так же, как и для центральной. Далее на каждом временном шаге решается задача в понижениях уровня совместно для верхней и нижней зон при переменной разнице напоров в зонах, определяемой решением для центральной скважины, т.е. суперпозиция решений. В рассматриваемом случае это несколько некорректно, так как поступление воды из верхней зоны происходит при постоянном напоре в центральной скважине, но есть возможность определить основные тенденции хода уровней. Общая схема задачи показана на рис. 2.

Результаты исследований и их обсуждение.
Базисный вариант. Имитируются условия с преобладающим перетеканием сверху вниз. Верхняя зона расположена на 1–1,2 м ниже уровня воды, установившегося после бурения (рис. 1). Набор параметров определен анализом результатов расходомерии и реальных откачек (таблица).

Параметры, используемые для базисного варианта

Зона, индекс	Проводимость $T, \text{м}^2/\text{сут}$	Водоотдача μ	Естественный напор $H^0, \text{м}$
Верхняя, u	100	0,1	10,2
Нижняя, d	30	0,0001	10,0

Коэффициент вертикальной фильтрации разделяющей толщи для вариантов $k^0 = 0; 0,001; 0,005; 0,01$ м/сут, мощность толщи $m^0 = 10$ м. Радиус центральной скважины 100 мм, расстояния до единственной наблюдательной скважины $r = 1, 10, 100$ м. Радиус наблюдательной скважины 60 мм. Расход откачки выбран по реальным значениям, при которых уровень воды в центральной скважине практически мгновенно опускается ниже положения верхней зоны, и приток из нее происходит при постоянном положении уровня, равного положению зоны. Продолжительность откачки 3 сут выбрана для рассмотрения откачек и меньшей длительности. Наблюдательная скважина, соединяющая обе зоны обозначается $ob1, ob10, ob100$ (число после ob — расстояние от центральной скважины, м). Для приближения к «правильной» постановке откачки имитируются и наблюдательные скважины только на одну зону, они обозначены $ob1u$ или $ob1d$. Значения определяемых параметров приводятся непосредственно на графиках для лучшего представления результатов.

Напоры в скважинах перед началом откачки 10,17 м. Расход перетекания по стволу $3,33 \text{ м}^3/\text{сут}$ для центральной и $3,15 \text{ м}^3/\text{сут}$ для наблюдательной

скважин. Потери напора в трубах по уравнению Дарси–Вейсбаха [Шестаков, 1995] $< 0,1$ мм. По этим характеристикам рассчитывались начальные напоры в зонах как при откачке из верхней и налив в нижнюю зону.

Обработка результатов. При обработке откачки наиболее уверенно определяемый параметр — проводимость, тогда как уровнепроводность (пьезопроводность), соответственно и водоотдача, более подвержены вариациям за счет неточного проведения аппроксимирующей прямой линии в координатах S – $\ln t$ или несоответствия радиуса скважины заданному бурением. Анализ примеров обработки откачек показывает, что встречается стремление провести прямую линию на любом участке, там, где она может быть проведена. В результате для всей кривой могут отыскиваться 2–3 участка, похожих на отрезки прямых, и по каждому из них может быть определена проводимость. Водоотдача определяется значительно реже. В случаях выхода откачки в стационарный режим фильтрации часто используется справочное значение радиуса питания из различных руководств.

В данной работе специально используется метод, наиболее часто применявшийся и применяемый для обработки простых откачек, — метод Джейкоба, соответствующий квазистационарной фильтрации к скважине в неограниченном пласте без перетекания. Применение его в напорной или безнапорной постановке зависит от предпочтений исполнителя. Цель использования этого метода в данной работе состоит в оценке его применимости для предварительного довольно приближенного определения параметров. Искомые параметрами являются коэффициент фильтрации единого пласта k , проводимость $T = kt$, уровнепроводность $a = kh_{av}/\mu$ или пьезопроводность $a = T/\mu^*$, расчетный радиус скважины r^* . Используется обычно применяемое приближенное уравнение притока к скважине в квазистационарном режиме [Шестаков, 1995]

$$S = \frac{Q_p}{4\pi T} \ln \frac{2,25at}{r^2} = \underbrace{\frac{Q_p}{4\pi T} \ln \frac{2,25a}{r^2}}_A + \underbrace{\frac{Q_p}{4\pi T} \ln t}_B; \quad a = \frac{T}{\mu^*},$$

где A и B — коэффициенты линейного уравнения $S = A + B \ln t$ (для метода Джейкоба). Для безнапорного пласта используется замены [Шестаков, 1995] H на h^2 и $4T$ на $2k$, h глубина потока до условного водопора и напор считается от положения нижней зоны. При обработке всегда используется дебит насоса Q_p .

Непроницаемая разделяющая толща — отсутствие перетекания. Вариант отсутствия перетекания между зонами позволяет наиболее контрастно выявить особенности поведения уровней воды в скважинах. В процессе откачки происходит постепенное перераспределение расходов, поступающих в насос из каждой зоны (рис. 3, а). Если в первые моменты времени 2/3 расхода насоса поступало из верхней зоны, то уже через 2,5 ч расход из нижней зоны становится больше расхода из верхней, хотя

проводимость верхней зоны в 3 раза больше, чем нижней, но фиксированный уровень воды верхней зоны в центральной скважине определяет постепенное снижение расхода из нее. Через ствол наблюдательной скважины вода так же поступает из верхней зоны в нижнюю. Вследствие сильного падения уровня воды в нижней зоне, в отличие от уровня в верхней (рис. 3, б), расход по столам наблюдательных скважин постепенно возрастает (рис. 3, а). Исключение — затрубная скважина *ob1* ($r = 1$ м), в которой происходит разрыв уровней зон — в верхней зоне он становится равным положению зоны, а в нижней опускается ниже. Возникает интервал между верхней зоной и уровнем в нижней, в котором вода стекает по стенкам скважины. Разрыв определяется большей возможностью поглощения воды нижней зоны, чем может поступить из верхней.

Отсутствие наблюдательной скважины — одиночная откачка. В рассматриваемом тесте двух зон без перетекания, но с постоянным суммарным дебитом откачки, обычно используемом при расчете параметров, сделана простая обработка по одной центральной скважине, наиболее частый случай определения при необходимости получения комплексной информации, например при разведке месторождений полезных ископаемых. В результате без наблюдательной скважины, связывающей обе зоны, в интервале времени 0,2–3 сут получена проводимость $25 \text{ м}^2/\text{сут}$, соизмеримая с модельной проводимостью нижней зоны ($30 \text{ м}^2/\text{сут}$), но не соответствующая суммарной проводимости зон ($130 \text{ м}^2/\text{сут}$). Водоотдача превышает заданную для верхней зоны почти на порядок или же, при сохранении заданной в модели водоотдачи, расчетный радиус скважины должен быть почти в 1,5 раза больше модельного.

Наличие только одной наблюдательной скважины — обработка по центральной скважине. Наличие наблюдательной скважины, соединяющей обе зоны, приводит к уменьшению понижения в центральной скважине — в наблюдательной скважине параллельно происходит микрооткачка из верхней и микроналив в нижнюю зону. В зависимости от расстояния до центральной скважины изменяется получаемая проводимость по центральной скважине от 25 до $39 \text{ м}^2/\text{сут}$ с максимумом при существовании наблюдательной скважины *ob10* ($R = 10$ м), составляющим $39 \text{ м}^2/\text{сут}$ (рис. 3, б). Таким образом, получается проводимость, соответствующая нижней зоне, но с повышенной водоотдачей, причем иногда существенно.

Влияние наблюдательной скважины на обе зоны на расстоянии 1 м (*ob1* — затрубная) происходит в два этапа. На первом этапе уровни верхней и нижней зон в стволе скважины одинаковы, как и в случаях других наблюдательных скважин. Но после понижения уровня верхней зоны на стенке наблюдательной скважины до высоты ее положения происходит разрыв уровней, и начинается свободный излив из верхней зоны. Уровень в скважине

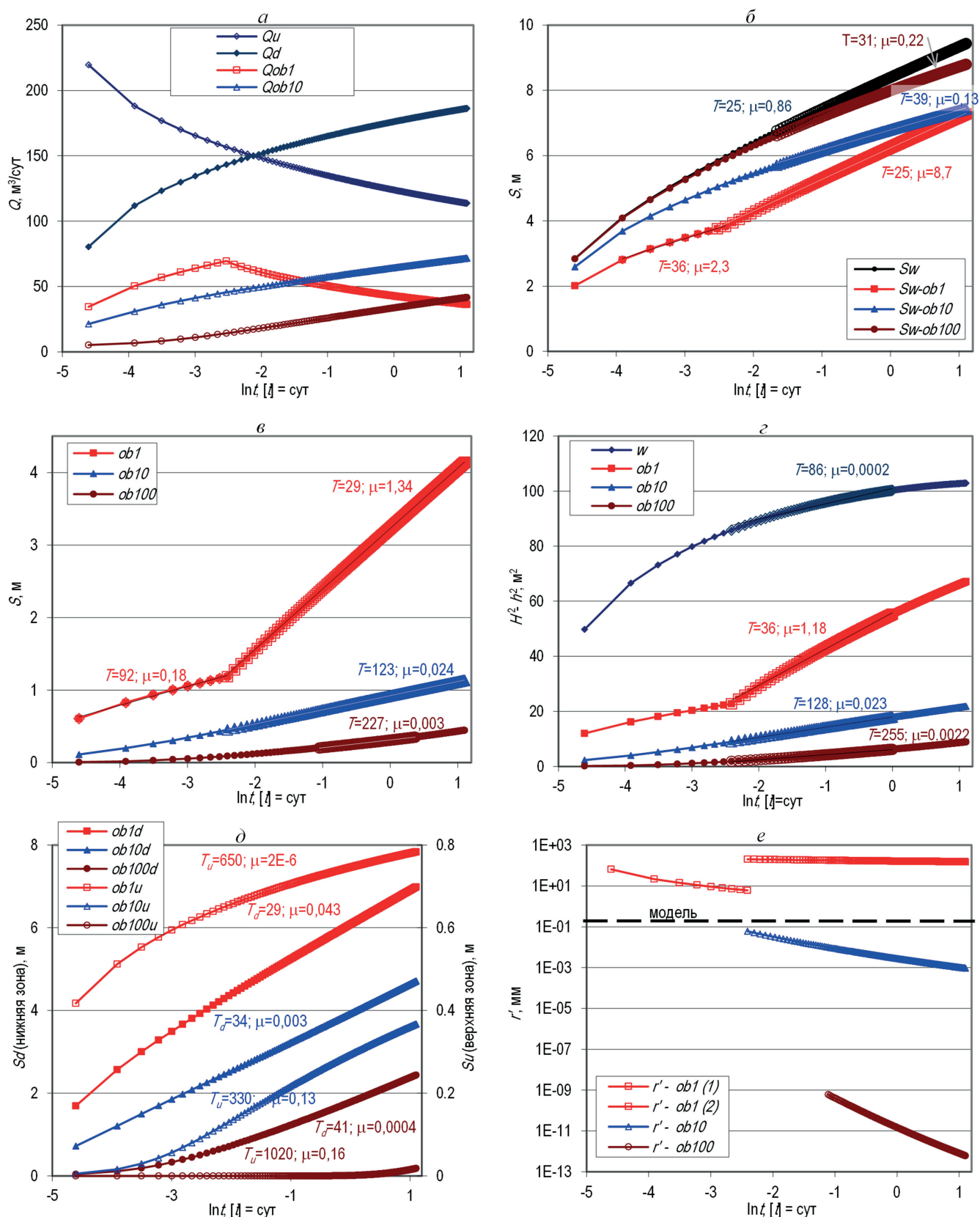


Рис. 3. Графики зависимости расходов скважин и перетекания по стволам, понижений уровня воды и расчетных радиусов центральной скважины от времени при отсутствии перетекания между зонами: а — расходы из зон и по стволам наблюдательных скважин; б — понижения уровня воды в центральной скважине без наблюдательных скважин Sw или с одной из них $Sw-ob1-100$; в — понижения уровней воды в наблюдательных скважинах при существовании только одной из них; г — то же в предположении о безнапорном потоке, w — центральная скважина; д — понижения в несовершенных наблюдательных скважинах, разделенных на верхнюю и на нижнюю зоны; е — расчетные радиусы центральной скважины по центральной и одной из наблюдательных скважин на обе зоны

начинает опускаться с большей скоростью. В результате проводимость, определяемая по второму участку графика для центральной скважины, резко уменьшается с 36 до 25 м²/сут (рис. 3, б). Водоотдача, определенная и по первому, и по второму этапам, почти на 2 порядка больше заданной для верхней зоны (8,7 против 0,1).

Обработка по наблюдательной скважине на обе зоны. Кустовая откачка хотя бы с одной наблюдательной скважиной всегда считается существенно лучшей для определения фильтрационных параметров. Результаты обработки наблюдений понижения уровня по единственной наблюдательной скважине показали постепенное возрастание получаемого значения проводимости в зависимости от удаления скважины (рис. 3, в). По скважине *ob10* ($r=10$ м) получено значение, практически соответствующее суммарной проводимости зон (123 м²/сут) против заданного (130 м²/сут). Водоотдача получилась некоторой средней между гравитационной и упругой, а расчетный радиус центральной скважины ~1 мкм (рис. 3, е), соизмерим с бактерией. По самой дальней скважине *ob100* ($r=100$ м) в целом режим фильтрации может быть охарактеризован как нестационарный (рис. 3, в), хотя в нижней зоне он уже квазистационарный (рис. 3, д), поэтому получена проводимость 227 м²/сут, расчетный радиус скважины понижается до нанометра (рис. 3, е), т.е. уже коллоидный размер. По затрубной скважине *ob1* ($r=1$ м) проводимость на первом этапе — 92 м²/сут, или 70% от заданной для пласта из двух зон, водоотдача в 2 раза больше гравитационной, на втором этапе разрыва уровней зон проводимость снижается до значений в нижней зоне (30 м²/сут) и водоотдача на порядок больше гравитационной, заданной для верхней зоны (1,34 против 0,1).

Иногда для обработки откачек из верхней активной зоны трещиноватости используется предположение о безнапорном потоке при постоянном по глубине коэффициенте фильтрации. На рис. 3, г показаны результаты обработки в таком варианте при исходной глубине потока 10 м, водоупор принят ниже естественного уровня на 10 м. Для центральной и затрубной скважин кривые становятся выпуклыми. При этом центральная скважина как бы выходит на стабилизацию в координатах $(H^2 - h^2) - \ln t$, где $H = H^0$ — уровень воды в естественном состоянии. По участкам кривых, соответствующим первым суткам опыта, значения проводимости сходны с полученными в предпосылке о напорном пласте. Результаты по центральной скважине некорректны — прямая проведена через точки, явно образующие кривую (рис. 3, г).

Обработка по наблюдательной скважине на одну зону. Интересно рассмотреть значения параметров по наблюдательным скважинам, оборудованным только на одну зону, наблюдательные скважины на обе зоны отсутствуют. Скважины на верхнюю зону несовершенные по степени вскрытия, пробуренные

на меньшую глубину (из экономии). Скважины на нижнюю зону уже специально оборудованы и устраиваются редко.

Все скважины нижней зоны (индекс *d*) показывают практический выход графиков $S - \ln t$ на прямую линию после окончания некоторого участка условно нестационарного режима. Проводимость, определенная по ним, соответствует модельной проводимости нижней зоны 30 м²/сут и составляет от 29 до 41 м²/сут, водоотдача уменьшается с ростом расстояния (рис. 3, д). Скважины верхней зоны дают сильно завышенные значения проводимости 650 м²/сут в *ob1и* и 330 м²/сут в *ob10и* при модельной 100 м²/сут. Значение по скважине *ob100и* 1020 м²/сут явно ненормальное, да и практически неопределяемое при обычных способах измерения уровня воды. Наилучшее соответствие схеме неограниченного изолированного пласта в квазистационарном режиме по виду графика показывает скважина *ob10d* — проводимость верхней зоны не играет никакой роли.

Влияние перетекания. Проведено моделирование той же задачи, но с включением перетекания в диапазоне значений коэффициентов перетока k^0/m^0 от 0 до 0,001 сут⁻¹. Диапазон основан на решении автором ряда обратных геофильтрационных задач для территории Пермского Прикамья. При откачке с постоянным дебитом насоса в центральной скважине зависимости дебитов притоков из зон от времени практически не зависят от коэффициента перетока (рис. 4, а).

В стволах наблюдательных скважин так же, как и в варианте без перетекания, формируются потоки преимущественно сверху вниз. Поток все время возрастает только при отсутствии перетекания (рис. 4, в, г). В остальных случаях он постепенно стабилизируется и даже может уменьшаться. Однако так же, как и при отсутствии перетекания, в случае затрубной скважины (*ob1*) происходит разрыв уровней верхней и нижней зон. Только при повышении коэффициента перетока (0,001 сут⁻¹) разрыв уровней в наблюдательной скважине *ob1* исчезает (рис. 4, б).

В остальных вариантах наличия перетекания между зонами расход по стволу наблюдательной скважины достигает максимума, после чего постепенно уменьшается. Время максимума обратно пропорционально коэффициенту перетока (рис. 4, в, г). Расход потока по стволу наблюдательной скважины так же уменьшается с увеличением расстояния от центральной скважины (рис. 4, б–г).

Зависимости понижения уровня в скважинах от логарифма времени откачки $S - \ln t$ показаны на рис. 5. На этом же рисунке приведены примеры обработки методом Джейкоба по начальному относительно прямолинейному участку, результаты — проводимость и водоотдача — показаны на том же рис. 5. По центральной скважине в режиме одиночной откачки и отсутствия наблюдательных скважин (рис. 5, а) только в случае $k^0/m^0 = 0,001$ сут⁻¹ проводимость

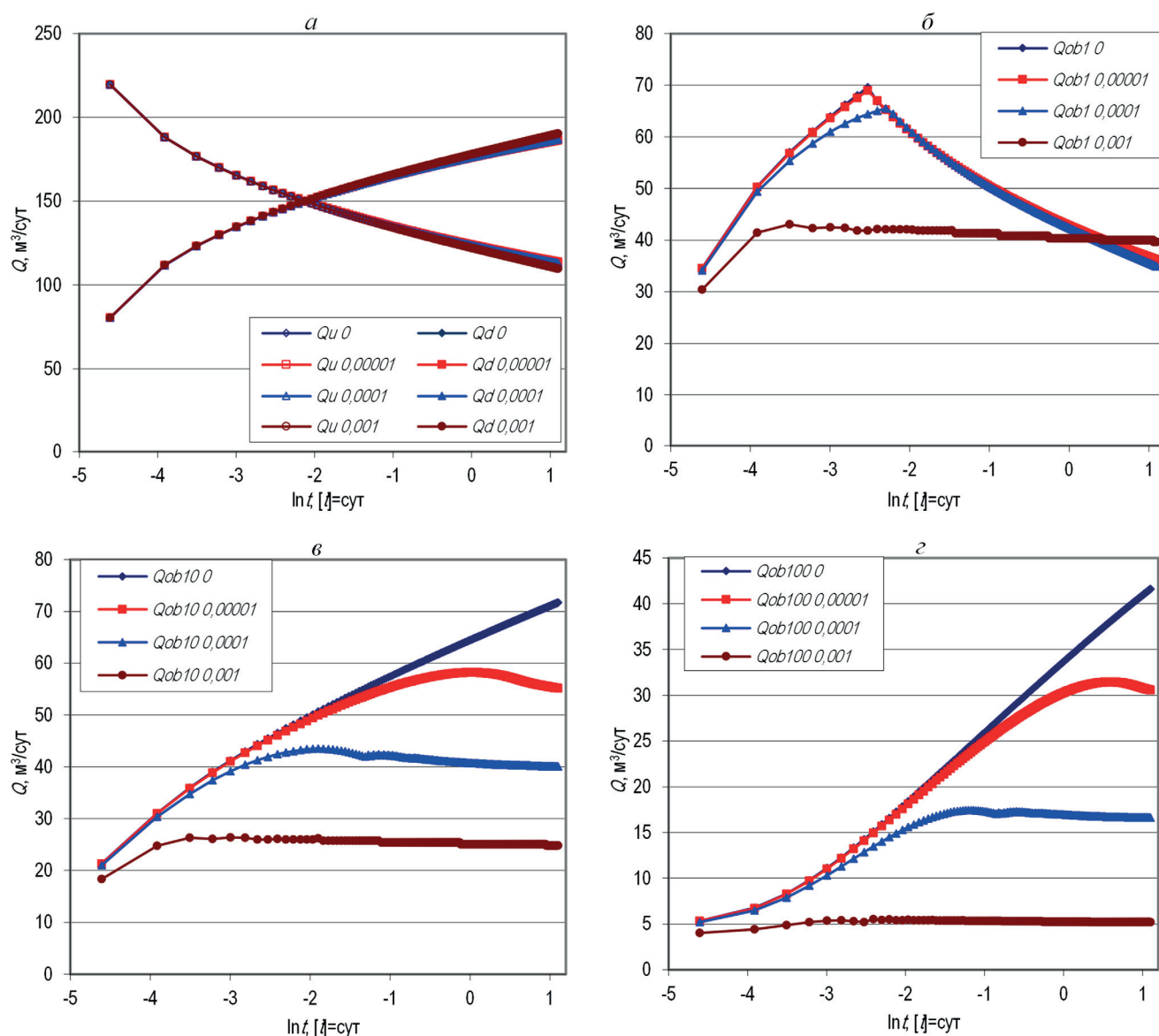


Рис. 4. Изменение во времени расходов зон и перетеканий по стволам наблюдательных скважин при различных коэффициентах перетока — число справа ($Qob10\ 0,001$ — $k^0/m^0 = 0,001\ \text{сут}^{-1}$)

соответствует нижней зоне. В остальных вариантах она в 1,5 раза меньше. Влияние верхней зона проявляется, возможно, в повышенной водоотдаче относительно водоотдачи нижней зоны.

В случаях существования только одной наблюдательной скважины проводимость меняется в широких пределах. По затрубной скважине *ob1* (рис. 5, б) расчетный участок находится после разрыва уровней зон, и проводимость почти равна заданной для нижней зоны. Однако в отсутствии разрыва при $k^0/m^0 = 0,001\ \text{сут}^{-1}$ проводимость по этому участку возрастает до $440\ \text{м}^2/\text{сут}$, сама кривая показывает тенденцию на соответствие схемы откачки с перетеканием (по имеющимся данным — частый случай). Скважины *ob10* (рис. 5, в) и *ob100* (рис. 5, г) так же первоначально показывают тенденцию к стабилизации уровня. Особенно это видно на графике для скважины *ob100*, самой дальней, но после некоторого

периода времени график опять идет вверх — напоминает откачку с замедленной водоотдачей.

Определяемая проводимость возрастает с увеличением расстояния до наблюдательной скважины. Если для *ob10* она почти равна заданной суммарной проводимости двух зон ($130\ \text{м}^2/\text{сут}$), то по скважине *ob100* она примерно в 3 раза больше. Кроме того, определяемая проводимость увеличивается с ростом коэффициента перетока. Это естественно если сравнить графики моделей Тейса и Хантуша [Шестаков, 1995]. Определяемая водоотдача так же везде выше заданной для нижней зоны и ниже заданной для верхней зоны.

Влияние расхода откачки. Откачка при нескольких расходах позволяет сделать вывод о напорном или безнапорном режиме фильтрации. В последнем случае при увеличении дебита откачки удельный дебит ($q = Q/S$) должен снижаться, так как

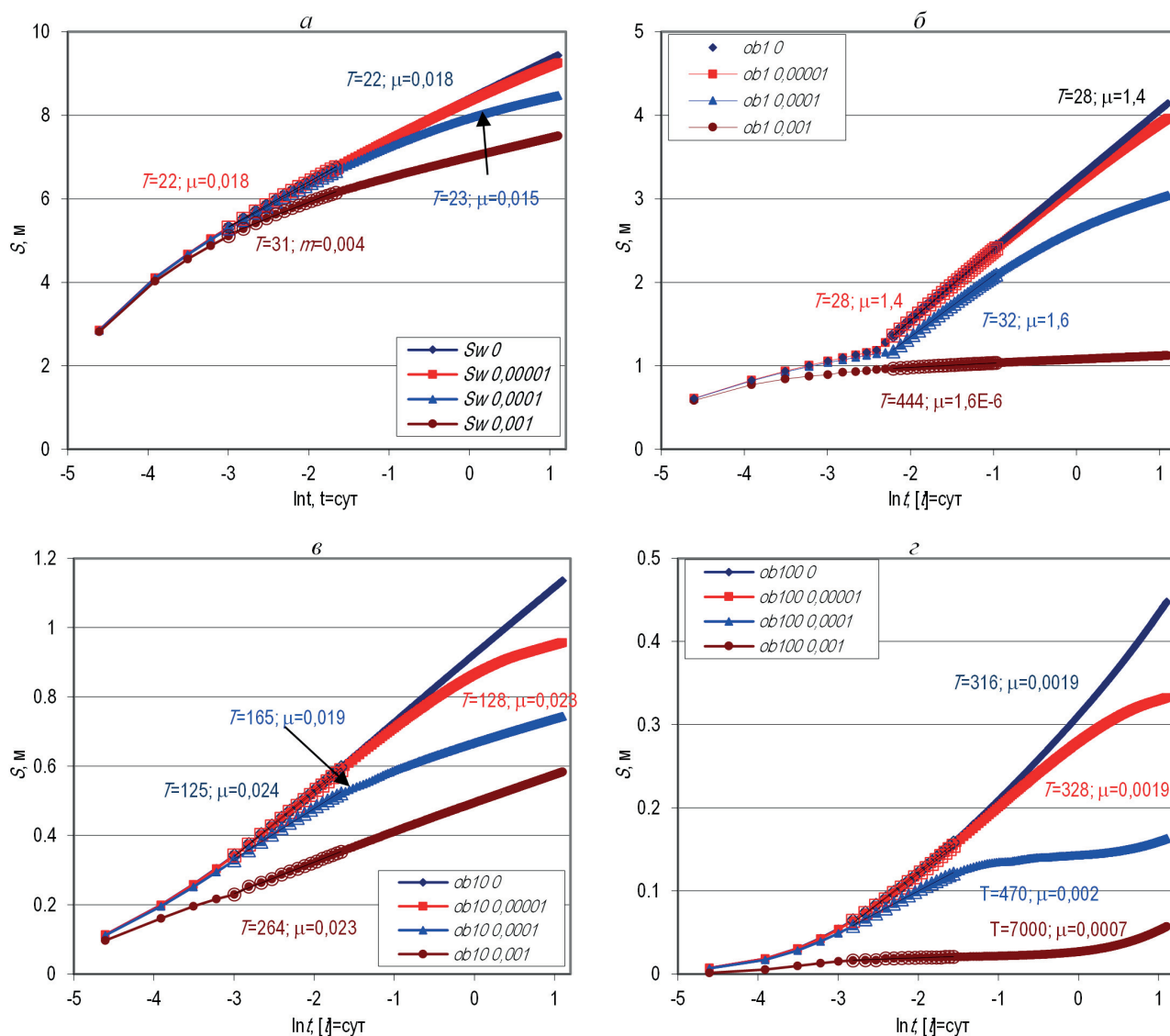


Рис. 5. Зависимости понижения уровня воды в центральной и наблюдательных скважинах от времени при различных коэффициентах перетока между зонами (правое число в обозначениях вариантов в сут⁻¹, участки расчетов выделены крупными точками). Обозначения участков: T — проводимость, м²/сут, μ — водоотдача

при посылке об отсутствии зон мощность обводненного слоя, соответственно и средняя проводимость, в окрестности скважины уменьшается. Тесты проведены с отсутствием перетекания между зонами для центральной скважины без влияния наблюдательных (одиночная откачка) и для откачки только с одной наблюдательной скважиной *ob10*. Диапазон расходов 250–400 м³/сут. Зависимость удельного дебита центральной скважины от расхода насоса уменьшается с ростом расхода ($T = aq$), но внешний вид зависимости $(H^2 - h^2) - \ln t$ почти такой же, как зависимости $S - \ln t$ (рис. 6, *a*).

По центральной скважине при отсутствии наблюдательных определены параметры в условиях пробной откачки менее 6 ч. В условиях напорного потока (рис. 6, *a*) проводимость слабо зависит от дебита откачки, возрастая от 20 до 25 м²/сут с увеличением дебита. При обработке по уравнению откачки в безнапорном потоке проводимость ведет себя так

же, но изменяется от 25 до 45 м²/сут. В любом случае рассчитанная водоотдача падает с ростом дебита от 5–6 до 0,02–0,2. Проводимость в любом варианте в несколько раз меньше суммарной для двух зон.

Обработка модельного опыта по единственной наблюдательной скважине *ob10* (рис. 6, *б*) сделана для двух участков — начального до 4 ч откачки и конечного с 10 ч до конца откачки (72 ч). Для всех расходов насоса проводимость пропорционально возрастает при обратной зависимости изменения водоотдачи. Для начального участка проводимость растет со 150 до 170 м²/сут, для конечного с 275 до 430 м²/сут при модельной сумме проводимостей двух зон 130 м²/сут. Водоотдача для начального участка падает от 0,032 до 0,01, а для конечного — с 0,004 до 0,0004 при модельной для нижней зоны 0,0001 и для верхней 0,1.

Заключение. Представление структуры проводимости верхней зоны слоистого массива скальных

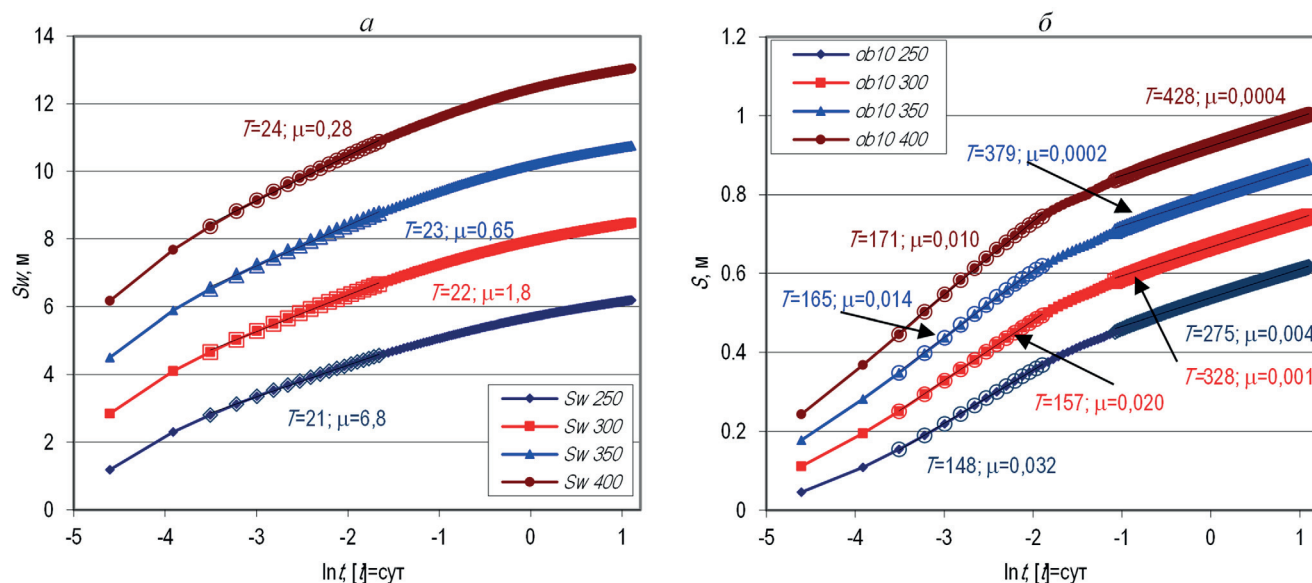


Рис. 6. Зависимости понижения уровня воды в центральной (w) и наблюдательной скважине ($ob10$ — $R = 10$ м) от времени откачки при разных дебитах насоса 250, 300, 350 и 400 м³/сут (дебит — число в условных обозначениях кривых), участки расчетов выделены крупными точками. Обозначения участков: T — проводимость, м²/сут, μ — водоотдача

пород в виде чередования тонких трещин-зон, расположенных через значительные интервалы глубины влияет, на интерпретацию опытных откачек. Модельное исследование поведения откачки в такой среде, представленной двумя трещинами-зонами, показало следующее:

- по одиночной откачке
 $T \cong T_d$, μ завышено до 8,7;
- по наблюдательной скважине
 $r = 1$ м, $T \cong (1-2)(T_d + T_u)$, μ завышено;
- по наблюдательной скважине
 $r = 10$ м, $T \cong T_d + T_u$, μ завышено;
- по наблюдательной скважине
 $r = 100$ м, $T \cong (2,5-3,5)(T_d + T_u)$, $\mu \rightarrow \mu_d$;
- перетекание между зонами почти не влияет на одиночную откачку;
- по наблюдательным несовершенным скважинам на зоны: в нижней зоне $T \rightarrow T_d$, в верхней зоне $T > (2-3)(T_d + T_u)$.

В итоге модель объясняет получение разнообразных оценок проводимости и водоотдачи в случаях одиночной откачки и существования единственной наблюдательной скважины. Однако она так и не объяснила быструю стабилизацию уровней во многих случаях откачек.

При оценке запасов подземных вод небольших месторождений обычно применяемая методика мо-

жет дать положительный результат при проведении длительных или опытно-эксплуатационных откачек с определением эффективных параметров, включая расчетный радиус водозаборных скважин — поведение уровня подземных вод аналогично откачке. Для оценки распространения загрязнения, когда верхняя часть слоистого массива скальных пород представляет собой один из основных горизонтов миграции в окрестностях поверхностных источников загрязнения, проводимость получается заниженной, что приводит к ошибкам расчетов скорости миграции, снижая ее относительно истинной.

Таким образом, исследование наглядно демонстрирует, что априорное использование схемы однородного в плане и разрезе, изолированного, неограниченного пласта и анализ кривых понижения напора по модели Тейса не учитывает особенностей фильтрационного потока к скважинам в горизонтально-слоистых выветрелых скальных массивах и не позволяет объяснить природу получаемых при интерпретации по этой схеме чрезвычайно малых расчетных радиусов центральных скважин.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы АААА-А16-116033010122-4: «Модели и методы исследований гидрогеологических процессов для рационального использования подземных вод в условиях техногенеза».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочеввер Ф.М. Теория и практические методы расчета эксплуатационных запасов подземных вод. М.: Недра, 1968. 328 с.
2. Гринбаум И.И. Расходомерия гидрогеологических и инженерно-геологических скважин. М.: Недра, 1975. 271 с.
3. Ильин Н.И., Чернышев С.Н., Дзекцер Е.С., Зильберг В.С. Оценка точности определения водопроницаемости горных пород. М.: Наука, 1971. 149 с.

4. Кузнецов Г.В., Шеремет М.А. Разностные методы решения задач теплопроводности. Томск: Изд-во ТПУ, 2007. 172 с.
5. Лехов А.В. Физико-химическая гидрогеодинамика. М.: КДУ, 2010. 500 с.
6. Лехов А.В., Кортуннов Е.В., Лехов В.А. и др. Детализация гидрогеологических характеристик водоносного горизонта в карстующихся известняках (Звенигородский

полигон МГУ имени М.В. Ломоносова) // Инженерная геология. 2019. № 1. С. 72–87.

7. Ромм Е.С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1966, 284 с.

8. Синдаловский Л.Н. ANSDIMAT — программный комплекс для определения параметров водоносных пластов. СПб.: Наука. 2011. 335 с. (URL:http://www.ansdimat.com/download/Sindalovskii_s.pdf)

9. Шестаков В.М. Гидрогеодинамика. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 368 с.

10. Audouin O., Bodin J., Porel G., Bourbiaux B. Flowpath structure in a limestone aquifer: multi-borehole logging investigations at the hydrogeological experimental site of Poitiers, France // *Hydrogeol. J.* 2008. Vol. 16. N 5. P. 939–950. <http://doi.org/10.1007/s10040-008-0275-4>.

11. Avci C.B. Flow occurrence between confined aquifers through improperly plugged boreholes // *J. Hydrology*. 1992. Vol. 139. P. 97–114.

12. Avci C.B. Evaluation of flow leakage through abandoned wells and boreholes // *Water Res. Research*. 1994. Vol. 30, N 9. P. 2565–2578.

13. Cihan A., Zhou Q., Birkholzer J.T. Analytical solutions for pressure perturbation and fluid leakage through aquitards and wells in multilayered-aquifer systems // *Water Res. Research*. 2011. Vol. 47, W10504.

14. Duffield G.M. AQTESOLV for Windows Version 4.5 User's Guide // *HydroSOLVE, Inc., Reston, VA*. 2007. 529 p. <http://www.aqtesolv.com/>

15. Nordbotten J.M., Celia M.A., Bachu S. Analytical solutions for leakage rates through abandoned wells // *Water Res. Research*. 2004. Vol. 40, W04204.

16. Parker B.L., Cherry J.A., Chapman S.W. Discrete Fracture Network Approach for Studying Contamination in Fractured Rock // *AQUA Mundi*; 2012. Am06052. P. 101–116.

17. Silliman S., Higgins D. An analytical solution for steady-state flow between aquifers through an open well // *Ground Water*. 1990. Vol. 28, N 2. P. 184–190.

18. Zeidouni M. Analytical model of well leakage pressure perturbations in a closed aquifer system // *Advances in Water Res.*, 2014. Vol. 69. P. 13–22.

Статья поступила в редакцию 26.10.2023,
одобрена после рецензирования 19.12.2023,
принята к публикации 05.03.2024