

УДК 502/504:551.491.5

В. Ф. ЖАБИН, Н. П. КАРПЕНКО, И. М. ЛОМАКИНФедеральное государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«Московский государственный университет природообустройства»**ОСОБЕННОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ХАРАКТЕРИСТИК АНИЗОТРОПНЫХ СРЕД
ДЛЯ РАСЧЕТА ДРЕНАЖА**

Предложены некоторые практические методы определения гидрогеологических характеристик фильтрационно-анизотропных пластов по результатам полевых экспериментов. Анизотропия, характерная для флювиальных отложений (аллювиальных, пролювиальных, озерных и их сочетаний) – наиболее распространенных в поверхностной зоне земной коры, особое значение приобретает при расчете работы несовершенных дрен и скважин, когда оценивается мощность активной зоны их действия. В основу положено частичное обобщение существующих рекомендаций и трансформация некоторых применительно к тематике работы.

Природная среда, виды строительства, гидрогеологические параметры, анизотропия, активная зона, подтопление, дренирование, инфильтрация, зона неполного водонасыщения, зона полного водонасыщения, полевые эксперименты, кустовые экспресс-откачки, опытно-фильтрационные работы.

Some practical methods are proposed for determination of hydro-geological characteristics of filtration – anisotropic layers according to the results of field tests. The anisotropy characteristic for fluvial deposits (alluvial, proluvial, lake and their combinations) – most wide-spread in the surface zone of the earth's crust gains in importance at estimation of the work of non-perfect drains and wells when the capacity of their active zone is assessed. Partial generalization of the existing recommendations and transformation of several ones are assumed as a basis for the theme of the work.

Environment, types of construction, hydro-geological parameters, anisotropy, active zone, underflooding, draining, infiltration, zone of incomplete water saturation, zone of complete water saturation, field tests, clustered express-pumping out, experimental – filtration works.

Определение гидрогеологических параметров является необходимым элементом изучения гидрогеологических или инженерно-геологических условий любого объекта предполагаемого строительства, реконструкции или эксплуатации.

Природная геологическая среда является априорно неоднородной, что определяется генетическими условиями ее формирования. Основными типами четвертичных отложений являются флювиальные отложения, для которых на фоне детерминированной латеральной и вертикальной неоднородности формируется вертикальная мезо- и микро- (а также случайная) хаотическая составляющая неоднородности.

Градиент тренда детерминированной неоднородности (по крупности частиц) зависит от условий седиментации осадка, а также от различия направлений транспортировки обломочного материала и азимута разведочного створа [1].

Решение обратных задач по оценке параметров среды предполагает характеристики неизменными (средними) в границах действия возмущающего фактора, значит, чем ближе условия решения прямых и обратных задач, тем меньше влияние некорректности и масштабного эффекта. Однако полное совпадение в реальных условиях невыполнимо, поэтому используется дискретное определение параметров среды в

относительно однородном объеме и выбирается расчетное значение. На выбор расчетного значения параметра среды влияют способ определения, однородность и объем выборки, а также способ нахождения среднестатистического варианта. Количество определений диктуется типом решаемой задачи, изменчивостью искомого признака, необходимой точностью, связанной с допустимым риском [2]. Наиболее полно тематика определения гидрогеологических параметров, методика постановки экспериментов и интерпретации результатов опытно-фильтрационных работ (ОФР), методы оценки характеристик природных сред по данным опытно-фильтрационных наблюдений (ОФН) изложены в работах [2, 3]. Единственным средством определения величин емкости и водопроницаемости следует признать натурные (полевые) эксперименты, в которых воздействие на грунты или грунтовые воды вызывается искусственными или естественными причинами. Предлагаемые авторами экспресс-опытно-фильтрационные работы эффективны при оценке фильтрационных характеристик песчано-глинистых пластов, величины активной зоны и параметров горизонтального дренажа [1].

Первая группа опытов предназначена для выявления случайной составляющей распределения параметров, вторая – для учета детерминированного изменения искомого признака. Обе группы в результате должны обеспечить правильный выбор модели средних характеристик среды в расчетной схеме. Максимальное приближение расчетной схемы и реальной среды может быть достигнуто, если в постановке задачи и ее решении среда принята неоднородной, анизотропной, с детерминированным и случайным распределением фильтрационных характеристик [1]. На этой основе рассмотрены некоторые способы оценки параметров среды с вертикальной фильтрационной анизотропией.

Зона неполного водонасыщения. В этой зоне целесообразно прове-

дение наливов в заглубленное в грунт на 0,15...0,2 м кольцо или на подготовленную площадку, близкую к изометрической по форме, с расчетным радиусом $r = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$, где F – заливаемая площадь, м² (рис. 1).

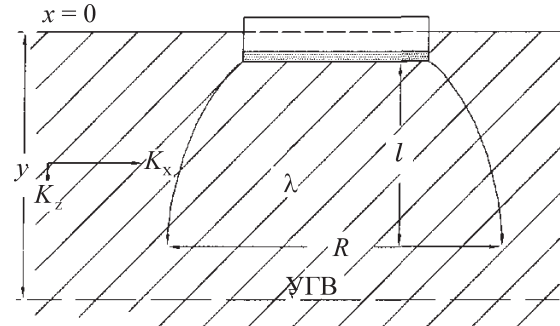


Рис. 1. Схема налива на площадку

Методика проведения опыта заключается в следующем. Кольцо или площадка засыпается слоем гравия толщиной 0,15...0,2 м. Опыт необходимо сопровождать геофизическими измерениями влажности. Длительность опыта устанавливается по задаваемой глубине промачивания (не менее 1 м) и ориентировочным показателям емкости и водопроницаемости изучаемых грунтов (лабораторные, табличные данные и т.п.). Результаты налива (относительно объема воды на единицу заливаемой площади) можно анализировать на прямолинейном участке, когда действует связь [4]:

$$w' = \mu \sqrt{k} (h_k + h_0) + kt$$

с начальной ординатой $\mu \sqrt{k} (h_k + h_0)$ и угловым коэффициентом $k = \sqrt{k_x k_z}$,

$$\text{если } l_\omega = \frac{k_z t}{\mu} \text{ и } w' = \frac{Qt}{F}; \quad i = \frac{h_k + h_0}{l_\omega} + 1, \quad \bar{k} = \frac{k_r}{k_z},$$

где h_k – капиллярный вакуум; μ – дефицит насыщения грунта; h_0 – толщина слоя воды при наливе; l_ω – глубина промачивания.

При известных (по геофизическим данным) глубине промачивания и недостатке насыщения определяются k_z , затем k , k_r . Результаты уточняются по балансу объемов воды при наливе. Расчетная скорость промывки почв при установившемся расходе находится из уравнения $v_n \approx ki$, если допустить вертикальный градиент близким к единице и равенство расходов при радиусе

растекания $R \approx r^4 \sqrt{i^2 k}$; при этом можно считать $h_k \approx \frac{0,2}{\sqrt{k}}$.

В дальнейшем полученная величина скорости фильтрации может использоваться для оценки параметров переноса солей в смоченном грунте, если контролируется изменение их концентрации [5].

Параметры солепереноса являются *индивидуальными* для определенного ионного или солевого состава и одного типа грунта, а недоучет анизотропии и масштабного эффекта приводит к существенному завышению скорости промывки и, следовательно, к ошибке при определении характеристик массопереноса и прогнозе солевого режима на большой площади. Подобная ситуация возникает и при исследовании гетерогенных грунтов, в том числе и набухающих. Многие исследователи отмечают повышенную водопроницаемость верхней (около 1 м) части ненасыщенной зоны, объясняя это наличием здесь ходов землероев и червей, каналов от отмершей корневой системы растений и т.п.

Зона полного водонасыщения.

Применительно к грунтовым водам целесообразно рассматривать зону полного насыщения, состоящую из одного-трех статистически однородных слоев или приведенных к таковым. Естественный водообмен в насыщенной зоне контролируется прежде всего градиентом напора по вертикали и вертикальной составляющей водопроницаемости $(k_z \frac{dh}{dz} = \pm p)$. Для одно- и двухслойной среды этот процесс можно выразить так:

$$\pm p = k_z \frac{\Delta h}{m} = \mu v - \omega; \quad \omega = \frac{w - \varepsilon}{\Delta t}, \quad (1)$$

где $\Delta h = H_1 - H_2$ – изменение напоров за время Δt в нижнем и верхнем пьезометрах, расположенных на расстоянии m по вертикали; v – скорость изменения положения свободной поверхности ГВ за тот же промежуток времени.

В условиях стационарного режима, когда уровень грунтовых вод и суммарное питание можно считать неизменными, уравнение (1) отражает уменьшение напора с глубиной в

вертикально неоднородном многослое, приобретая вид:

$$H_2 - H_1 = \frac{\omega_t m}{k_z}. \quad (2)$$

При $\omega = 0$ зависимость (1) описывает фильтрацию воды из верхнего слоя в нижний, а также свободное ($H_1 = 0$) перемещение вниз объема воды при градиенте, близком к единице, в слое с коэффициентом фильтрации k_z и двумя подвижными границами.

В неограниченной трехслойной системе или в центре полосы шириной $2B$ и сплошной инфильтрации неустановившийся режим формирования верховодки на разделяющем слое с параметрами k_p и m_p можно описать уравнением свободной фильтрации (рис. 2):

$$h_t \approx \frac{m_p(\omega - k_p)}{k_p} \left(1 - e^{-\frac{k_p t}{\mu m_p}} \right). \quad (4)$$

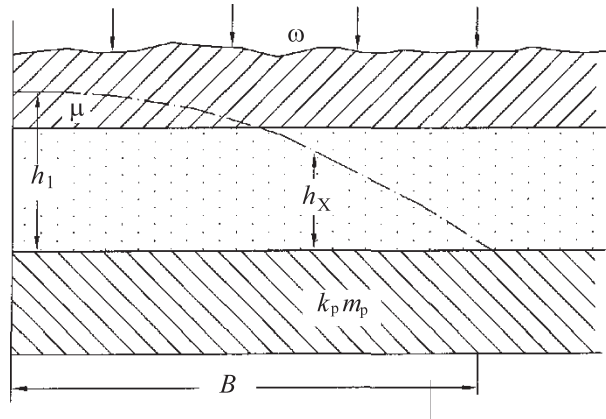


Рис. 2. Верховодка на глинах

Скорость подъема уровня верховодки в данном случае определяется только отношением интенсивности инфильтрации к эффективной емкости: $\frac{h_t}{t} = \frac{\omega}{\mu}$. Поверхность верховодки достигает максимальной высоты при $t \geq \frac{3\mu m_p}{k_p}$. Тогда имеем:

$$h_m = \frac{m_p \omega}{k_p} - m_p. \quad (5)$$

При прекращении инфильтрации с момента $t = t_0 = 0$, когда $h_t = h_0$, решение будет следующим:

$$h_c = (h_0 + m_p) e^{-\frac{k_p t}{\mu m_p}} - m_p. \quad (6)$$

Скорость снижения уровня верховодки определяется так:

$$v_c = \frac{k_p (h_0 + m_p)}{\mu m_p} e^{-\frac{k_p t}{\mu m_p}}, \text{ а общее время}$$

снижения верховодки рассчитывается по следующей зависимости:

$$t_* = \frac{m_p \mu}{k_p} \ln \frac{h_0 + m_p}{m_p}.$$

Решение для аналогичной системы грунтовых вод без покровного слоя при инфильтрации на полосе шириной $2B$ предложено С. В. Васильевым, Н. Н. Веригиным, С. К. Абрамовым, А. Ж. Муфтаховым и др. [4].

Кустовые откачки являются наиболее информативными диагностируемыми экспериментами, если их планирование и проведение соответствует высказанным ранее условиям. Интерпретация данных откачек из совершенных скважин может осуществляться достаточно уверенно на основе фундаментальных теоретических решений, разработанных отечественными и зарубежными учеными. Рассмотрим определение гидрогеологических параметров профильно-неоднородных водоносных горизонтов по данным кустовых откачек. Особенности реакции водоносной системы на откачку из совершенной скважины требуют установки минимального числа пьезометров длиной до 1,5 м в средней части пласта. Расстояние пьезометров от центральной скважины желательно задавать

кратным мощности водоносного горизонта. Расстояние до последней пары наблюдательных скважин должно соответствовать сечению, в котором предполагается неизменность напора по вертикали: $r \geq h_e \sqrt{k_r/k_z}$ (рис. 3).

В соответствии с уравнением Н. Боултона понижение свободной поверхности грунтовых вод при откачке из безнапорного анизотропного водоносного горизонта определяется так:

$$S = \frac{Q}{2\pi T} v(\rho, \tau), \quad (7)$$

$$\rho = \eta r/h_e; \tau = k_z t/\mu^* h_e.$$

Применение специальной функции v ограничено условиями: $\tau > 1, \rho > 0,13$ и $(S_c = Q/T) > 0,2h_e$, что необходимо учитывать при проектировании опыта (μ^* – коэффициент водоотдачи; h_e – мощность водоносного горизонта, м; S_c – понижение УГВ в центральной скважине). Значение $2v = \frac{4\pi T S}{Q}$ для скважин приведено в табл.1.

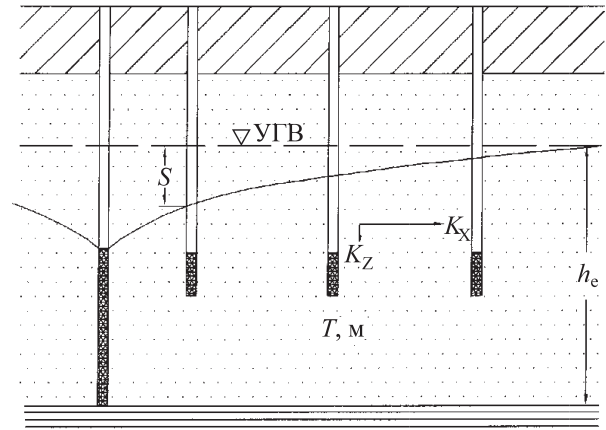


Рис. 3. Кустовые откачки из совершенных скважин в безнапорном анизотропном пласте

Таблица 1

Значения величин $2v$

τ	ρ								
	0,03162	0,5623	0,100	0,1778	0,3162	0,5623	1,00	1,778	3,162
0,03162	1,721	1,031	0,5821	0,3111	0,1574	0,07128	0,02576	0,00582	0,000519
0,5623	2,605	1,690	0,9970	0,5472	0,2793	0,1274	0,04638	0,01040	0,000969
0,100	3,606	2,550	1,633	0,9436	0,4924	0,2276	0,08402	0,01959	0,001877
0,1778	4,655	3,512	2,455	1,539	0,8492	0,4052	0,1537	0,03742	0,003841
0,3162	5,626	4,479	3,360	2,304	1,390	0,7071	0,2830	0,07374	0,008414
0,5623	6,551	5,403	4,246	3,129	2,075	1,170	0,5145	0,1472	0,02005
1,00	7,362	6,221	5,073	3,920	2,806	1,762	0,8868	0,3017	0,05116
1,778	8,098	6,947	5,797	4,651	3,507	2,402	1,385	0,5807	0,1318
3,162	8,757	7,706	6,455	5,306	4,162	3,032	1,946	0,9861	0,3095
5,623	9,383	8,231	7,080	5,931	4,783	3,642	2,525	1,476	0,6136
10,00	9,986	8,835	7,683	6,533	5,383	4,238	3,105	2,010	1,025

При $\tau > 5$ и $\rho > 0,2$ определять водопроницаемость T можно по прямой части графика $S \rightarrow \lg t$, поскольку $2v$ приближается к функции понижения в уравнении Тейса. При этом, если $\frac{r^2\mu}{4\pi Tt} \leq 0,5$, то

$$S = \frac{0,183Q}{T} \left(\lg \frac{2,25T}{\mu^* r^2} + \lg t \right). \quad (8a)$$

Проверку полученной величины целесообразно выполнить по разнице понижений ΔS для двух наблюдательных скважин, удаленных от центральной на расстояния r_1 и r_2 , по формуле

$$T = \frac{Q}{2\pi\Delta S} \ln \frac{r_2}{r_1}, \mu = \frac{2,25Tt}{R_0^2}, \quad (8b)$$

где R_0 – значение r в точке пересечения прямой с осью абсцисс, если предварительно построенный график $S \rightarrow \lg r$ представлен прямой линией.

Распределение понижений при квазистационарном режиме описывается следующим уравнением:

$$S_s = \frac{Q}{2\pi T} K_0(r/B), \quad (9)$$

где $K_0(r/B)$ – модифицированная функция Бесселя второго рода, мнимого аргумента,

$B = \sqrt{\frac{T}{\chi}}$ – фактор стабилизации потока грунтовых вод при откачке, в общем случае характеризующий условия перетекания, имеющий размерность сопротивления, м.

В зависимости от значения вертикальной проводимости выражение фактора стабилизации соответствует особенностям строения водоносного пласта и степени его вскрытия центральной скважиной. В рассматриваемой схеме откачки, следуя работе [2], принимаем

$$B = B_2 \cong \sqrt{\frac{0,3h_e T}{k_z}} = 0,548 \frac{h_e}{\eta}.$$

Определение этого параметра, как и уточнение величины T , выполняется с помощью эталонной кривой в координатах $\lg K_0(r/B)$, построенной на кальке, и фактической $\lg S_s \rightarrow \lg r$. При совмещении кривых на параллельных осях координат отсекаются отрезки, равные величине $\lg B$ по горизонтали и $\lg Q/2\pi T$ по вертикали. Далее находят числовые значения искомым характеристик. Расчетную процедуру

можно продублировать, используя уравнение (9) и любую из общих точек эталонной и натурной кривых. Кроме того, если наблюдательная скважина находится в зоне $\bar{r} = r/B \leq 0,3$, функцию $K_0(r/B)$ допустимо заменить на $1,12\bar{r}$.

Интерпретация третьего этапа откачки, когда исследуется динамика водоотдачи, может быть реализована с помощью специальных функций, приведенных в упомянутой работе Н. Боултона, или путем построения и анализа графиков временного прослеживания $S \rightarrow \lg t$ по конечному периоду откачки. Кривая режима основного водоносного слоя при откачке из двухслойного пласта формально повторяет ход аналогичного процесса в однородном анизотропном водоносном горизонте. Поэтому с долей условности можно допустить описанный ранее алгоритм анализа откачки на первом этапе упругого режима, когда $t \leq \frac{r\mu}{4\sqrt{T\chi_1}}$, а также приемы площадного и временного прослеживания на этапе гравитационного режима.

На этапе квазистационарного режима происходит снижение свободной поверхности грунтовых вод в покровном слое, поступление гравитационных запасов в основной слой и временная стабилизация понижения в нем при неизменном водоотборе. Распределение понижений в основном водоносном слое описывается уравнением (9), что позволяет определять входящие в него параметры, однако при этом необходимо учитывать изменение коэффициента перетекания. В двухслойном пласте

$B = B_1 = \sqrt{\frac{T}{\chi_1}} = \sqrt{\frac{Tm_1}{k_{1z}}}$, где индекс 1 относится к покровному слою, гравитационную водоотдачу рекомендуется рассчитывать с учетом скорости снижения свободной поверхности в покровном слое [3]:

$$\mu = \frac{\chi_1(S - S_1)}{v_1}. \quad (10)$$

Скорость снижения поверхности грунтовых вод желательно определять

при соотношении $2S = S_1$. Оценку горизонтальной составляющей водопроницаемости покровного слоя T_x можно выполнять на основе баланса расходов при откачке из двухслойного пласта [5]. Можно считать, что расход скважины в нижнем пласте Q_c связан с перетоком из верхнего слоя в нижний при откачке Q_0 . Тогда имеем:

$$Q_c = Q_1 (1 - e^{-b_0 t}); b_0 = \frac{k_{z1}}{\mu h_*}, \quad (11)$$

где $h_* \approx 0,7h_e$ – средняя мощность верхнего слоя.

Составляющая баланса в правой части уравнения отражает изменение запасов в верхнем слое в период квазистационарного режима, когда $t < \frac{(3...5)\mu h_*}{k_{z1}}$. Тогда при постоянном дебите откачки для двух наблюдательных скважин, расположенных вблизи центральной в средней части покровного слоя (с индексом 1), можно записать:

$$k_{x1} h_* = T_x \approx \frac{Q_c (1 - e^{-b_0 t})}{2\pi(S_{11} - S_{12})} \ln \frac{r_{12}}{r_{11}}. \quad (12)$$

Оценку горизонтальной и вертикальной составляющих водопроницаемости разделяющего и покровного слоев целесообразно также осуществлять по данным последовательных экспресс-откачек через дно и открытые стенки скважины. Расчетное уравнение имеет вид [3]:

$$k = \frac{r_c}{2\varphi t} \ln \bar{S}_c, \quad (13)$$

где $k = \sqrt{k_r k_z}$; $\bar{S}_c = S_{0c}/S$; S_{0c} , S – соответственно начальное и текущее понижение уровня воды

в скважине (радиусом r_c); $\varphi = \frac{2\omega_*}{\ln(\omega_* + \sqrt{1 + \omega_*^2})}$,
 $\omega_* = 0,5T\sqrt{k}$ (функция φ представлена в табл. 2.)

Для скважины, работающей плоским дном, $\varphi = 0,5\pi$, полусферическому дну соответствует $\varphi = 1$. Определение горизонтального и вертикального коэффициентов фильтрации сводится к выполнению откачки через дно выработки и проведению наблюдений за восстановлением уровня грунтовых вод. По данным откачки через дно находится k , затем, при известном k и отношении l/r , определяется величина φ для откачки через стенки скважины. Дальнейшее получение k_r и k_z с помощью табл. 2 не представляет трудностей. При частичном обрушении стенок выработки расчетный радиус определяется так:

$$r_c = r_p = r_d \sqrt{\frac{l_d}{l}}, \quad (14)$$

где l_d , r_d – размеры выработки до проведения экспресс-откачки.

При гидрогеологическом опробовании несовершенных скважин в относительно однородных фильтрационно-анизотропных водоносных пластах влияние возмущения уменьшается по вертикали. Движение воды к скважине является трехмерным, однако в фильтрационном потоке можно условно выделить зону плоскорадиального движения мощностью, равной длине фильтра опытной скважины l , и смежные участки мощностью Δm , где направление потока отлично от горизонтального. Иными словами, здесь часть водоносного пласта получает дополнительное питание, определяемое фактором стабилизации B_s . Процесс фильтрации формально можно описать следующим уравнением:

Таблица 2

Значение φ (\bar{k}, \bar{l})

$\bar{l} = \frac{l}{r_c}$	$\bar{k} = k_r / k_z$					
	1	2	5	10	20	30
1	1,13	1,23	1,45	1,69	2,03	2,41
2	1,39	1,59	2,03	2,48	3,10	3,77
4	1,91	2,32	3,10	3,91	5,00	6,20
10	3,35	4,22	5,00	7,62	9,95	12,53
20	5,42	6,99	9,97	13,06	17,24	21,90
30	7,31	9,53	13,71	18,07	24,00	30,60

Таблица 3

S/d	0,2	0,3	0,5	0,8	1,0
H_a/d	1,3	1,6	1,7	1,85	2,0
H_a/S	6,5	5,33	3,4	2,3	2,0

$$S = \frac{Q}{2\pi T_a} k_0 \left(\frac{r}{B_*} \right), \quad (15)$$

где S – понижение в наблюдательной скважине с координатой r ; T_a – обобщенная водопроницаемость зоны возмущения мощностью $m_a = l + \Delta m$.

Понижение в несовершенной центральной скважине определится так:

$$S_0 = \frac{Q}{2\pi T_a} \left(\ln \frac{1,12B_*}{r_0} + 0,5\zeta_0 \right). \quad (16)$$

Дальнейшее преобразование (16) приводит к уравнению прямой с начальной ординатой $0,5\zeta_0$:

$$\frac{2\pi T_a (S_0 - S)}{Q} = \left[\ln \frac{1,12B_*}{r_0} - K_0 \left(\frac{r}{B_*} \right) \right] + \quad (17)$$

$+ 0,5\zeta_0$,

где $\zeta_0 = 2 \left(\frac{m_a}{l} - 1 \right) \left[\ln 1,47 \frac{l \sqrt{\frac{k_r}{k_z}}}{r_0} - 2,65 \frac{l}{m_a} \right]$ – поправка

ка Н. Н. Веригина на несовершенство центральной скважины, расположенной у кровли или подошвы пласта, при $\frac{m_a}{r_0} \geq 100, \frac{l}{m_a} \geq 0,1$ (если скважина находится внутри пласта, то при $\frac{l}{m} = 0,3 \zeta_0$ уменьшается на 1,5, при $\frac{l}{m} = 0,5$ – на 0,7; коэффициент анизотропии предложен авторами).

Имея две или более наблюдательные скважины, по значению ординаты находят ξ_0 . Для нахождения активной мощности пласта можно воспользоваться табл. 3 и рекомендациями [4].

Коэффициент фильтрации по горизонтали определяется по формуле

$$k_r = \frac{1}{l} \left[T_a - \frac{\Delta T_a (m_a - l)}{\Delta m_a} \right], \quad (18)$$

где ΔT_a и Δm_a – разница значений водопроницаемости и активной зоны по двум понижениям.

Далее по зависимости, предложенной Ю. О. Зеегофером, по ближайшей скважине находят k_r :

$$k_r = \frac{Q}{2\pi l S} \ln \frac{l \sqrt{\frac{k_r}{k_z}}}{r}, \quad (19)$$

Уточнение величины активной мощности пласта выполняется по значению m_0 . Величину T_a можно уточнить, считая, что относительные понижения

Примечание: d – глубина скважины, м ($d = S + l$); l – длина водоприемной части скважины; S – понижение уровня грунтовых вод при откачке, м.

в скважинах опытного куста связаны зависимостью [3]:

$$\frac{S_0}{Q} - \frac{S_n}{Q} = 0,366 \frac{1}{T_a} \lg \frac{r_n}{r_0} + \frac{\alpha}{4\pi^2 r_0 m_a T_a} Q, \quad (20)$$

где α – коэффициент нелинейности в двучленном законе фильтрации, сут/м.

Уравнение (20) графически трансформируется в прямую $f \rightarrow Q$ с начальной ординатой, позволяющей определить T_a , и угловым коэффициентом A , по которому находится величина α . Приведенные рекомендации подтверждают целесообразность проведение опытных откачек при 2-3 ступенях понижения уровня

Выводы

При постановке, проведении и интерпретации результатов полевых работ по определению гидрогеологических параметров флювиальных отложений необходим учет их внутрислоевой вертикальной неоднородности – основного фактора возникновения фильтрационной анизотропии, которую необходимо учитывать при расчетах дренажа.

1. **Жабин, В. Ф., Манукьян Д. А., Фельдман А. Л.** Физические и математические предпосылки решения обратных гидрогеологических задач // Рациональное использование водных ресурсов: сборник науч. трудов. – М.: Наука, 1986. – Вып. 6. – С. 70.

2. **Богомолов, Ю.Г., Жабин В. Ф., Хачатурьян В. Х.** Изменение гидрогеологических условий под влиянием мелиорации. – М.: Наука, 1979. – 162 с.

3. **Мироненко, В. А., Шестаков В. М.** Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. – М.: Недра, 1978. – 325 с.

4. Манукьян, Д. А., Жабин В. Ф. Гидрогеоэкологические проблемы в задачах природообустройства. – М.: ФГОУ ВПО МГУП, 2006. – 194 с.

5. Бочевер Ф. М. Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. – М.: Недра, 1968. – 324 с.

Материал поступил в редакцию 27.01.10.
Жабин Виктор Федорович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры «Комплексное использование водных

ресурсов»

Тел. 8 (499) 976-21-56

Карпенко Нина Петровна, доктор технических наук, профессор кафедры «Геология и гидрогеология»

Тел. 8 (499) 976-22-27; 8 (499) 976 38-41

Ломакин Иван Михайлович, кандидат геолого-минералогических наук, профессор кафедры «Геология и гидрогеология»

Тел. 8 (499) 976-22-27

УДК 502/504:556.16

Л. Д. РАТКОВИЧ, Т. И. ИВАНОВА

Федеральное государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Московский государственный университет природообустройства»

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БЕТА-РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДЛЯ ОПИСАНИЯ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ РЕЧНОГО СТОКА

Рассматривается применение бета-распределения для описания закономерностей колебаний взаимно корреляционных годовых величин стоковых рядов. Вводятся основные параметры бета-распределения и даются формулы условных и безусловных функций распределения взаимно корреляционных рядов. Описывается условное распределение между обеспеченностями годовых объемов стока.

Стохастическая модель стока, линейная корреляция, взаимно корреляционные последовательности, компенсированное регулирование стока, территориальное перераспределение стока, бета-распределение.

There is considered a usage of beta-distribution for description of fluctuations regularities of mutual correlated annual values of flow sequences. The conditional distribution between flow probabilities of annual volumes is described.

Flow stochastic model, linear correlation, mutual correlated sequences, flow compensated regulation, flow territorial redistribution, beta-distribution.

Стохастические модели имеют большое значение с точки зрения надежности результатов водохозяйственных расчетов. Необходимость использования искусственных гидрологических рядов обусловлена недостаточностью данных

наблюдений, их репрезентативностью, высокой степенью антропогенного искажения, не поддающегося достоверной ретрансформации, а также наличием нескольких асинхронных водотоков в составе водохозяйственной системы [1].