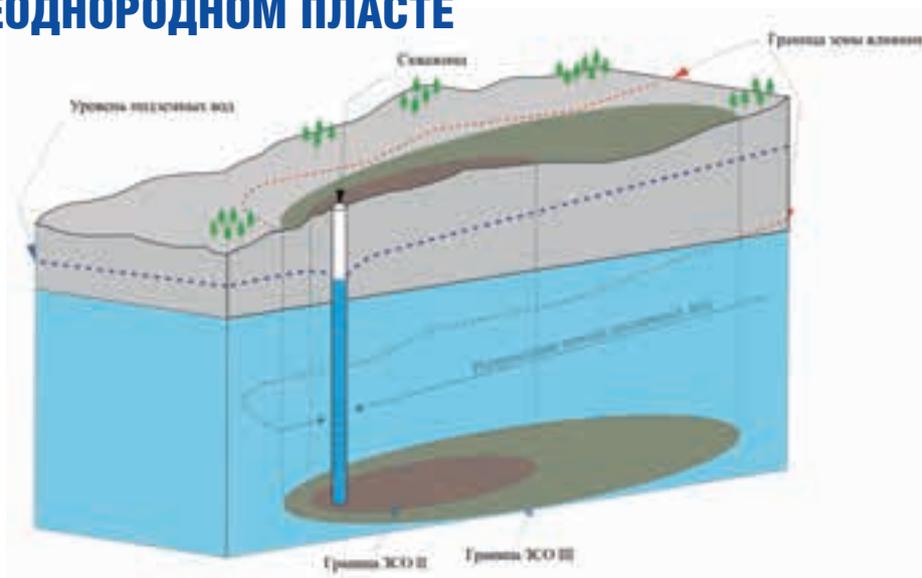


РАЗМЕР ЗОНЫ САНИТАРНОЙ ОХРАНЫ ВОДОЗАБОРНОЙ СКВАЖИНЫ В СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНОМ ПЛАСТЕ



ПОЗДНЯКОВ С.П.*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, spozd@mail.ru

Адрес: Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 11991, Россия

СИЗОВ Н.Е.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, wwwwwwwww@list.ru

ЛЕХОВ В.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, v.lekhov@gmail.com

Оригинальная статья

Поступила в редакцию 21.04.2019 / Принята к публикации 25.06.2019 / Дата публикации 28.06.2019

© ООО «Геомаркетинг», 2019

Аннотация

Зоны санитарной охраны (ЗСО) водозаборов выделяются на основании времени движения нейтрального загрязнителя от внешней границы зоны до водозаборного узла. Так, для II пояса — это время движения микробного загрязнения, принимаемое для недостаточно защищенных с поверхности целевых водоносных горизонтов равным 400 суткам. Для III пояса — это время движения химического загрязнения, равное расчетному сроку эксплуатации водозабора. Для расчета пространственного положения границ этих зон используются аналитические и численные методы, основанные на интегрировании уравнений для скоростей движения нейтральных частиц в потоке подземных вод, фильтрационное поле которого складывается суперпозицией скоростей естественного потока и возмущением, накладываемым на него отбором подземных вод. При применении этих методов в результате расчетов получается единственная конфигурация поясов зон санитарной охраны, которая отвечает некоторому однородному или неоднородному пространственному полю геофильтрационных параметров, полученных по полевым материалам и (или) из решения обратной задачи. При этом не учитываются возможные вариации границ ЗСО за счет локальной геофильтрационной неоднородности, неучтенной в модели водозабора. В статье проводится анализ влияния вертикальной геофильтрационной неоднородности на формирование поясов зон санитарной охраны в слоисто-неоднородном водоносном пласте. В качестве основы для модели геофильтрационной неоднородности использованы случайные стационарные поля нормально распределенных логарифмов коэффициентов фильтрации. В результате оценены размеры первого и второго поясов зон санитарной охраны, и проведен сравнительный анализ полученных значений с размерами ЗСО, которые были определены без учета геофильтрационной неоднородности. Анализ показал, что учет геофильтрационной неоднородности приводит к значимому увеличению зоны санитарной охраны.

Ключевые слова:

геофильтрационная неоднородность; зоны санитарной охраны; гидрогеологическое моделирование; вероятностное моделирование; миграция; подземные воды

Ссылка для цитирования:

Поздняков С.П., Сизов Н.Е., Лехов В.А., 2019. Размер зоны санитарной охраны водозаборной скважины в слоисто-неоднородном пласте. Инженерная геология, Том XIV, № 2, с. 74–81, <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2019-14-2-74-81>.

THE SIZE OF THE SANITARY PROTECTION ZONE OF THE WATER INTAKE WELL IN THE LAYERED HETEROGENEOUS AQUIFER

SERGEY P. POZDNIAKOV*

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, sppozd@mail.ru

Address: Bld. 1, Leninskie Gory, 119991, Moscow, Russia

NIKOLAY E. SIZOV

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, wwwwwwwww@list.ru

VLADIMIR A. LEKHOV

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, v.lekhov@gmail.com

Original paper

Received 21 April 2019 / Accepted 25 June 2019 / Published 28 June 2019

© "Geomarketing" LLC, 2019

Abstract

Sanitary protection zones (SPZ) of water intakes allocate on the time of movement from the outer boundary of the zone to the water intakes. For example, for zone II it is the time of microbial contamination transport, accepted for target aquifers insufficiently protected from the surface, which is equal to 400 days. For zone III, this is the time of chemical pollution transport equal to the estimated lifetime of the water intake. To calculate the spatial position of the boundaries of these zones, analytical and numerical methods are used based on the integration of equations for the velocities of neutral particles in the groundwater flow, the flow field of which formed by the superposition of the natural flow velocities and the disturbances imposed on it by groundwater abstraction. When these methods are used, the only configuration of the sanitary protection zone that corresponds to some homogeneous or heterogeneous spatial field of hydraulic parameters obtained from field materials and (or) from the solution of the inverse problem is obtained as a result of calculations. At the same time, possible variations of SPZ boundaries are not considered due to local hydraulic heterogeneity, which is not taken into account in the water intake model. The article analyzes the influence of vertical hydraulic heterogeneity on the formation of sanitary protection zones in the layered heterogeneous aquifer. Random stationary fields of normally distributed logarithms of hydraulic conductivity were used as a basis for the model of hydraulic heterogeneity. As a result, the sizes of the first and second zones of sanitary protection were estimated and the comparative analysis of the received values with the sizes of SPZ was carried out, which were determined without taking into account model hydraulic heterogeneity. The analysis showed that the consideration of model hydraulic heterogeneity leads to a significant increase in the sanitary protection zones.

Key words:

hydraulic heterogeneity; sanitary protection zones; hydrogeological modeling; probabilistic modeling; migration; groundwater

For citation:

Pozdniakov S.P., Sizov N.E., Lekhov V.A., 2019. The size of the sanitary protection zone of the water intake well in the layered heterogeneous aquifer. *Engineering Geology World*, Vol. XIV, No. 2, pp. 74–81, <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2019-14-2-74-81>.

Введение

Зоны санитарной охраны (ЗСО) водозаборов подземных вод определяются регламентом, установленным СанПиН 2.1.4.1110-02 «Зоны санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов питьевого назначения». Для выделения II и III поясов этих зон главным критерием является время движения загрязнения от границ зоны до водозаборного сооружения. Так, для II пояса — это время движения микробного загрязнения, принимаемое для недостаточно защищенных с поверхности целевых водоносных горизонтов равным 400 суткам. Для III пояса — это время движения химического загрязнения, равное расчетному сроку эксплуатации водозабора. Для расчета пространственного положения границ этих зон используются аналитические и численные методы, основанные на интегрировании уравнений для скоростей движения нейтральных частиц в потоке подземных вод, фильтрационное поле которого определяется суперпозицией скоростей естественного потока с возмущением, накладываемым на него отбором подземных вод. Теоретические основы аналитических

методов расчета ЗСО заложены в работах школы инженерной гидрогеологии института «ВНИИ ВОДГЕО» [4]. Численные методы используют метод обратной трассировки частиц в конвективном потоке подземных вод и для случая, когда поле скоростей фильтрации задано аналитически [5] или получено в результате численного решения задачи геофильтрации [7,12]. При применении и аналитического, и численного подходов, основанных на единственном поле скоростей, полученном в результате решения прогнозной геофильтрационной задачи, рассчитывается единственная конфигурация ЗСО для каждого из поясов. Эта конфигурация отвечает некоторому однородному либо неоднородному пространственному полю геофильтрационных параметров, полученных по данным опробования и (или) решения обратной задачи. При этом в модели водозабора при расчетах скоростей фильтрации не учитываются возможные вариации границ ЗСО за счет локальной геофильтрационной неоднородности.

Для учета влияния вариаций поля скоростей за счет локальной неоднородности, не заданной явно в геофильтра-

ционной модели, для расчета ЗСО может применяться конвективно-дисперсионный подход, в котором неучтенные в поле скоростей их локальные вариации включены в дисперсионный член уравнения миграции. Уравнение конвективно-дисперсионного переноса при этом решается в поле скоростей с водозаборными скважинами (стокам), моделируемыми как источники, а затем строится поле концентраций условного нейтрального мигранта от этих источников на заданный момент времени [2], и рассчитывается размер ЗСО по изолинии заданной малой концентрации. Недостатки этого подхода связаны с тем, что стохастическая теория дисперсии позволяет оценить постоянную величину параметра дисперсивности только в том случае, когда размеры локальных элементов неоднородности, влияющих на поле скоростей, в разы меньше характерного расстояния переноса. Особенно это может быть актуально для границ II пояса, характерные расстояния до которых могут составлять сотни метров, что соизмеримо с характерными размерами полевой неоднородности коэффициентов фильтрации. В этом случае задание на модели расчетных параметров дисперсии затруднено, так как они еще зависят от времени и расстояния переноса [2].

В рамках конвективного подхода влияние геофильтрационной неоднородности на размеры ЗСО может быть оценено вероятностным методом. Сущность этого метода связана с многократным условным геостатистическим моделированием полей коэффициентов фильтрации (проводимости) с последующим решением для всех этих полей геофильтрационной задачи и обратной трассировки частиц для каждого полученного поля скоростей. Затем результаты трассировок для всех полей скоростей обрабатываются статистически, и границы ЗСО устанавливаются использованием усредненной по всем трассировкам картины и отклонениям от нее [8]. Данный подход свободен от сложностей расчета дисперсионного тензора, однако в нем необходимо обоснование и создание геостатистической модели изменчивости поля коэффициентов фильтрации [1], что требует достаточного количества исходных данных для построения вариограмм по направлениям и последующего условного геостатистического моделирования.

В практике прикладных гидрогеологических исследований часто приходится сталкиваться с обоснованием ЗСО в водоносных пластах флювиального генезиса. В таких пластах в связи с особенностью их осадконакопления отличительной чертой геофильтрационной неоднородности является слоистая структура проницаемости, проявляющаяся в том, что характерный вертикальный масштаб изменчивости коэффициента фильтрации на порядки меньше, чем горизонтальный. В частности, в таких условиях оказывается, что в течение достаточно длительного времени для анализа миграции загрязнения в районе скважины можно рассматривать теоретическую модель послонного переноса [6]. В связи с этим целью настоящей работы является анализ влияния вертикальной фильтрационной неоднородности на формирование ЗСО в слоисто-неоднородном по проницаемости водоносном пласте. В качестве основной теоретической модели геофильтрационной неоднородности при этом анализе будет использовано случайное стационарное поле нормально распределенных логарифмов коэффициентов фильтрации. Пространственная автокорреляция логарифма коэффициента фильтрации анизотропна и характеризуется

двумя типичными масштабами — вертикальным λ_v и горизонтальным — λ_h , причем $\lambda_v < \lambda_h$. Именно такая геостатистическая модель обычно достаточно хорошо описывает данные о геофильтрационной неоднородности флювиальных отложений [1].

Скважина без естественного потока подземных вод

Пусть одиночная водозаборная скважина работает в неоднородном пласте мощностью m с локальным коэффициентом фильтрации, меняющимся по глубине $k = k(z)$ в случае, когда градиент естественного потока подземных вод пренебрежимо мал. Пусть логарифм коэффициента фильтрации $Y = \ln k$ водоносного пласта распределен по нормальному закону $f(Y)$ с параметрами:

$$M(Y) = \bar{Y}; \text{ var}(Y) = \sigma^2, \quad (1)$$

где M — математическое ожидание, var — дисперсия. Пространственная автокорреляция $Y(x)$ описывается анизотропной корреляционной функцией, такой, что $\lambda_h/\lambda_v \rightarrow \infty$. Данная модель геофильтрационной неоднородности описывает неоднородный водоносный пласт, коэффициент фильтрации которого зависит только от вертикальной координаты.

Как известно, скорость фильтрации при работе скважины в стационарном или квазистационарном режиме в изолированном пласте, в котором выполняется предпосылка Дюпюи о постоянстве напоров по вертикали, равна [4]:

$$v_r(z) = k(z) \frac{\partial S}{\partial r} = \frac{k(z)}{r} \frac{Q}{2\pi T}, \quad (2)$$

где $v_r(z)$ — радиальная скорость фильтрации на высоте z над подошвой пласта, $k(z)$ — коэффициент фильтрации на этой же высоте z , Q — дебит скважины, T — проводимость пласта.

Соответственно, радиус конвективного переноса R за заданное время t для пласта, имеющего постоянную в плане и разрезе активную пористость n , определяется как:

$$\frac{dr(z)}{dt} = \frac{v(z)}{n} = \frac{k(z)}{n} \frac{Q}{2\pi T r} \quad (3)$$

$$\int_0^{R(z)} r dr = \frac{k(z)}{n} \frac{Q}{2\pi T} t; R(z) = \sqrt{\frac{k(z)}{n} \frac{Q}{\pi T} t}$$

Из выражения (3) следует, что радиус переноса в каждом вертикальном сечении пласта зависит от величины коэффициента фильтрации в нем. В случае, если мощность пласта m на порядок и более превышает вертикальный масштаб корреляции, то выражение для математического ожидания проводимости равно [10]:

$$T = K_{av} m; K_{av} = \exp(\bar{Y} + \sigma^2/2), \quad (4)$$

где K_{av} — эффективный коэффициент фильтрации, равный для рассматриваемых условий среднему значению логнормально распределенного поля коэффициентов фильтрации.

Для поиска распределения радиусов конвективного переноса в пласте, неоднородность которого описывается моделью (1) при предположении, что мощность пласта существенно больше, чем вертикальный масштаб корреляции, распределение коэффициента фильтрации по мощности заменено его вероятностным распределением.

При этом приведенный радиус зоны конвективного переноса \bar{R} описывается:

$$\bar{R}(k) = R(k) / R_{av}; R_{av} = \sqrt{\frac{t Q}{n \pi m}}; \bar{R} = \left(\frac{k}{K_{av}}\right)^{i+1/2} \quad (5)$$

$$\ln \bar{R} = \frac{1+2i}{2} (\ln k - \bar{Y} - 1/2\sigma^2), \quad (6)$$

где R_{av} — радиус зоны конвективного переноса в однородном пласте, а индекс i принимает значения 0 и 1 и означает способ осреднения радиусов зон конвективного переноса. В случае, если используется осреднение по мощности пласта, $i = 0$. Если же учитывать доли расхода, протекающие в элементарном пропласте, то при осреднении возникает множитель k/K_{av} , что приводит к выбору величины $i = 1$.

Выбирая время движения $t = 400$ суток или 25 лет, величину R_{av} в зависимости (5) можно рассматривать как размер ЗСО соответствующего пояса для одиночной скважины в пласте с эффективным коэффициентом фильтрации, равным среднему K_{av} .

Из выражения (6) следует, что распределение приведенных радиусов так же логнормально, как и распределение коэффициентов фильтрации, а математическое ожидание и дисперсия этого распределения следующие:

$$\begin{aligned} M(\ln \bar{R}) &= -(1+2i)\sigma^2 / 4 \\ \text{var}(\ln \bar{R}) &= (1+2i)^2 \sigma^2 / 4 \end{aligned} \quad (7)$$

Согласно приведенным параметрам логнормального распределения радиусов (7), пользуясь свойствами логнормального распределения, можно записать выражение для среднего значения приведенного радиуса ЗСО:

$$M(\bar{R}) = \exp[-\sigma^2/4(1/2 + i - 2i^2)]. \quad (8)$$

Далее будем рассматривать осреднение радиусов по мощности пласта, т.е. $i = 0$. Тогда из уравнения (8) следует, что математическое ожидание размера ЗСО в пласте с логнормальным распределенным коэффициентом фильтрации немногим меньше, чем величина R_{av} , определяемая в расчетах для однородного пласта.

Однако в наиболее проницаемых прослоях радиус конвективного переноса уходит дальше, чем радиусы, определяемые зависимостями (5) и (8). Поэтому целесообразно рассмотреть критическую вероятность P_{crit} для которой необходимо определение радиуса зоны конвективного переноса. Подстановка этой величины в выражение для функции логнормального распределения дает следующую зависимость для радиуса зоны конвективного переноса:

$$\bar{R}(P_{crit}) = \exp\left[\frac{2\sqrt{2}\sigma \text{erf}^{-1}\left(\frac{2P_{crit}-1}{K_{av}}\right) - \sigma^2}{4}\right] = \exp\left[\frac{\sigma(a(P_{crit}) - \sigma)}{4}\right], \quad (9)$$

где erf^{-1} — обратная функция интеграла вероятности, значения параметра a в зависимости от P_{crit} приведены в табл., а зависимость приведенного радиуса заданной обеспеченности от стандартного отклонения логарифма коэффициента фильтрации σ показана на рис. 1.

Таким образом, если выбрать $P_{crit} = 0,95$, то есть 95% радиусов конвективного переноса в прослоях слоистого

Значения параметра a для различных критических вероятностей
Parameter a values for different critical probabilities

P_{crit}	a
0,99	4,6527
0,95	3,28971
0,90	2,5631

пласта меньше, чем этот радиус, то согласно зависимости (9) окажется, что:

$$R(P_{95\%}) = R_{av} \exp[\sigma(0,822 - 0,25\sigma)]. \quad (10)$$

Значит, для пласта, имеющего стандартное отклонение $\ln k \sigma = 1$, этот радиус в 1,77 раза больше, чем для однородного пласта, а для менее неоднородного пласта со стандартным отклонением $\sigma = 0,5$ этот радиус все еще в 1,42 раза больше, чем радиус, рассчитанный для случая пласта с постоянным коэффициентом фильтрации по глубине (рис 1).

Таким образом, при работе скважины в горизонтально слоистом пласте с логнормальным распределением коэффициента фильтрации расчет ЗСО с использованием среднего коэффициента фильтрации дает радиус ЗСО меньше, чем радиус конвективного переноса по наиболее проницаемым прослоям.

Влияние естественного потока на ЗСО одиночной скважины в слоистом пласте

Учет естественного потока подземных вод приводит к изменению размеров ЗСО и неопределенностей, связанных с влиянием слоистости. Так, например, согласно используемой модели пласта, независимо от дисперсии логарифмов коэффициентов фильтрации размер ЗСО не может превышать расстояния до нейтральной линии тока. То есть максимальная ширина ЗСО в потоке подземных вод с градиентом I_0 , направленным вдоль оси X , в системе прямоугольных координат, которая проходит через ось скважины, ограничена известным выражением [4]:

$$L_y^{\max} = \frac{Q}{2I_0 K_{av} m}. \quad (11)$$

А расстояние до водораздельной точки по оси X вниз по потоку лимитируется значением:

$$L_{-x}^{\max} = \frac{Q}{2\pi I_0 K_{av} m}. \quad (12)$$

Эти расстояния в поперечном направлении естественному потоку и вниз по потоку характеризуются теоретически бесконечным временем конвективного переноса загрязнения к скважине, поэтому размер зоны захвата загрязнения скважиной теоретически не может выйти за их пределы.

Вниз по потоку в заданный момент времени t распространение зоны захвата описывается следующей зависимостью [4]:

$$\tau = -\bar{L}_{-x} - \ln(1 - \bar{L}_{-x}); \tau = \frac{I_0 k}{n L_{-x}^{\max}} t; \bar{L}_{-x} = \frac{L_{-x}}{L_{-x}^{\max}}. \quad (13)$$

Однако вверх по потоку зона захвата может распространяться на бесконечное расстояние, поэтому ее раз-

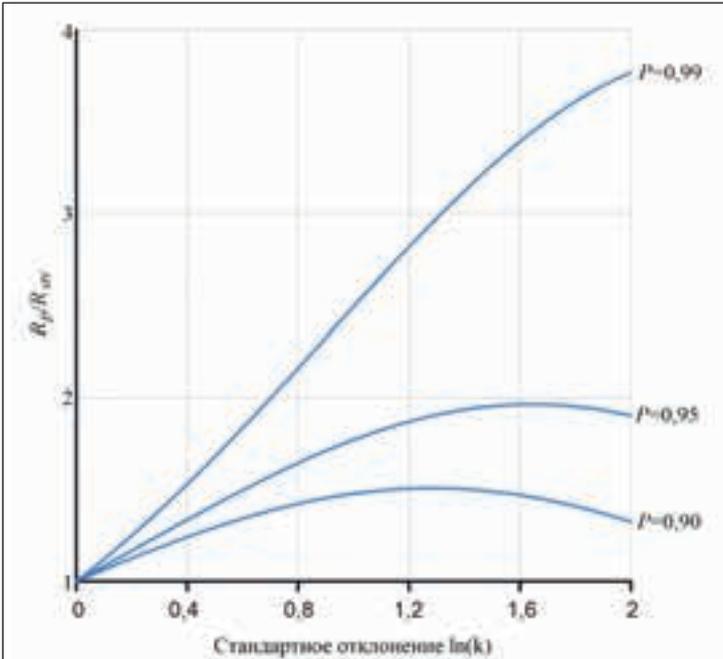


Рис. 1. Зависимость приведенного радиуса конвективного переноса заданной обеспеченности в слоистом пласте от стандартного отклонения логарифма коэффициента фильтрации
 Fig. 1. The dependence of the advective transport radius of the specified probability in the layered aquifer on the standard deviation of the hydraulic conductivity logarithm

меры в различных прослоях могут быть различны. Для анализа влияния вертикальной неоднородности на протяженность зоны захвата вверх по потоку использовано известное соотношение ее связи со временем [4]:

$$\tau = \bar{L}_{+x} - \ln(1 + \bar{L}_{+x}); \tau = \frac{I_0 k}{n L_{-x}^{\max}} t; \bar{L}_{+x} = \frac{L_{+x}}{L_{-x}^{\max}} \quad (14)$$

Это выражение имеет две асимптоты: $\tau \sim \frac{1}{2}(\bar{L}_{+x})^2$ при малых τ ($\tau < 0,1$) и $\tau \sim \bar{L}_{+x}$ при больших τ ($\tau > 10$). Следовательно, при малых расстояниях переноса изменчивость зоны захвата вверх по потоку описывается зависимостями (5–10), так как размер этой зоны в каждом прослое пропорционален корню из его коэффициента фильтрации:

$$\frac{L_{+x}(k)}{L_{+x}^{av}} \sim \sqrt{\frac{k}{K_{av}}} \quad (15)$$

Это связано с радиальностью притока к скважине в близкой от нее зоне, в которой радиальная составляющая общего градиента напора существенно больше естественного градиента. Наоборот, на значительных расстояниях вверх по потоку радиальная составляющая градиента падает, и конвективный перенос происходит за счет линейного естественного потока, в котором расстояние и коэффициент фильтрации связаны линейно:

$$\frac{L_{+x}(k)}{L_{+x}^{av}} \sim \frac{k}{K_{av}} \quad (16)$$

При сравнении (15) и (16) видно, что если граница ЗСО находится в ближней зоне, дисперсия логарифмов

распределения расстояний конвективного переноса в четыре раз меньше, чем эта же дисперсия для случая ее расположения в дальней зоне, то есть чем далее вверх по потоку расположена эта граница, тем больше отличается положение ее математического ожидания и расстояния, вычисленного для критической вероятности 0,9; 0,95 и т.д.

Для вычисления контура границ ЗСО заданной обеспеченности одиночной скважины в слоистом пласте с естественным потоком используем соотношение для времени движения частиц, полученное в [4] и переписанное ниже в обозначениях, используемых в настоящей статье:

$$F(x, y) = \tau - \left[\bar{x} - \ln \left(\frac{x}{y} \sin \bar{y} + \cos \bar{y} \right) \right] = 0; \bar{x} = \frac{y}{L_{-x}^{\max}}; \bar{y} = \frac{y}{L_{-x}^{\max}} \quad (17)$$

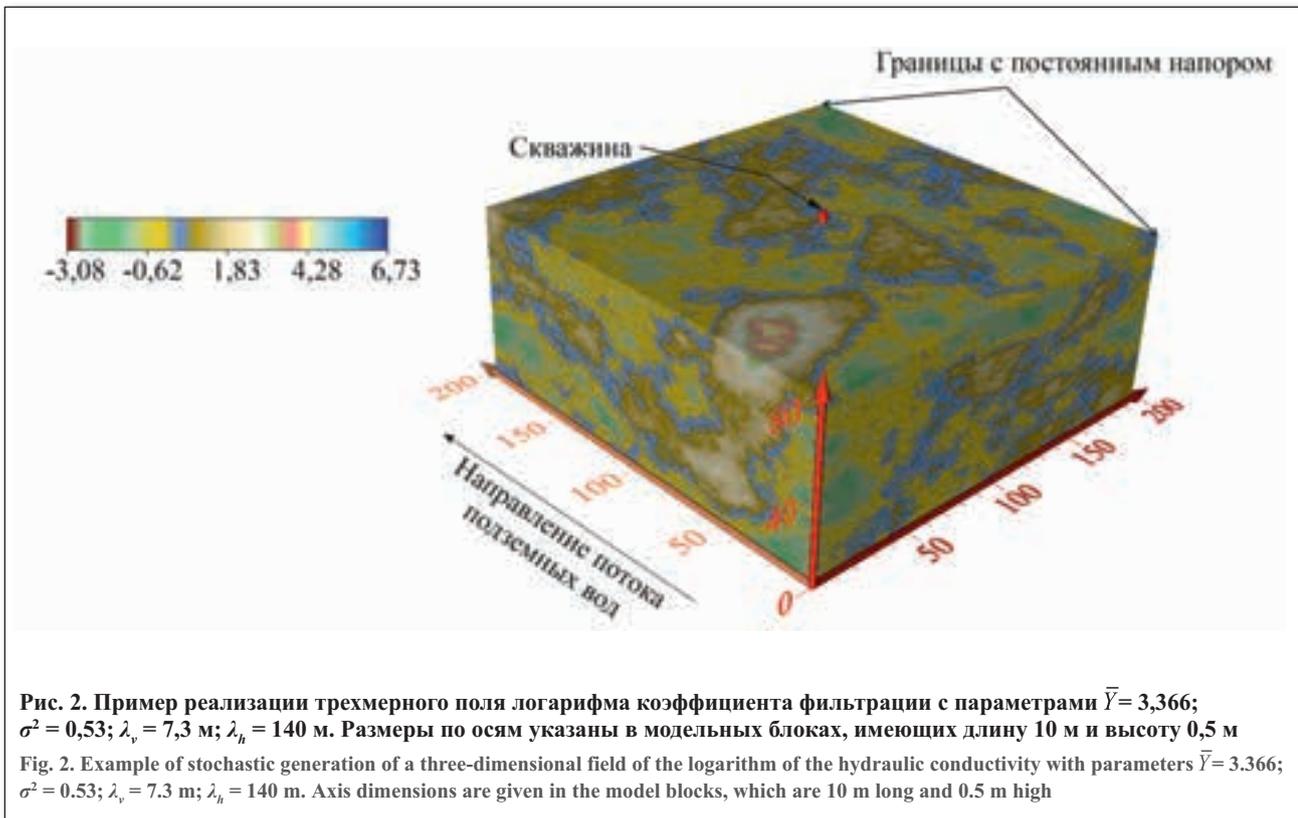
Для нахождения координат изолинии зоны захвата в данный момент времени t и при заданном коэффициенте фильтрации k используется нулевое приращение полного дифференциала функции $F(x, y)$ на ее изолинии, что приводит к необходимости численного решения обыкновенного дифференциального уравнения для приведенных координат:

$$\frac{d\bar{y}}{d\bar{x}} = - \frac{\bar{y}(\bar{x} \sin \bar{y} - \sin \bar{y} + \bar{y} \cos \bar{y})}{\bar{x} \sin \bar{y} - \bar{x}\bar{y} \cos \bar{y} + \bar{y}^2 \sin \bar{y}} \quad (18)$$

Интегрирование уравнения (18) производится на отрезке оси X от $L_{-x}(k)$ до $L_{+x}(k)$, определяющих максимальные распространения зон захвата вниз и вверх по потоку, описываемые трансцендентными уравнениями 13–14.

Влияние конечности горизонтального масштаба корреляции lnk на размер ЗСО

Приведенные выше расчетные зависимости для границ ЗСО получены на основе модели послойного переноса, то есть исходя из предположения, что горизонтальный масштаб корреляции логарифма коэффициента фильтрации существенно больше плановых размеров ЗСО. Это предположение может быть не всегда оправдано, так как в осадочных породах флювиального генезиса характерные горизонтальные размеры неоднородности могут составлять десятки–первые сотни метров. В этом случае использование модели слоистого пласта может неоправданно завысить размер ЗСО, если ее рассчитывать для высоких критических вероятностей. Это связано с тем, что высокопроницаемые прослои могут не формировать бесконечно большой плановый паттерн, как требует того модель послойного переноса. Для анализа влияния конечности горизонтального масштаба корреляции рассмотрим расчет ЗСО II пояса для работы одиночной скважины в условиях, характерных для неогенового водоносного пласта палеодолины р. Дон южнее г. Воронеж. Неоднородность этого водоносного пласта, имеющего мощность около 40 метров, достаточно детально изучена по данным опытных откачек и анализа гранулометрического состава при разведке Южно-Воронежского месторождения подземных вод. По данным опытно-фильтрационных работ и калибровки региональной геофильтрационной модели [3] получено, что осредненный по мощности пласта коэффициент фильтрации отложений палеодолины меняется от 30 до 60 м в сутки. Результаты совместного анализа коэффициентов фильтрации, полученных на основе опытно-фильтра-



ционных работ, и коэффициентов фильтрации, рассчитанных по данным гранулометрического состава более 300 проб водовмещающих пород, показали, что локальный коэффициент фильтрации пласта имеет логнормальное распределение с параметрами: $\bar{Y} = 3,366$; $\sigma^2 = 0,53$. Расчет пространственной вариограммы $\ln k$ в системе SGeMS [11] показал, что в вертикальном направлении она хорошо описывается экспоненциальной функцией с вертикальным масштабом корреляции $\lambda_v = 7,3$ м, а масштаб корреляции в горизонтальном направлении составляет 140 м. С использованием этих параметров в системе SGeMS было проделано условное геостатистическое моделирование пространственного распределения $\ln k$ при помощи процедуры гауссовского последовательного моделирования. Для моделирования использовались размеры области, равной 40 м по вертикали и 2000 м по горизонтали с шагом сетки 0,5 м в вертикальном и 10 м в горизонтальном направлениях. Пример одной из реализаций модельного поля $\ln k$ представлен на рис. 2. Всего было выполнено 16 вариантов моделирования полей неоднородности.

С использованием полученных в результате геостатистического моделирования полей коэффициента фильтрации для всех 16 вариантов проводилось моделирование отбора подземных вод совершенной скважиной, расположенной в центре модельной области (см. рис. 2.) Модернизировался стационарный отбор подземных вод с дебитом $Q = 2952$ м³/сут, что соответствует характерному дебиту эксплуатационных скважин 30 л/сек, обычному для скважин, каптирующих неогеновый водоносный пласт в исследуемой палеодолине. На двух противоположенных границах области заданы постоянные напоры с перепадом между границами 2 метра, моделирующие естественный поток с характерным для исследуемой области пласта естественным градиентом напора 0,001 [3]. При моделировании скважины

в системе MODFLOW использовался пакет MNW2 [9], позволяющий не распределять явно суммарный дебит скважины по модельным слоям, а вычислять расход из каждого слоя, решая сопряженную задачу геофильтрации и гидравлики скважины.

Затем с использованием программы RMPATH [7] для полученного поля скоростей фильтрации проводилась обратная трассировка частиц, расположенных на фильтре скважины в каждом модельном слое. Трассировка проводилась в течение 400 суток при постоянной пористости водовмещающей среды, равной 0,32. По истечению времени трассировки позиции частиц записывались. Далее для каждого слоя модели рассчитывалась индикаторная функция, равная нулю в блоке модели, которого частицы не достигли, и единице — в блоке, которого частицы прошли или находились в нем на момент окончания трассировки. После этого индикаторные функции усреднялись по всем 80 слоям модели, а затем — по всем вариантам моделирования. Усредненная таким образом индикаторная функция представляет собой плановое распределение вероятностей прихода загрязнителя из любой точки рассматриваемой области в скважину за 400 суток.

На заключительном этапе с помощью численного интегрирования уравнения (18) были рассчитаны изолинии расстояний, отвечающие коэффициентам фильтрации заданной вероятности превышения, и эти изолинии вынесены на карту усредненной индикаторной функции вероятностей прихода, представленной на рис. 3.

Из данного рисунка следует, что по результатам моделирования максимальная зона захвата за 400 суток ушла вверх по потоку на расстояние примерно 340 метров, что существенно превышает горизонтальный масштаб корреляции $\ln k$. Однако и в таких условиях, когда модель полойного переноса заведомо нарушается, изолинии вероятностей 0,5 и 0,1, рассчитанные по модели полойного

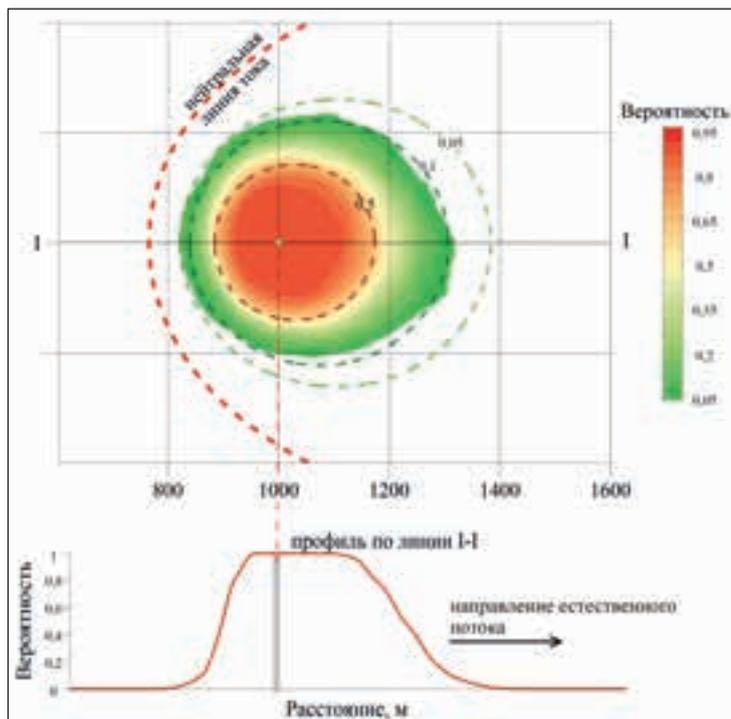


Рис. 3. Распределение вероятностей прихода загрязнения в скважину за 400 суток в зависимости от расстояния до нее. Цветом показаны результаты численного моделирования, пунктирные линии — результаты расчета по модели слоистого пласта

Fig. 3. The distribution of the probability of contamination arrival into the well for 400 days, depending on the distance to it. The color shows the results of numerical simulations, the dotted lines — the results of the calculation of the model of layered aquifer

переноса, достаточно хорошо совпадают с результатами моделирования. Изолиния 0,05 дает завышенный размер ЗСО вверх по потоку, но это частично может быть связано

с достаточно небольшим количеством вариантов моделирования неоднородности.

Выводы

При работе водозаборной скважины в горизонтально слоистом пласте с логнормальным распределением коэффициента фильтрации без естественного потока подземных вод расчет ЗСО с использованием среднего коэффициента фильтрации дает радиус ЗСО охраны меньше, чем радиус конвективного переноса по наиболее проницаемым прослоям. В случае, если известна оценка дисперсии логарифма коэффициента фильтрации, можно, используя уравнение (9) или рис. 1, скорректировать расчетный радиус ЗСО.

При работе одиночного водозабора в естественном потоке подземных вод в слоистом пласте размер ЗСО вверх по потоку существенно зависит от геофильтрационной неоднородности. Дисперсия логарифмов распределения расстояний конвективного переноса при малом влиянии естественного потока равна $\frac{1}{4}$ от дисперсии логарифмов коэффициентов фильтрации, а при большом влиянии равна величине дисперсии логарифмов коэффициентов фильтрации. Иными словами — чем дальше вверх по потоку расположена граница ЗСО в слоистом пласте, тем более неопределенно ее положение. Предложенная в данной статье методика позволяет рассчитать контуры заданной вероятности положения границ ЗСО при работе скважины в потоке подземных вод.

Результаты сравнения численного моделирования границ ЗСО для характерного случая геофильтрационной неоднородности с конечной длиной горизонтального масштаба корреляции показали, что даже для случая, когда граница ЗСО расположена на расстоянии, превышающем горизонтальный масштаб корреляции неоднородности, предложенная методика расчета для слоистого пласта позволяет оценить ее возможное максимальное удаление с достаточной точностью. 

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакшевская В.А., Поздняков С.П., 2012. Методы моделирования геофильтрационной неоднородности осадочных отложений. Геозкология, № 6, с. 560–570.
2. Коммунар Г.М., Расторгуев А.В. 1991. Расчетное обоснование зон санитарной охраны водозаборов подземных вод, эксплуатирующих стратифицированные водоносные горизонты. Сооружение и эксплуатация водозаборов подземных вод, Материалы семинара ЦРДЗ, Москва, 1991, с. 85–88.
3. Муромец Н.Н., Самарцев В.Н., Хакимова А.А., Василевский П.Ю., 2018. Влияние фильтрационной неоднородности донных отложений на разгрузку подземных вод в бассейне малой реки в естественных и нарушенных условиях. Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, № 1, с. 89–98.
4. Орадовская А.Е., Лапшин Н.Н., 1987. Санитарная охрана водозаборов подземных вод. Недра, Москва.
5. Расторгуев А.В., 2004. Современные методы расчетного обоснования границ второго и третьего поясов зон санитарной охраны. Водоснабжение и санитарная техника, № 2. с. 37–41.
6. Шестаков В.М., 2003. Учет геологической неоднородности — ключевая проблема гидрогеодинамики. Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, № 1, с. 25–28.
7. Chiang W.H., Kinzelbach W., 2000. The Advective Transport Model PMPATH. In: 3D-Groundwater Modeling with PMWIN. Springer, Heidelberg, Berlin, https://doi.org/10.1007/978-3-662-05549-6_4.
8. Esling S.P., Keller J.E., Miller K.J., 2008. Reducing capture zone uncertainty with a systematic sensitivity analysis. Ground Water, No. 46(4), pp. 570–578, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00438.x>.
9. Konikow L.F., Hornberger G.Z., Halford K.J., Hanson R.T., 2009. Revised multi-node well (MNW2) package for MODFLOW groundwater flow model: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6–A30.
10. Pozdniakov S.P., Tsang C.F., 1999. A semianalytical approach to spatial averaging of hydraulic conductivity in heterogeneous aquifers. Journal of Hydrology, Vol. 216, No. 1–2, pp. 78–98.

11. Remy N., Boucher A., Wu J., 2009. Applied Geostatistics with SGeMS: A User's Guide. Cambridge University Press., Cambridge, <https://doi.org/10.1017/CBO9781139150019>.
12. Theodossiou N., Fotopoulou E., 2015. Delineating well-head protection areas under conditions of hydrogeological uncertainty. A case-study application in northern Greece. Environmental Processes, Vol. 2, Issue 1, Supplement, pp. 113–122, <https://doi.org/10.1007/s40710-015-0087-1>.

REFERENCES

1. Bakshevskaya V.A., Pozdnyakov S.P., 2012. Methods for modeling geofiltration sedimentation heterogeneity. Geokologiya, No. 6, pp. 560–570. (in Russian)
2. Kommunar G.M., Rastorguev A.V., 1991. Estimated justification of sanitary protection zones of groundwater intakes operating stratified aquifers. Construction and operation of groundwater intake, Workshop materials of the Central Russian house of knowledge, Moscow, 1991, pp. 85–88. (in Russian)
3. Muromets N.N., Samartsev V.N., Khakimova A.A., Vasilevsky P.Yu., 2018. Effect of heterogeneity of riverbed on groundwater discharge in small river basin under natural and stressed conditions. Vestnik Moskovskogo universiteta. Series 4. Geology, No. 1, pp. 89–98. (in Russian)
4. Oradovskaya A.E., Lapshin N.N., 1987. Sanitary protection of groundwater intakes. Nedra, Moscow. (in Russian)
5. Rastorguev A.V., 2004. Modern methods of design substantiation of the boundaries of the second and third zones of sanitary protection zones. Water Supply and Sanitary Technique, No. 2, pp. 37–41. (in Russian)
6. Shestakov V.M., 2003. Accounting for geological heterogeneity is a key problem of hydrogeodynamics. Vestnik Moskovskogo universiteta. Series 4. Geology, No. 1, pp. 25–28. (in Russian)
7. Chiang W.H., Kinzelbach W., 2000. The Advective Transport Model PMPATH. In: 3D-Groundwater Modeling with PMWIN. Springer, Heidelberg, Berlin, https://doi.org/10.1007/978-3-662-05549-6_4.
8. Esling S.P., Keller J.E., Miller K.J., 2008. Reducing capture zone uncertainty with a systematic sensitivity analysis. Ground Water, No. 46(4), pp. 570–578, <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00438.x>.
9. Konikow L.F., Hornberger G.Z., Halford K.J., Hanson R.T., 2009. Revised multi-node well (MNW2) package for MODFLOW groundwater flow model: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6–A30.
10. Pozdnyakov S.P., Tsang C.F., 1999. A semianalytical approach to spatial averaging of hydraulic conductivity in heterogeneous aquifers. Journal of Hydrology, Vol. 216, No. 1–2, pp. 78–98.
11. Remy N., Boucher A., Wu J., 2009. Applied Geostatistics with SGeMS: A User's Guide. Cambridge University Press., Cambridge, <https://doi.org/10.1017/CBO9781139150019>.
12. Theodossiou N., Fotopoulou E., 2015. Delineating well-head protection areas under conditions of hydrogeological uncertainty. A case-study application in northern Greece. Environmental Processes, Vol. 2, Issue 1, Supplement, pp. 113–122, <https://doi.org/10.1007/s40710-015-0087-1>.

ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

ПОЗДНЯКОВ СЕРГЕЙ ПАВЛОВИЧ

Заведующий кафедрой гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, д.г.-м.н., г. Москва, Россия

СИЗОВ НИКОЛАЙ ЕВГЕНЬЕВИЧ

Аспирант кафедры гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

ЛЕХОВ ВЛАДИМИР АЛЕКСЕЕВИЧ

Научный сотрудник кафедры гидрогеологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, к.г.-м.н., г. Москва, Россия

INFORMATION ABOUT THE AUTHORS

SERGEI P. POZDNYAKOV

Head of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, DSc (Doctor of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

NIKOLAY E. SIZOV

Postgraduate student of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

VLADIMIR A. LEKHOV

Research scientist of the Department of Hydrogeology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, PhD (Candidate of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

www.geomark.ru