

К ВОПРОСУ О ЛИКВИДАЦИИ ВОДОХРАНИЛИЩ И ПОСЛЕДУЮЩЕЙ РЕКУЛЬТИВАЦИИ ИХ ЛОЖА И БЕРЕГОВОЙ ПОЛОСЫ

Сообщение 4. Расчет процессов сработки грунтовых вод в бортах ликвидируемых водохранилищ

© 2013 г. А.Н. Попов¹, В.И. Штыков²

¹ФГУП «Российский научно-исследовательский институт комплексного использования и охраны водных ресурсов», г. Екатеринбург

²Санкт-Петербургский государственный университет путей сообщения, Санкт-Петербург

Ключевые слова: пруд, водохранилище, ликвидация искусственных водоемов, грунтовые воды, подземные воды, сработка, фильтрация, водоносный пласт, методы оценки.



А.Н. Попов



В.И. Штыков

Рассмотрены основные методы расчета времени сработки грунтовых и подземных вод в бортах ликвидируемых водохранилищ, позволяющие оценить время воздействия подземного стока на осушенные донные отложения.

При наполнении водохранилища образуется окаймляющая его область подпора грунтовых вод, распространяющаяся от водохранилища до внешних границ грунтового потока, в качестве которых выступают соседние реки, границы контакта с породами другой проницаемости. Предельной границей распространения подпора считается линия, где подпор в условиях установившегося движения равен половине амплитуды естественных колебаний уровня грунтовых вод (УГВ). Зона подпора является своего рода подземным водохранилищем, запасы воды в котором сопоставимы с объемом водохранилища. Спуск водохранилища вызывает развитие обратных

процессов – сработку «вековых» запасов грунтовых вод в бортах водохранилища.

Гидрогеологические условия в речных долинах могут быть схематизированы следующим образом [1].

1. Для долин равнинных рек характерны питание за счет инфильтрации и разгрузка грунтовых вод в реки, хотя при высоких уровнях воды (в паводок или при наполнении водохранилища) поток временно может быть направлен из реки в сторону берега так, что в этом случае река теряет свою дренирующую роль и становится областью питания.

Водоносные горизонты речных долин слагаются сравнительно однородными песчаными, песчано-гравийными аллювиальными отложениями, образующими обычно единый водоносный пласт; вместе с тем иногда в таких отложениях формируются сравнительно выдержанные глинистые слои, разделяющие поток на несколько пластов.

2. Для речных долин межгорных и предгорных впадин характерны значительные уклоны потока по направлению долины и большая мощность аллювиальных песчано-гравийных отложений (100–300 м и более) при сравнительно однородном разрезе. Кроме того, таким долинам свойственны существенные изменения проницаемости водовмещающих отложений и живого сечения потока вдоль долины.

Взаимодействие подземного потока с рекой вдоль долины меняет свой характер. В верхней части долины реку питают подземные воды, хотя на некоторых участках в связи с изменением строения долины и извилистостью русла реки возникают локальные области фильтрации грунтовых вод из реки.

3. Потоки предгорного типа формируются в конусах выноса и сухих дельтах пограничной полосы между горными областями и центральной частью межгорной или предгорной впадины. Для водовмещающей толщи – рыхлых аллювиально-пролювиальных отложений четвертичного возраста мощностью до нескольких сотен метров характерна зональная изменчивость проницаемости, связанная с литологической зональностью и ритмичностью строения. Ритмичность обусловлена резкими колебаниями климата четвертичного периода и проявляется в виде чередования в разрезе грубо- и тонкодисперсных отложений.

Литологическая зональность выражается в закономерном огрублении отложений от центра к периферии впадины. Верхние части конусов выноса, граничащие с предгорьем, являются областью питания потока. Здесь, в основном за счет инфильтрации поверхностных вод, формируется единый безнапорный водоносный горизонт в гравийно-галечниковой толще с уклоном в сторону центра впадины и глубиной от поверхности земли 50–100 м. В направлении к центру впадины гравийно-галечниковые отложения

замещаются многократно чередующимися в разрезе супесчано-суглинистыми слоями, соответственно дифференцируются. В целом при этом уменьшается проницаемость толщи.

Заиление дна и берегов водохранилища создает дополнительный подпор грунтового потока, снижает скорость сработки грунтовых вод и увеличивает высоту полного стационарного подпора. Известны случаи, когда заиление дна подпертых бьефов настолько велико, что дренаж грунтовых вод вблизи дна водоемов вызывал отрыв поверхности депрессии от дна и осушение грунтов ниже слоя заиленных донных отложений. Подобные явления наблюдаются, например, на р. Москве в районе Перервинской плотины [2].

В.М. Шестаков [1] рассматривает три основные схемы строения грунтового потока по вертикали:

- однородного по вертикали безнапорного потока, проводимость которого линейно зависит от глубины, т. е. $T = kh$, (схема Ж. Дюпюи);
- постоянной проводимости, когда в любом сечении потока проводимость считается неизменной (независящей от изменения напора потока);
- горизонтально слоистого потока на горизонтальном водоупоре, в котором закон изменения проводимости зависит от характера слоистости пласта (схема Н.К. Гиринского).

В отечественной литературе для безнапорных потоков в качестве основной обычно применяется схема Дюпюи. Однако в реальных гидрогеологических условиях речных долин горизонтальный водоупор и однородные пласты встречаются крайне редко.

Более реальной является предпосылка о постоянной проводимости пласта. Такая предпосылка почти идеально выполняется при двухслойном строении пласта, когда основной водоносный пласт перекрывается слабопроницаемыми покровными отложениями. Для аллювиальных отложений это положение усиливается тем, что их проницаемость обычно увеличивается с глубиной. Для спускаемых водохранилищ данная предпосылка актуальна в связи с заилением русла реки современными отложениями наносов. Предпосылку о постоянной проводимости пласта целесообразно применять и для потоков значительной мощности при пестром строении и криволинейном очертании водоупора, поскольку достоверность любой из расчетных схем оказывается неопределенной, решающее значение приобретает простота схемы пласта с постоянной проводимостью.

Таким образом, для условий нестационарной фильтрации в сложных гидрогеологических условиях речных долин целесообразно рассматривать методику построения расчетных зависимостей применительно к схеме пласта с постоянной проводимостью. Использование схем Дюпюи и Гиринского можно рекомендовать лишь для таких условий, когда изменение мощности пласта вызывает существенные изменения динамики грунтовых вод.

Неустановившееся безнапорное движение подземных вод в однородных грунтах описывается уравнением Буссинеска

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{W}{k} = \frac{\mu}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}, \quad (1)$$

где h – напор, измеряемый от водоупора;

k – коэффициент фильтрации водоносного пласта;

μ – пористость;

W – модуль питания, равный скорости поступления воды в пласт через его подошву и свободную поверхность потока.

Линеаризация уравнения (1) приводит его к уравнению теплопроводности Фурье:

$$a \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{Wh_s}{\mu} = \frac{\partial u}{\partial t}; \quad a = \frac{kh_s}{\mu}. \quad (2)$$

При первом способе линеаризации $u = h \cdot h_s$, а при втором способе линеаризации $u = 0,5h^2$. Осредненная глубина h_s определяется на основании сравнения решений линеаризованного и нелинеаризованного уравнений.

При подъеме уровня воды на границе пласта в прибрежной зоне формируется кривая подпора, а при понижении – спада. Для этих случаев средняя глубина фильтрационного потока со свободной поверхностью в однородном пласте определяется по формуле [2]

$$h_s = 0,5 (H_{\max} + H_{\min}) \beta, \quad (3)$$

где H_{\max} , H_{\min} – максимальная и минимальная глубины потока на границах пласта;

β – коэффициент, зависящий от отношения H_{\min}/H_{\max} , способа линеаризации и вида кривой (спад–подпор).

В.М. Шестаков рекомендует находить h_s по формуле

$$h_s = 0,33 (H_{\max} + H_{\min} + h_t), \quad (4)$$

где h_t – глубина естественного потока на расстоянии x_t от уреза водохранилища, определяемом по формуле

$$x_t = \sqrt{\frac{k(H_{\min} + H_{\max})t}{\mu}}, \quad (5)$$

здесь t – время, для которого определяется глубина потока.

По Н.Н. Веригину h_s можно принимать

$$h_s = 0,5(h_t + h_e), \quad (6)$$

где h_t и h_e – глубина потока в момент времени t и начальный.

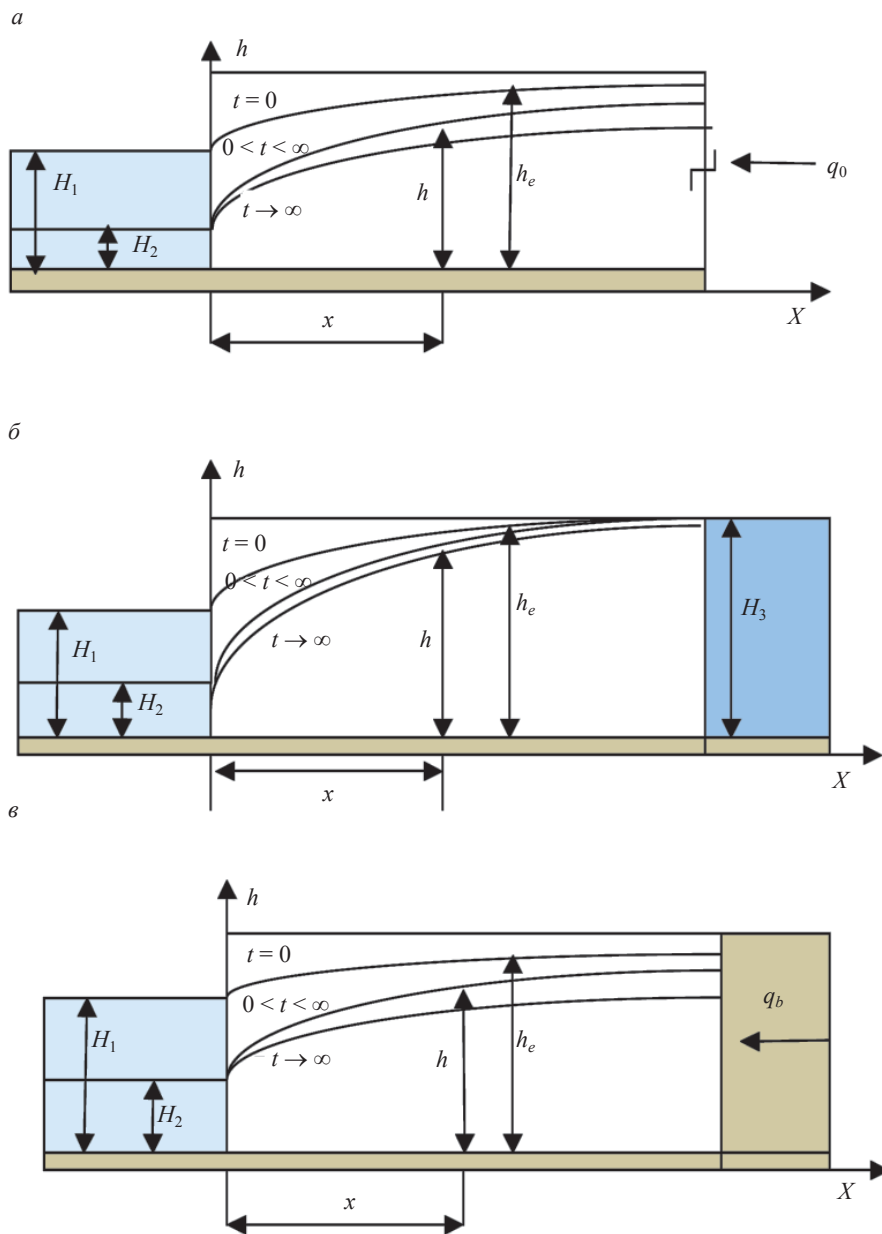


Рисунок. Расчетные фильтрационные схемы:

a – полуограниченный фильтрационный поток с постоянным во времени расходом из области питания q_0 ; *б* – ограниченный фильтрационный поток, примыкающий к соседней долине, где задан постоянный во времени напор H_0 ; *в* – ограниченный фильтрационный поток, примыкающий к цоколю коренного берега или террасы, где задан постоянный во времени расход q_b .

Таким образом, решение задачи сработки грунтовых вод из бортов водохранилища сводится к интегрированию одномерного уравнения (2) с соответствующими начальными и граничными условиями.

В литературе [1, 2] обычно рассматриваются следующие фильтрационные схемы (рисунок):

- полуограниченный грунтовый поток, где задан постоянный во времени расход на бесконечном удалении от границ пласта q_0 (рисунок а);
- ограниченный грунтовый поток, примыкающий к соседней речной долине, где задан постоянный во времени напор H_3 (рисунок б);
- ограниченный грунтовый поток, примыкающий к цоколю коренного берега или террасы, где задан постоянный во времени расход q_b (рисунок в).

Решение для наиболее практически важного случая при $W = 0$, граничных условиях, соответствующих схеме на рисунке а, и начальных условиях

$$h^2 - H_1^2 = \frac{2q_0}{k} x \quad (7)$$

имеет вид

$$h = \sqrt{h_e^2 + (H_2^2 - H_1^2) [1 - \Phi(\lambda)]}, \quad (8)$$

где h_e – начальный уровень грунтовых вод при $t = 0$;

H_1 и H_2 – начальный и конечный уровень воды в водохранилище;

$\Phi(\lambda)$ – функция Гаусса–Крампа от параметра

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}. \quad (9)$$

Помимо указанных упрощений, сопротивление грунтов под дном водохранилища в пределах русла реки и зоны сдвижки уреза воды также учитывается приближенно, т. е. по методике, основанной на допущении об одномерной фильтрации в пласте, пропорциональной разности напоров на дне водоема и на подошве пласта.

Основным параметром, влияющим на динамику уровней, является уровеньнепроводность пласта $a = k \cdot h_s / \mu$. Время полной стабилизации будет тем большим, чем меньше водопроницаемость и мощность водоносной толщи и чем выше коэффициент водоотдачи грунтов зоны аэрации, практически измеряется периодом от одного до десяти лет [1–3].

При использовании схемы пласта с постоянной проводимостью реше-

ние уравнений нестационарной фильтрации представляется в следующем виде:

$$H = H_0 + \Delta H, \quad (10)$$

где $H_0(x, y)$ – начальное распределение напоров;

$\Delta H = \Delta H(x, y, t)$ – изменение напора относительно начального.

Тогда для изменения напоров относительно начального получается уравнение:

$$\frac{\partial \Delta H}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 \Delta H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta H}{\partial y^2} \right) + \frac{\Delta W}{\mu}; \quad (11)$$

$$\Delta W = W - W_0;$$

$$a = \frac{km}{\mu},$$

где W, W_0 – текущее и начальное значения водного питания;

a – коэффициент уровнепроводности;

k – коэффициент фильтрации;

m – мощность водоносного пласта;

μ – коэффициент водоотдачи.

При неизменном водном питании получается уравнение

$$\frac{\partial \Delta H}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right). \quad (12)$$

Таким образом, в данном случае изменение напоров не зависит от инфильтрационного питания, причем начальное условие будет нулевым $\Delta H(x, y, 0) = 0$.

В общем случае величины H_0 , от которых отсчитываются расчетные изменения уровней ΔH , могут быть переменными во времени, но известными. С этой точки зрения наилучшими являются такие условия, когда исходные уровни H_0 задаются при стационарных условиях. Решение уравнения (12) с нулевым начальным и граничными условиями 1, 2 и 3 рода хорошо известно в курсах математической физики.

В сложных гидрогеологических условиях возможности использования аналитических методов ограничены, необходимо использовать аналоговые и численные методы прогноза динамики уровня грунтовых вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шестаков В.М.* Динамика подземных вод. М. 1979. 368 с.
2. *Васильев С.В., Веригин Н.Н., Разумов Г.А. и др.* Фильтрация из водохранилищ и прудов. М. 1975. 304 с.
3. *Васильев Ю.С., Хрисанов Н.И.* Экологические аспекты гидроэнергетики. Л. 1984. 248 с.

Сведения об авторах:

Попов Александр Николаевич, д. т. н., профессор, заведующий отделом, ФГУП «Российский научно-исследовательский институт комплексного использования и охраны водных ресурсов» (ФГУП РосНИИВХ), 620049, г. Екатеринбург, ул. Мира, 23; e-mail: pan1944@rambler.ru

Штыков Валерий Иванович, д. т. н., профессор, кафедра «Водоснабжение, водоотведение и гидравлика», Санкт-Петербургский государственный университет путей сообщения, 190031, Санкт-Петербург, Московский пр., 9