

**• МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ
ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

**БАЛАНСОВЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ
ЗАПАСОВ**

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ ЗАПАСОВ

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ

По расходу питания

По расходу потока

По расходу разгрузки

ОЦЕНКА ПРИВЛЕКАЕМЫХ РЕСУРСОВ

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В современной разведочной гидрогеологии используются несколько методов подсчёта эксплуатационных запасов подземных вод. Важно понимать, что применение того или иного метода, во-первых, диктуется степенью сложности гидрогеологических условий месторождения, а также стадией работ (то есть достигнутой степенью изученности), и, во-вторых, определяет «свой», особый набор необходимых гидрогеодинамических параметров, что предопределяет и направленность поисково-разведочных работ.

БАЛАНСОВЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ

Принципиальный смысл и формальный механизм его применения – *раздельная оценка* возможных составляющих баланса водоотбора: в первую очередь, естественных запасов и естественных ресурсов, а при наличии общих гидрогеологических предпосылок – и привлекаемых ресурсов.

Они оцениваются *в целом для месторождения* (или другой расчётной площади), без определения той водозаборной системы, с помощью которой они могут быть извлечены. Таким образом, по сути это – «потенциальные» ЭЗ; система их отбора должна рассчитываться особо, каким-либо другим способом, которые мы рассмотрим позже.

Возникает вопрос – а для чего же нужен такой «неполноценный» метод ?

- Во-первых, он успешно может быть применен для *региональных оценок* ЭЗ,
- Во-вторых, он вполне продуктивен на ранних стадиях работ на месторождениях для предварительной общей оценки *потенциальных эксплуатационных возможностей*, так как позволяет сравнить их с заявленной потребностью и решить, не нужно ли дополнительно расширять площадь поисково-оценочных работ.

- Наконец, следует добавить, что во всех случаях балансовый контроль, балансовое «сопровождение» любых гидрогеологических расчётов при подсчёте ЭЗ чрезвычайно полезны и даже необходимы во избежание формальных ошибок и грубых промахов.

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ ЗАПАСОВ

Напомним – это *объём* свободной (доступной для гравитационного извлечения) воды, содержащийся в эксплуатируемом пласте на некоторой расчётной области его распространения (площадью F). Понятно, что он определяется величиной параметра водоотдачи – упругой (для межпластовых водоносных горизонтов) или гравитационной



(при эксплуатации грунтовых вод). Рассмотрим в общем случае межпластовый водоносный горизонт, обладающий избыточным напором над кровлей h_p (рис. 2.1).

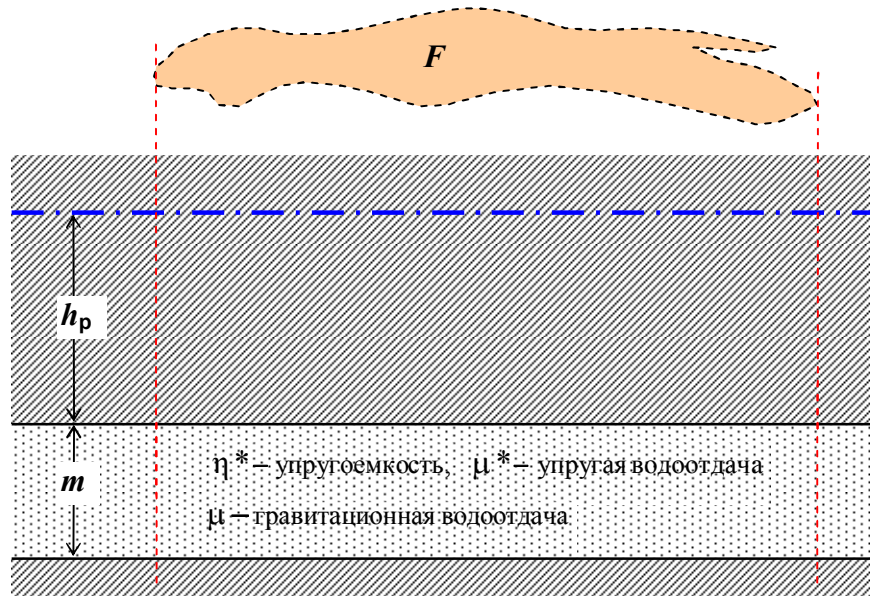


Рис. 2.1. К оценке емкостных и упругих естественных запасов

Очевидно, что предельное, максимальное количество упругих запасов можно получить при полной сработке избыточного напора до кровли пласта на всей расчётной площади:

$$V_{\text{упр}}^0 = \mu^* h_p F = \eta^* m h_p F. \quad (2.1, \text{а})$$

При дальнейшем полном осушении пласта можно дополнительно получить емкостные запасы в количестве:

$$V_{\text{емк}}^0 = \mu m F. \quad (2.1, \text{б})$$

Следовательно, теоретически полные естественные запасы составляют:

$$V_{\text{ЕЗ}}^0 = V_{\text{упр}}^0 + V_{\text{емк}}^0 = m F (\eta^* h_p + \mu).$$

Если пласт изначально ненапорный (грунтовый водоносный горизонт со свободной поверхностью), то упругого слагаемого в этой формуле нет.

Это – *потенциальные естественные запасы* водоносного горизонта. При реальном водоотборе может быть использована только некоторая их часть $V_{\text{ЕЗ}}$, так как:

– понижение уровня в водозаборе всегда ограничивается тем или иным допустимым значением $S_{\text{доп}}$;



– в силу характерной формы депрессионной воронки среднее понижение уровня для всей области депрессии заметно меньше, чем $S_{\text{доп}}$.

На практике для балансовых оценок реально доступного объёма естественных запасов применяют коэффициент использования (извлечения):

$$V_{\text{ЕЗ}} = k_{\text{и}} V_{\text{ЕЗ}}^0, \quad (2.2)$$

при этом обычно принимают $k_{\text{и}} \approx 0.3-0.5$.

Более точно оценить коэффициент использования можно, приняв какое-то среднее понижение уровня в пределах воронки депрессии; тогда

$$V_{\text{ЕЗ}} = \mu F S_{\text{ср}}, \quad (2.3)$$

где $F = \pi R^2$, R – радиус воронки депрессии.

Сравнивая (2.3) и (2.1, а, б), получим:

$$k_{\text{и}} = \frac{S_{\text{ср}}}{h_{\text{р}}}; \quad k_{\text{и}} = \frac{S_{\text{ср}}}{m} \quad (\text{для напорных и безнапорных условий соответственно}).$$

Приблизённо доказывается, что при понижении в скважине $S_{\text{с}}$ и радиусе фильтра $r_{\text{с}}$ среднее понижение на площади депрессионной воронки составляет:

$$S_{\text{ср}} = \frac{S_{\text{с}}}{\ln \frac{R}{r_{\text{с}}}} = \frac{0.434 S_{\text{с}}}{\lg \frac{R}{r_{\text{с}}}}.$$

Поскольку обычно $R \approx n \cdot 10^{2-3}$ м, $r_{\text{с}} \approx n \cdot 10^{-1}$ м, то $\lg \frac{R}{r_{\text{с}}} \approx 3-4$, и если водозабор работает с максимально допустимым понижением, то

$$S_{\text{ср}} \approx \frac{0.434 S_{\text{доп}}}{3 \div 4} = (0.1 - 0.15) S_{\text{доп}}.$$

Для напорных пластов $S_{\text{доп}} \approx h_{\text{р}}$, то есть $k_{\text{и}} = 0.1-0.15$; для грунтовых водоносных горизонтов $S_{\text{доп}} \approx (0.5 - 0.7)m$, соответственно $k_{\text{и}} = 0.05-0.1$.

Как добиться увеличения $k_{\text{и}}$? Только рассредоточением водоотбора по площади.

Итак, для балансовой оценки потенциальных естественных запасов нужно:

– оценить характер водоотдачи (гравитационная, упругая) в пределах ожидаемой величины понижений, исходя из условий залегания водоносного горизонта и возможной глубины депрессионной воронки;

– задаться значениями $S_{\text{доп}}$, R (F), μ (μ^*).



Из этих величин *параметром* является водоотдача – трудно и ненадёжно оцениваемая величина.

1. Лабораторные методы: точечные определения, поэтому невысокая достоверность экстраполяции и интерполяции на площадях месторождений (десятки и сотни км²).

2. Опытнo-фильтрaционное опробовaние (откачки): обязательно кустовые; определяется уровне(пьезо)проводность, а из неё – действующая водоотдача; обычно получают заниженные величины емкостных оценок, так как из-за «разнокалиберности» порово-трещинного пространства водовмещающих пород реальная величина водоотдачи проявляется значительно дольше обычной длительности опытных опробований.

3. Опытнo-фильтрaционные (режимные) наблюдения: в принципе лучше, так как наблюдаются и обрабатываются длительные периоды относительно медленного природного нестационарного режима. Но и здесь возникают принципиальные методические сложности.

Оценка водоотдачи по данным опытнo-фильтрaционных (режимных) наблюдений возможна по классической методике Г.Н.Каменского, основанной на решении конечно-разностного уравнения фильтрации.

Наблюдения проводятся на СТВОРЕ из 3-х скважин по линии тока (при квазилинейной структуре потока – рис. 2.2) или на «конверте» из 5-и скважин, если поток существенно плановый.

ПЕРИОД для расчёта – «независимый спад» (истощение горизонта при полном отсутствии питания); продолжительность периода Δt .

БАЛАНС РАСЧЁТНОГО БЛОКА 2

Поступление:

– приток из блока 1 $q_{1-2}\Delta t$

– сработка объёма воды на величину $\Delta V_2 = \mu\Delta x_2\Delta H_2$ в связи со спадом уровня

$$\Delta H_2 = H_{2,0} - H_{2,t}$$

Расходование: отток в блок 3 $q_{2-3}\Delta t$

БАЛАНСОВОЕ УРАВНЕНИЕ БЛОКА 2 (в объёмах)

$$q_{1-2}\Delta t + \mu\Delta x_2\Delta H_2 = q_{2-3}\Delta t,$$

откуда возможно определение водоотдачи

$$\mu = \frac{(q_{2-3} - q_{1-2})\Delta t}{\Delta x_2\Delta H_2}.$$



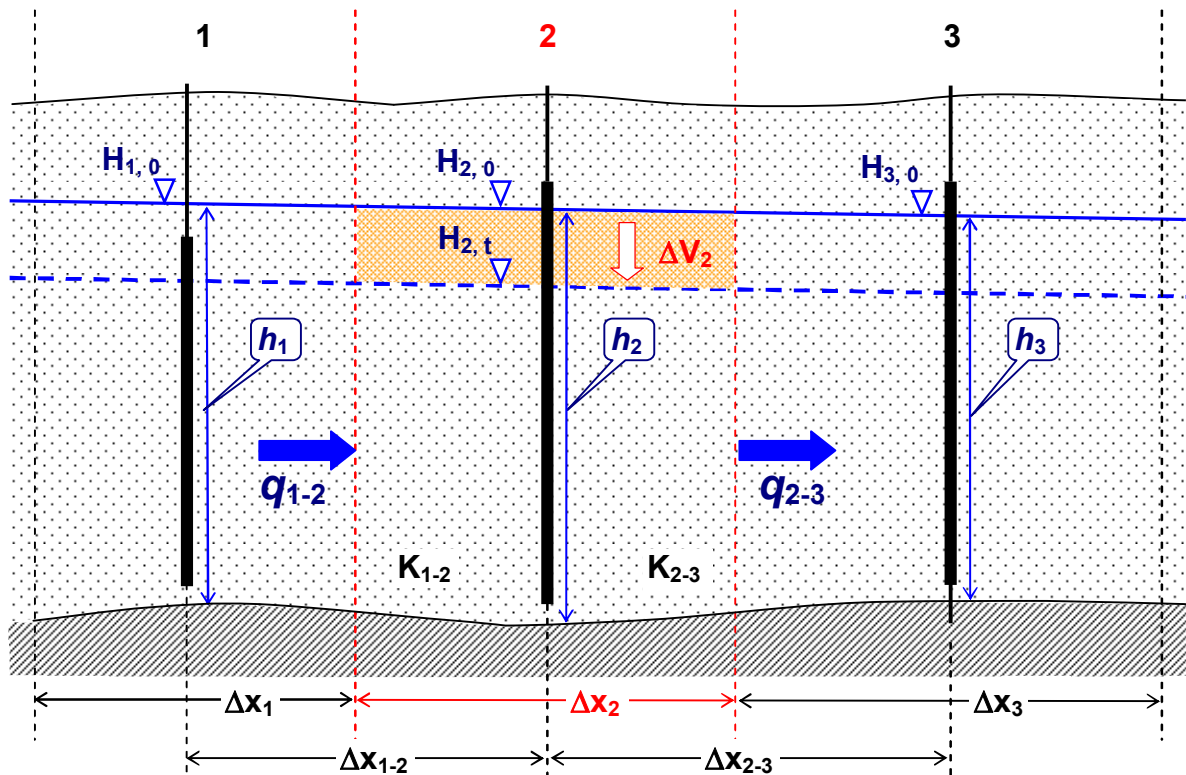


Рис. 2.2. К обоснованию методики оценки водоотдачи по данным режимных наблюдений на створе скважин в линейном потоке

Как определить q_{1-2} , q_{2-3} ? Используется закон Дарси для линейного потока шириной по фронту 1 м:

$$q_{1-2} = K_{1-2} \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{\Delta x_{1-2}}; \quad q_{2-3} = K_{2-3} \frac{h_2 + h_3}{2} \cdot \frac{H_2 - H_3}{\Delta x_{2-3}}$$

Наверняка возник вопрос: на какой момент времени брать h , H – ведь они меняются в течение периода Δt ? Вероятно, правильно принимать средние значения за расчётный период – например, напор для блока 2:

$$H_2 = \frac{H_{2,0} - H_{2,t}}{2}.$$

Очевидные недостатки этого метода, заметно осложняющие его практическое применение:

- Водоотдача вычисляется из *невязки расходов* q_{1-2} и q_{2-3} , а она, как правило, невелика, поэтому результат очень чувствителен к погрешностям задания значений K , которые могут быть достаточно значимыми и, более того, неопределёнными по знаку. За счёт этого вполне можно получить абсурдные результаты – огромные или даже отрицательные значения μ .

- Вообще, этот метод применим, как правило, лишь в случае безнапорных потоков с гравитационной, то есть большой, величиной водоотдачи. В случае упругого режима



(напорные потоки) величина ΔV_2 слишком мала, чтобы рассчитывать на сколько-нибудь правдоподобный результат.

- Наконец, необходима уверенность в *отсутствии питания* – иначе балансовое уравнение неверно.

Чтобы уверенно выделить периоды именно «независимого спада», проводят специальный анализ режимных наблюдений (рис. 2.3), основанный на использовании уравнения, аналогичного уравнению Майе-Буссинеска для дебита родников в период истощения водоносного горизонта:

$$H = H_0 \exp(-\alpha t). \quad (2.4)$$

Напоры H должны быть приведены к плоскости сравнения, располагающейся на уровне истощающей дрены, то есть величина H имеет смысл «дренируемой мощности».

Логарифмируя (2.4), получаем:

$$\ln H = \ln H_0 - \alpha t.$$

Это – прямая в координатах $\ln H - t$ со свободным членом $\ln H_0$, а угловым коэффициентом является так называемый «коэффициент истощения»:

$$\alpha = f(a, L_0),$$

где L_0 – размер истощающегося бассейна стока по линии тока от водораздела до дрены, a – уровнепроводность.

Часто применяют зависимость $\alpha \approx \frac{2.5a}{L_0^2}$. Процесс истощения бассейна идёт тем интенсивнее, чем больше α , то есть чем больше a и/или чем меньше L_0 .

Если проанализировать многолетний режимный ряд в таких координатах (рис. 2.4), то на нём хорошо видны прямолинейные, практически параллельные участки, имеющие *максимальную* крутизну – это и есть периоды «независимого спада». На остальных, более пологих участках спад уровней, видимо, происходит ещё на фоне слабеющего питания (логично называть это периодами «зависимого спада»).

По найденным участкам «независимого спада» полезно оценить величину коэффициента истощения α (по уклону графика $\ln H - t$), а из него уровнепроводность:

$$a \approx \frac{\alpha L_0^2}{2.5}.$$

Теперь, задавшись некоторой величиной проводимости водоносного горизонта, можно рискнуть оценить обобщённое значение водоотдачи для истощающегося бассейна.



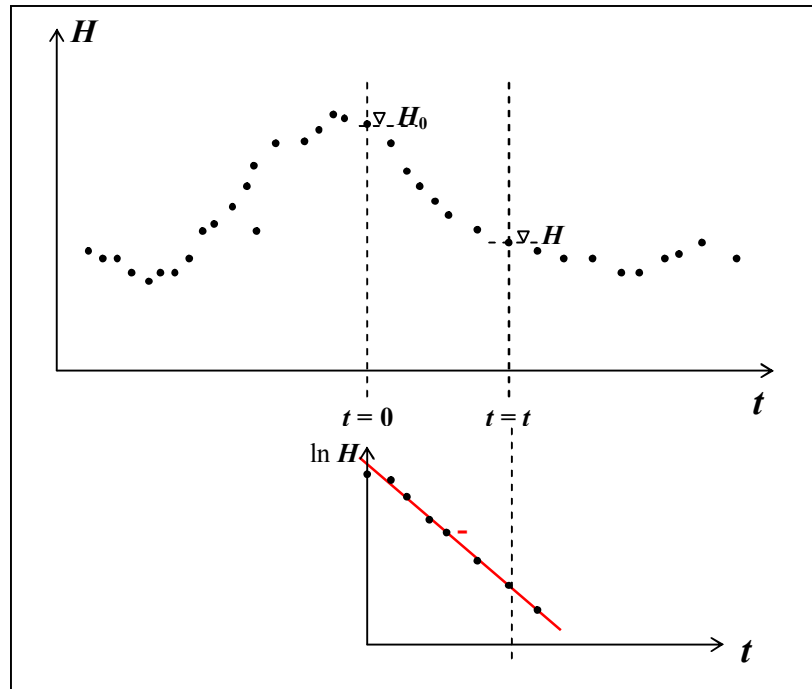


Рис. 2.3. Участок независимого спада уровня на графике режимных наблюдений

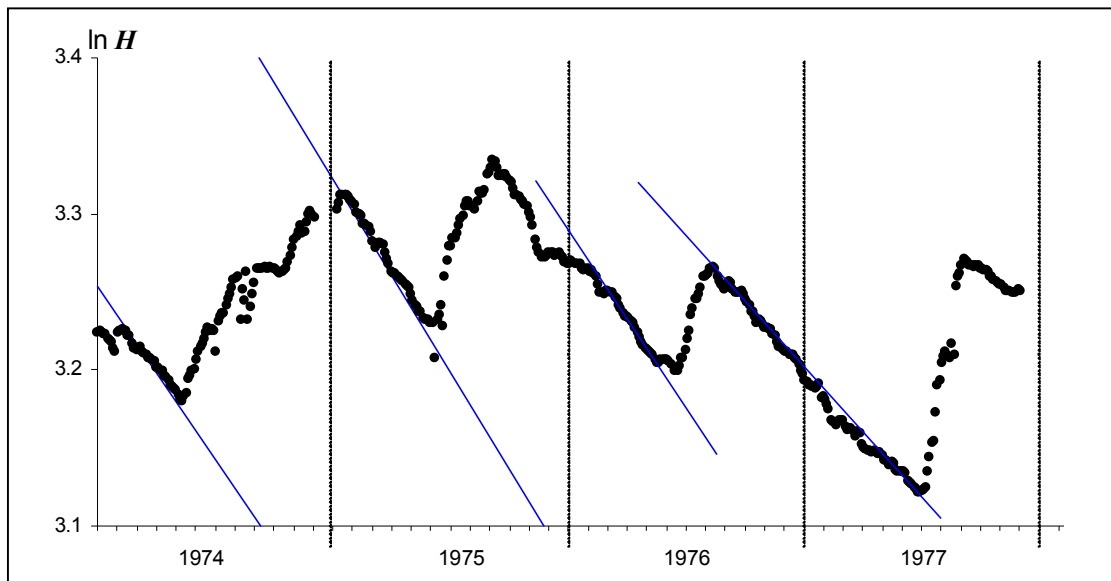


Рис. 2.4. Участки независимого спада на графике уровневого режима
(средне-верхнекаменноугольный карбонатный водоносный комплекс,
Архангельская область)

В заключение – о роли (относительной значимости) естественных запасов в структуре баланса реального эксплуатационного водоотбора.

Пример: Московская область – эксплуатируются (уже более 100 лет) несколько межпластовых водоносных горизонтов в карбонатных отложениях преимущественно средне-верхнекаменноугольного возраста. Расчётная площадь F около 60 тыс. км² ($6 \cdot 10^{10}$ м²). Упругая водоотдача порядка $\mu^* \approx 5 \cdot 10^{-4}$. Приняв среднее по области понижение $S_{\text{ср}} \approx 10-20$ м (скорее всего, это некоторое преувеличение), получим потенциальный объём упругих запасов для одного из горизонтов $V_{\text{упр}} = \mu^* S_{\text{ср}} F = (3 \div 6) \cdot 10^8$ м³. Современный водоотбор Q_3 в пределах области составляет около $3 \cdot 10^6$ м³/сутки, то есть упругих запасов одного горизонта хватило бы всего на $\frac{V_{\text{упр}}}{Q_3} = 100-200$ суток, а всей каменноугольной водоносной системы (2-3 горизонта в зоне пресных вод) – максимум на 1-2 года.

Подобного рода балансовые расчёты практически всегда показывают, что сколь угодно крупный водоотбор лишь в небольшой своей части может быть обеспечен естественными запасами. Как правило, при длительном водоотборе основные значения приобретают другие, постепенно проявляющиеся источники формирования эксплуатационных запасов, имеющие «ресурсную» природу, то есть способные к возобновлению.



ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ

Естественные ресурсы (ЕР) должны оцениваться для определённой расчётной площади, являющейся балансово-замкнутым элементом подземного стока, то есть охватывающей области питания, стока и разгрузки (водосборный бассейн или система бассейнов)¹.

По физическому смыслу это – *суммарная величина питания* горизонта в ненарушенных гидрогеодинамических условиях, определяющая расход естественного потока по пласту и расходы разгрузки через все дренирующие границы.

Величина ЕР может быть выражена:

1) суммарным *расходом* потока $Q_{\text{ЕР}}$, формирующимся на расчётной площади (обычно применяемая размерность – м³/сутки).

¹ Естественные запасы, конечно, тоже подсчитываются для определённой площади, но для них привязка может быть произвольной

2) *модулем* подземного стока – это удельный показатель, характеризующий средний для расчётной площади расход подземного стока с единицы площади, то есть имеющий размерность скорости (расход, отнесённый к площади). Обычно применяемая размерность – л/с·км².

3) *слоем* питания (или стока) – это средняя для расчётной площади высота слоя воды, поступающего за счёт процессов питания (или стекающего к дренам) за некоторый промежуток времени. По размерности это тоже скорость (высота слоя, отнесённая ко времени); обычно применяют размерность мм/год.

Переходные соотношения: $1 \text{ л/с}\cdot\text{км}^2 = 8.64\cdot 10^{-5} \text{ м/сутки} \approx 31.5 \text{ мм/год}$

Методы оценки ЕР:

а) по РАСХОДУ ПИТАНИЯ, б) по РАСХОДУ ПОТОКА, в) по РАСХОДУ РАЗГРУЗКИ.

а) Оценка ЕР по расходу питания

Формы (механизмы) питания подземных вод: *инфильтрация* (естественная и техногенная), *перетекание из смежных горизонтов*, *фильтрация из рек*.

Оценивается интенсивность (модуль) питания W . Это расход питания, поступающий на единицу площади в плане. Размерность: для гидрогеодинамических расчётов – м/сутки; в балансовых расчётах обычно – мм/год (для удобства сопоставления с другими элементами водного баланса); в ряде случаев удобной является специфическая размерность л/с·км².

При среднем модуле питания W естественные ресурсы, формирующиеся на расчётной площади питания F , составляют $Q_{EP} = WF$.

Далее будем говорить об *инфильтрации* – основном процессе питания для первых от поверхности водоносных горизонтов.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ИНФИЛЬТРАЦИИ

1. Экспериментальные: с помощью специальных стационарных полевых устройств – лизиметров. Они используются обычно только на научно-исследовательских балансовых полигонах и при разведке месторождений практически неприменимы. Почему?

– непредставительные результаты, поскольку такие оценки характеризуют практически точку, в то время как площади месторождений составляют десятки и сотни км²;

– сложно технически в обслуживании и наблюдении; требуется практически непрерывное присутствие обслуживающего персонала, что нереально в экспедиционных условиях разведки месторождений;



- ненадёжно или невозможно при больших глубинах залегания уровня подземных вод;
- неприменимо в условиях, когда зона аэрации сложена скальными породами.

2. Расчётные: с использованием уравнений влагопереноса в зоне аэрации

3. По данным опытно-фильтрационных наблюдений

Существуют разные модификации использования уровенных режимных наблюдений для оценки питания грунтовых вод.


а) Используется тот же режимный створ скважин, как и для оценки водоотдачи, но для **периода питания**, то есть на восходящей фазе режима (рис. 2.5). В этом случае балансовое уравнение для блока 2 выглядит так:

$$q_{1-2}\Delta t + W\Delta x_2\Delta t = q_{2-3}\Delta t + \Delta V_2 \quad (2.5)$$

Очевидно, что при подъёме уровней $\Delta H_2 > 0$, $\Delta V_2 > 0$; в противном случае – при спаде уровней на фоне питания – $\Delta H_2 < 0$, $\Delta V_2 < 0$ («зависимый спад»).

Определение W возможно, если известна водоотдача:

$$W = \frac{(q_{2-3} - q_{1-2})}{\Delta x_2} + \frac{\mu\Delta H_2}{\Delta t}$$

Применение этой методики содержит те же потенциальные погрешности, что и для оценки водоотдачи; дополнительная погрешность может возникнуть за счёт недостоверного параметра водоотдачи. 

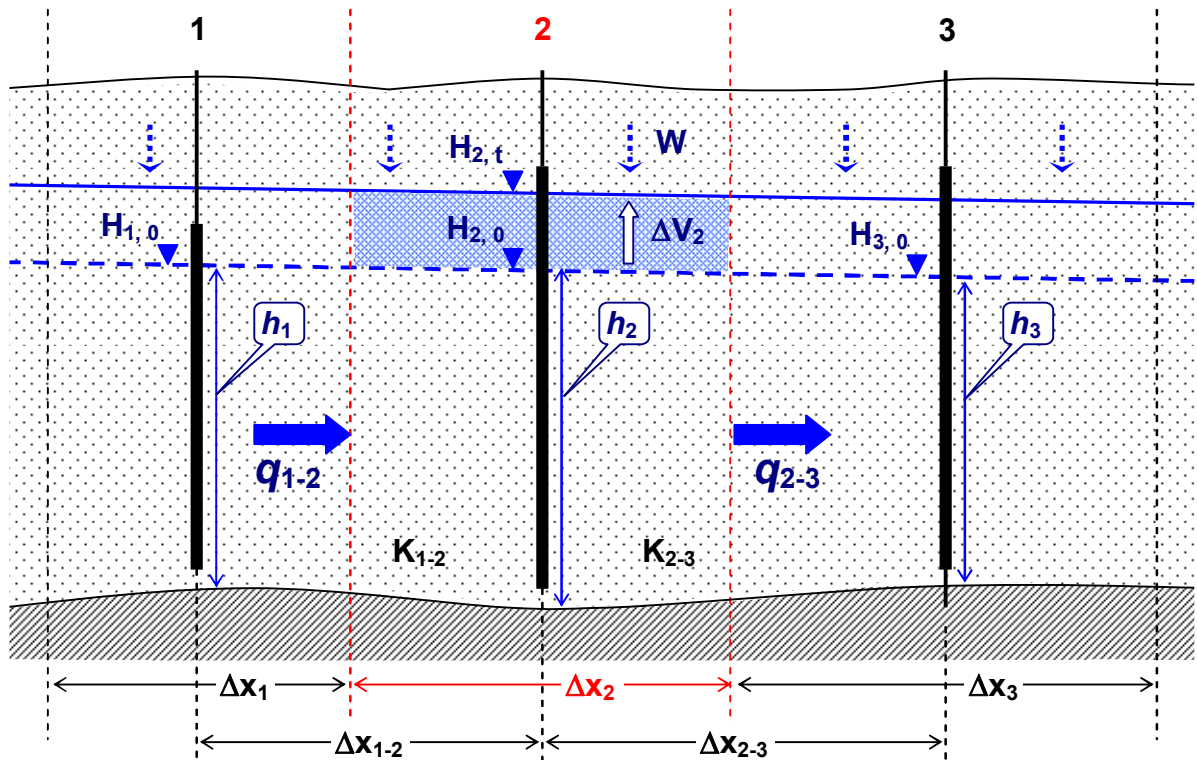


Рис. 2.5. К обоснованию методики оценки интенсивности инфильтрации по данным режимных наблюдений на створе скважин в линейном потоке

Нередко после подъёма фиксируется период *стационарного режима* уровней, хотя питание продолжается; это свидетельствует о наступившем равновесии расхода притока к блоку и оттока к дрене:

$$q_{1-2} + W\Delta x_2 = q_{2-3},$$

откуда возможна оценка модуля инфильтрационного питания:

$$W = \frac{(q_{2-3} - q_{1-2})}{\Delta x_2}.$$

Такая ситуация выгодна, так как оценка инфильтрации может быть выполнена без использования параметра водоотдачи.

б) Другой вариант применения режимных наблюдений для оценки инфильтрации – по **ОДНОЙ СКВАЖИНЕ**, располагающейся в водораздельной области питания.

Если в вышерассмотренном конечно-разностном уравнении для линейного потока представить (чисто теоретически), что $q_{1-2} = q_{2-3}$ (то есть *всё* питание накапливается в расчётном блоке, а не уходит частично к дрене), то подъём уровня составил бы величину

$\Delta H^* = \frac{W\Delta t}{\mu}$, а график подъёма уровня во времени представлял бы собой прямую линию

(рис. 2.6). Оценка величины W в этой гипотетической ситуации не представила бы труда:

$$W = \frac{\mu\Delta H^*}{\Delta t}.$$

Однако, фактически происходит отток части поступающего питания к дрене ($q_{2-3} > q_{1-2}$), поэтому реально наблюдаемая величина подъёма ΔH меньше, чем ΔH^* :

$$\Delta H = \Delta H^* - \Delta z,$$

то есть для определения W нужно как-то оценить «невидимую» величину Δz . Тогда

$$W = \frac{\mu(\Delta H + \Delta z)}{\Delta t}.$$

Есть разные предложения по оценке величины Δz .

1-й СПОСОБ. Предполагается, что:

– перед подъёмом уровня существовал *квазилинейный* независимый спад уровня, отвечающий некоторой интенсивности оттока к дрене;

– темп этого спада (то есть интенсивность оттока) сохраняется и в период подъёма уровней за счёт питания.

При таких допущениях величина Δz может быть вычислена по линейной экстраполяции темпа спада C на весь период питания Δt (рис. 2.7).



Явное достоинство этого способа: простота исполнения.

Явный недостаток: фактически интенсивность оттока при подъёме уровня возрастает, так как увеличивается разность уровней между участком расположения скважины и дреной. Недоучёт этого обстоятельства приводит к занижению поправки Δz и, следовательно, величины W .

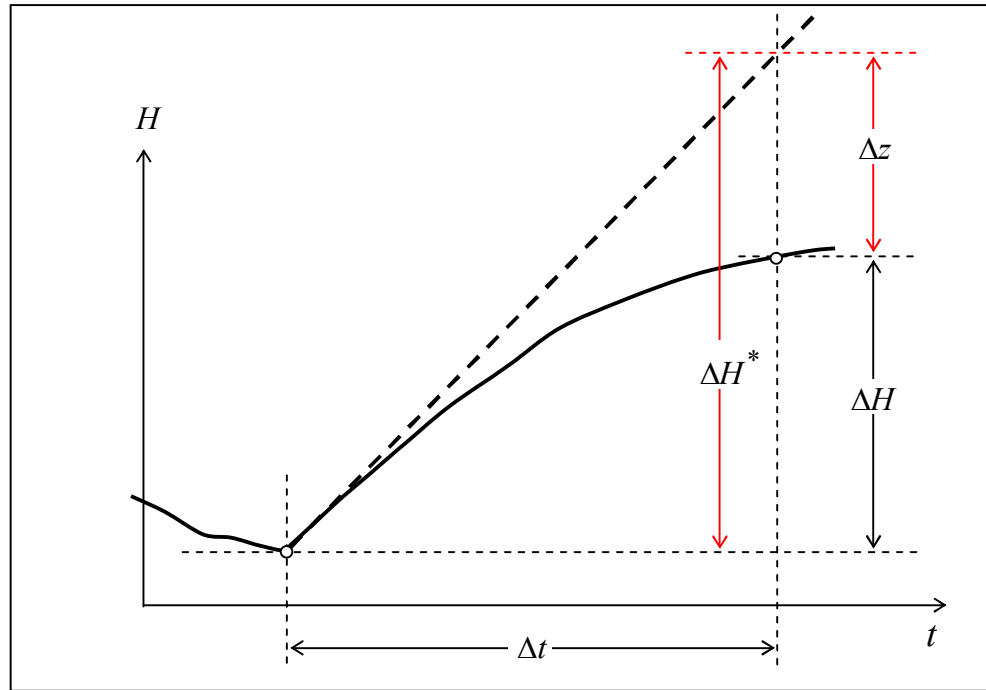


Рис. 2.6. Теоретический и фактический подъем уровня за период питания

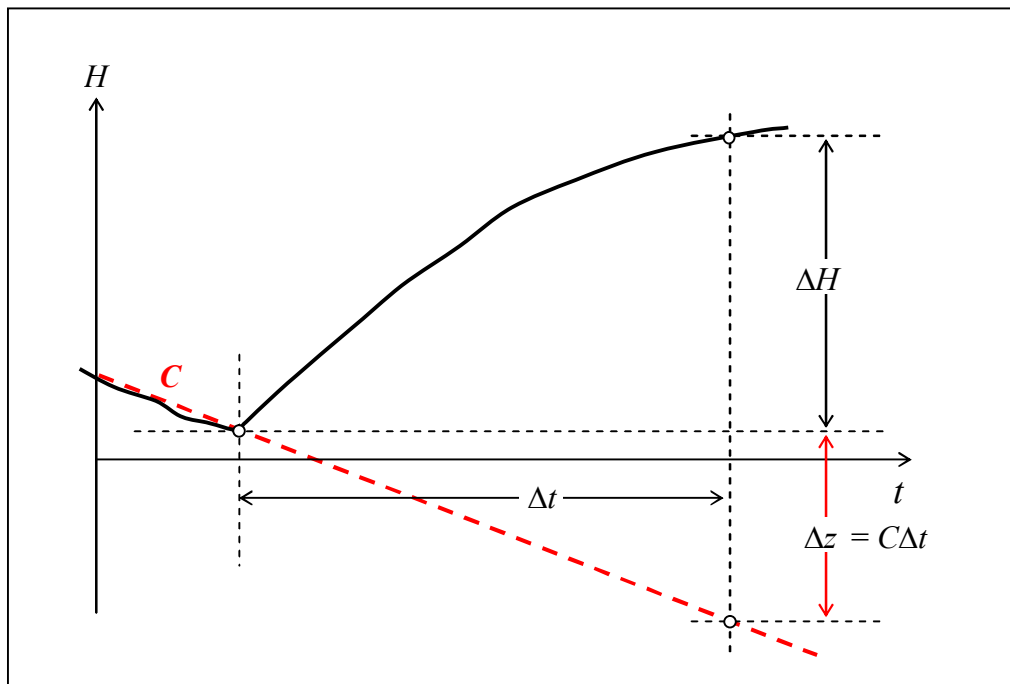


Рис. 2.7. Расчет поправки на отток линейной экстраполяцией темпа спада, предшествовавшего периоду питания



2-й СПОСОБ. Учёт возрастания интенсивности оттока к дрене может быть выполнен на основе вышерассмотренной модели истощения Майе-Буссинеска. Простейший (в расчётном смысле) приём заключается в следующем:

– в качестве «исходного» принимается среднее значение напора $H_{\text{ср}}$ в пределах периода подъёма уровней Δt (рис. 2.8)::

$$H_{\text{ср}} = \frac{H_1 + H_2}{2}.$$

– по кривой истощения рассчитывается значение напора H на момент времени Δt :

$$H = H_{\text{ср}} \exp(-\alpha \Delta t).$$

– поправка Δz рассчитывается как величина истощения за время Δt :

$$\Delta z = H_{\text{ср}} - H = H_{\text{ср}} (1 - \exp(-\alpha \Delta t)).$$

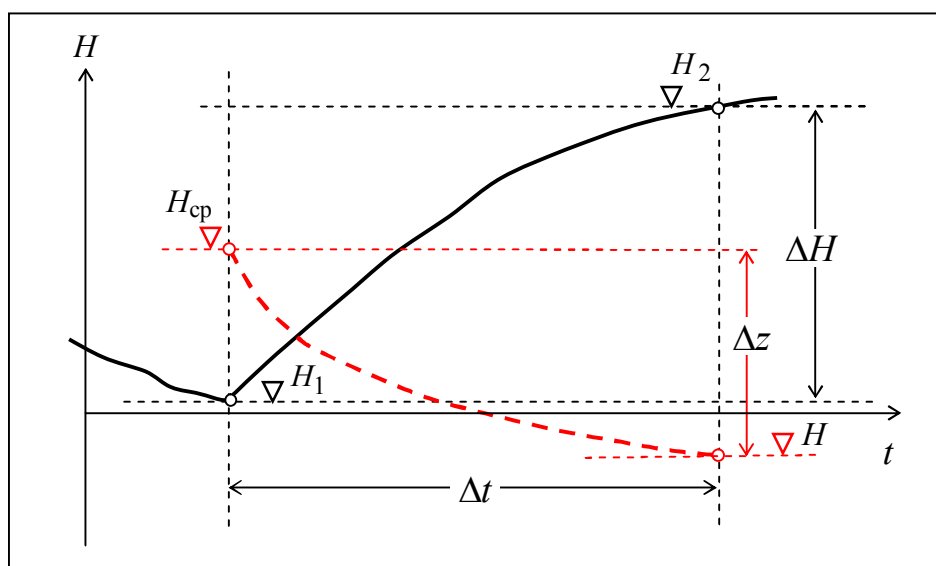


Рис. 2.8. Расчёт поправки на отток по кривой истощения при среднем значении напора в период питания

Значение коэффициента истощения α предварительно определяется как угловой коэффициент графика $\ln H - t$ для участка независимого спада, ближайшего к расчётному периоду питания.

Для детализации этого приёма (с соответственным уточнением результата оценки) промежуток времени Δt разбивается на n интервалов, которые в общем случае могут иметь разную продолжительность $\Delta t_1, \Delta t_2 \dots \Delta t_n$. Число таких интервалов обычно не менее 3-4, но и не более количества фактически выполненных режимных замеров уровня

за расчётный период. Для каждого из них определяется своё значение $H_{cp,i}$ и, как в предыдущем случае, вычисляются частные величины спада уровня

$$\Delta z_i = H_{cp,i}(1 - \exp(-\alpha \Delta t_i)), \text{ после чего они суммируются: } \Delta z = \sum_{i=1}^n \Delta z_i.$$

По опыту применения, различия в оценке инфильтрации по линейной экстраполяции темпа межвенного спада и по кривой истощения могут быть вполне значимыми (25-50% и более).

Этот метод оценки инфильтрации (с разными способами расчёта Δz) широко используется в практике разведочных работ, так как прост в организации и исполнении:

- достаточно одной скважины с произвольным расположением в потоке (но всё же в водораздельной области питания),
- не требуется оценка фильтрационных свойств водоносного горизонта; из параметров участвует только водоотдача μ (но со всеми проблемами достоверности её оценки).

Для использования кривой истощения обязательной является нивелировка скважины относительно уровня дрены.



Если питание водоносного горизонта происходит за счёт перетекания из смежного (с напором H_0) на определённой площади F с модулем перетекания W_{Π} , то общий расход питания в этом случае составит:

$$Q_{\Pi} = W_{\Pi} F = K_0 \frac{H_0 - H}{m_0} F.$$

При этом, скорее всего, придётся разделить общую область перетекания на частные зоны с осреднёнными показателями K_0 , m_0 , $H_0 - H$ и затем суммировать полученные частные расходы перетекания.

б) Оценка ЕР по расходу потока

Смысл такой оценки: аналитический расчёт расхода потока через поперечное сечение водоносного горизонта. Важно понимать, что:

- такой расчёт характеризует только область, лежащую выше расчётного сечения;
- при этом в величину оцениваемых естественных ресурсов не войдёт расход разгрузки выше по потоку.

Расчёт производится по карте гидроизогипс (в случае грунтового водоносного горизонта), построенной по данным измерения уровней в скважинах, в местах выхода родников, по отметкам уреза воды в дренирующих горизонтах водотоках и водоёмах (рис. 2.9). Эти замеры должны быть по возможности единовременными.

Если для выделенной расчётной ленты тока можно допустить относительное постоянство значений коэффициента фильтрации K и глубин потока h , то расход через сечение шириной B равен:

$$Q = KB \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{L} .$$

Однако, обычно расчётное сечение достаточно большое по ширине (км, десятки км) и вполне вероятно «поперечная» неоднородность расчётных величин; тогда полную ленту тока следует разбить на n лент шириной B_1, \dots, B_n , для которых расчётные показатели можно считать относительно постоянными. Рассчитываются частные расходы Q_1, \dots, Q_n , которые затем суммируются.

Понятно, что точность таких расчётов полностью зависит от качества и количества фактического материала, в первую очередь – по фильтрационным свойствам оцениваемого водоносного горизонта.

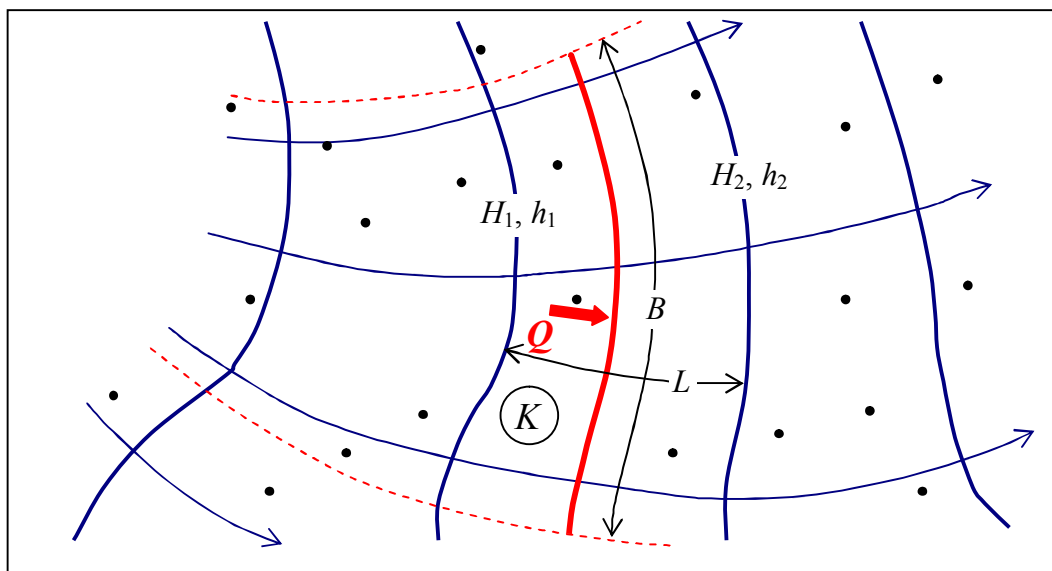


Рис. 2.9. Аналитический расчёт расхода потока

в) Оценка ЕР по расходу разгрузки

Формы дренирования водоносных горизонтов: *родники, рассредоточенная русловая разгрузка в реки (озёра, болота, моря), эвапотранспирация, перетекание в смежные горизонты.*

Эта группа методов применяется обычно для районов с *родниковым* и *русловым* типами дренирования потока, то есть когда можно инструментально измерить расходы разгрузки. Эти методы неприменимы в случаях, когда разгрузка осуществляется путём *испарения* (как физического, так и растительностью) или происходит в бессточные (или с полностью или частично скрытым стоком) водоёмы – озера, болота, моря.

1. Измерение СУММАРНОГО ДЕБИТА РОДНИКОВ – идея очевидна; однако результат характеризует только родниковую составляющую разгрузки и может быть сильно занижен – всего 10-30% от общего расхода потока (остальное уходит на сток в реки, эвапотранспирацию и другие формы разгрузки).

Для применения этого метода родники должны быть каптированы и оборудованы водосливными рамками, временными или капитальными лотками для надёжного измерения дебита в разные сезоны года.

2. Оценка расхода разгрузки подземных вод по МЕЖЕННУМУ СТОКУ РЕК – этот метод эффективен для условий, когда преобладает русловое дренирование подземных вод и речной сток в периоды устойчивой межени формируется исключительно за счёт подземного питания.

2а. С использованием *закрывающего створа* в речном бассейне площадью F (рис. 2.10). Естественные ресурсы для этой площади равны измеренному меженному расходу реки P , а средний модуль подземного стока с этой площади $M_{\text{пс}} = \frac{P}{F}$.

2б. С использованием *частных водосборов* (рис. 2.11). Естественные ресурсы для площадей частных водосборов равны разности меженных расходов реки, а частные модули подземного стока:

$$M_{\text{пс},1} = \frac{P_1}{F_1}, M_{\text{пс},2} = \frac{P_2 - P_1}{F_2}, \dots M_{\text{пс},n} = \frac{P_n - P_{n-1}}{F_n}.$$

При использовании этих методов есть свои проблемы:

– конечно же, они не учитывают разгрузку через испарительные механизмы, что может иметь существенное значение для климатических зон, где межень приходится на достаточно тёплый сезон года,



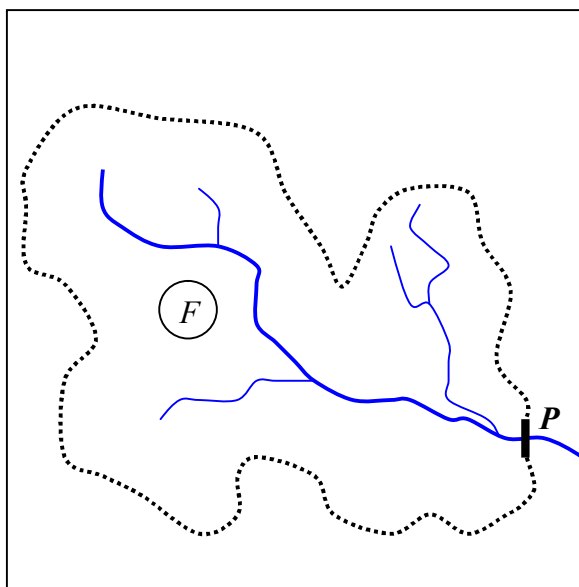


Рис. 2.10. Метод замыкающего створа

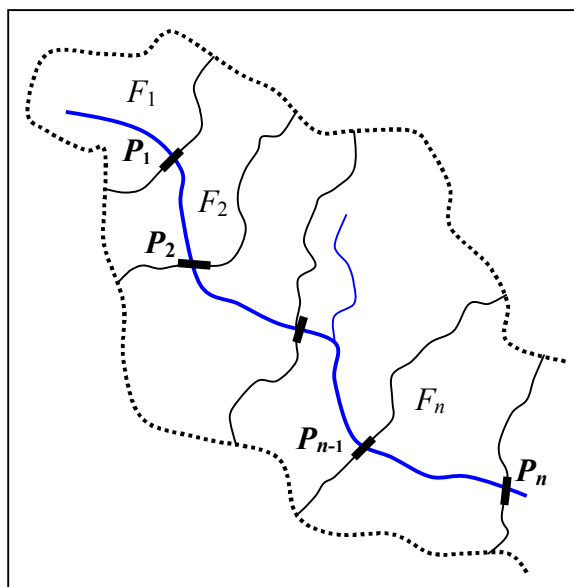


Рис. 2.11. Метод частных водосборов

– априорно принимается, что площади поверхностных и подземных водосборов совпадают, что не факт, особенно в областях развития трещинно-карстовых вод,

– нередко большой проблемой является точность гидрометрических оценок расходов водотоков – особенно при использовании метода частных водосборов, когда изменение расхода водотока между соседними створами должно заведомо и значительно превышать возможную погрешность гидрометрии,

– модуль подземного стока $M_{\text{пс}}$ с определённой условностью можно рассматривать для водосборной площади как модуль питания дренируемого водоносного горизонта; однако, вполне обычной является ситуация, когда в формировании расхода реки участвуют также воды нижележащего межпластового горизонта, не вскрываемого эрозионным врезом (так называемое «напорное питание», по схеме Мятлева-Гириного).

Выделить долю напорного питания возможно с помощью гидрохимического метода, основанного на уравнении смешения поступающих в речной поток компонентов-индикаторов (обычно хлор-ион, сульфат-ион и общая минерализация). Индикатор должен быть консервативным, то есть не вступать в реакции, изменяющие его концентрацию в воде.

Баланс воды на участке речного потока в меженный период (при отсутствии поверхностного стока):

$$P = P_0 + Q_{\text{гр}} + Q_{\text{н}}, \quad (2.6)$$



где P – расход воды в нижнем створе реки, P_0 – расход воды в верхнем створе, $Q_{гр}$ – расход разгрузки грунтового потока, $Q_н$ – расход разгрузки напорных вод.

Баланс компонента-индикатора:

$$P \cdot C = P_0 \cdot C_0 + Q_{гр} \cdot C_{гр} + Q_н \cdot C_н, \quad (2.7)$$

где C, C_0 – концентрация компонента-индикатора в нижнем и верхнем створе соответственно, $C_{гр}, C_н$ – его концентрация в грунтовом потоке и в напорных водах соответственно.

Исключая $Q_{гр}$ из системы уравнений (2.6) и (2.7), получим выражение для расхода напорного питания:

$$Q_н = \frac{P(C - C_{гр}) - P_0(C_0 - C_{гр})}{C_н - C_{гр}}.$$

Если расчётный участок охватывает водосборный бассейн полностью и замеры выполняются в замыкающем створе, то в балансовых уравнениях принимается $P_0 = 0$ и расход напорных вод составит:

$$Q_н = \frac{C - C_{гр}}{C_н - C_{гр}} \cdot P.$$

Для корректности таких расчётов необходимо достаточное контрастное различие концентрации индикатора как в речном, так и в подземных (грунтовом и напорном) потоках.

3. Оценка с помощью РАСЧЛЕНЕНИЯ ГИДРОГРАФА РЕЧНОГО СТОКА

Гидрограф (гидрограмма) – хронологический график расхода реки в конкретном створе. Выделяя на нём (тем или иным способом – см. Приложение 1) подземную составляющую $Q_{пс}$ в общей величине речного стока, можно для каждого наблюдаемого года оценить среднегодовой расход подземного стока с вышележащей водосборной площади (то есть EP для этой площади) и соответственно рассчитать осреднённый по времени и площади модуль подземного стока по принципу замыкающего створа:

$$M_{пс} = \frac{Q_{пс}}{F}.$$



Таким образом, существует ряд методически разнообразных приёмов оценки естественных ресурсов. Однако, применительно к разведке месторождений подземных вод неизбежно возникает проблема: какая часть общей величины EP в зоне месторождения может быть включена в балансовую структуру эксплуатационных запасов? Для этого нужно решить сложный вопрос – как оценить область *потенциальной инверсии естественной разгрузки* при работе будущего водозабора? Ведь только эту часть (ΔQ_p) из общей величины EP можно принимать как будущую составляющую ЭЗ. Если поток в области депрессии от водозабора является транзитным, то есть не разгружается в зоне месторождения, то в балансовом уравнении не будет члена ΔQ_p – следовательно, воронка будет непрерывно углубляться и расширяться, срабатывая запасы пласта ΔV_{EZ} и не обращая внимания на то, что эта вода куда-то двигается. Так будет до тех пор, пока воронка не достигнет границ дренирования или ... не начнётся перепонижение уровней в водозаборе, что потребует уменьшения его производительности вплоть до полного прекращения водоотбора.

Итак, для реального учёта возможного количества EP при применении балансового метода оценки эксплуатационных запасов необходимо принять (на основе гидрогеодинамических соображений) какой-то размер ожидаемой депрессионной воронки и уже только для этой площади определить, какие очаги разгрузки потока в неё попадают. Их суммарная интенсивность и будет являться потенциально возможной величиной использования естественных ресурсов в балансе будущего эксплуатационного водоотбора.

Ещё один важный методический аспект оценки естественных ресурсов подземных вод обусловлен существенной сезонной и многолетней изменчивостью величин подземного стока, что требует, во-первых, выбора представительного внутригодового периода для выполнения различных инструментальных оценок и, во-вторых, приводеки эпизодически измеренных величин к нормативной (85-95%) вероятности превышения.

ОЦЕНКА ПРИВЛЕКАЕМЫХ РЕСУРСОВ

Этот источник формирования эксплуатационных запасов может возникать *только при работе водозабора* и представляет собой *увеличение* естественного питания (с некоторой долей шутки можно говорить о «сверхъестественных» ресурсах) в связи с интенсификацией уже существующих процессов и возникновением новых, ранее не существовавших при естественном режиме фильтрации .

При балансовой оценке должны быть «вычислены» такие возможности; далее можно оценить лишь их предельную возможную интенсивность, исходя из природы процессов, обеспечивающих привлекаемые ресурсы.

Наиболее ясный пример: формирование привлекаемых ресурсов за счёт *вызванного притока из реки* (после полной инверсии естественной русловой разгрузки). К балансовой оценке возможной величины привлечения речного стока особенно щепетильно следует относиться в случае малых рек, расход которых сопоставим с будущим водоотбором подземных вод.

Рассмотрим два варианта.

1. Река является транзитной для месторождения, то есть депрессионная воронка не охватывает полностью верхнюю по течению часть речного бассейна (рис. 2.12, 1). Как оценить потенциально возможную величину привлечения речного стока? Вроде бы – по «входящему» расходу реки P_0 на верхней границе ожидаемой области депрессии? Нет, нужно понимать, что полный перехват стока реки в зоне месторождения, как правило, не всегда допустим. Поэтому с органами бассейнового водохозяйственного управления должна быть согласована величина минимального допустимого («остаточного», «санитарного») расхода P_{min} (минимально необходимого для поддержания экологических и водохозяйственных функций реки на нижележащем участке). Соответственно балансовая оценка возможной величины привлекаемых ресурсов $Q_{\text{ПР}} = P_0 - P_{min}$.

2. Река является «истинно малой», то есть депрессия от водозабора полностью накрывает её водосборную площадь вплоть до истоков (рис. 2.12, 2). По-видимому, в такой ситуации правильнее считать, что балансовые возможности привлечения отсутствуют ($Q_{\text{ПР}} = 0$), так как после вполне возможной полной инверсии разгрузки подземных вод расход реки в пределах зоны месторождения будет равен нулю. Однако, если вспомнить о необходимости сохранения остаточного расхода, то формально получится, что привлекаемые ресурсы имеют отрицательную величину ($Q_{\text{ПР}} = -P_{min}$). Фактически же это означает, что в подобной ситуации нельзя допускать полной инверсии естественной разгрузки, чтобы сохранить подземное питание реки в размере необходимого остаточного расхода.

Надо понимать, что подобные размышления имеют только общебалансовый смысл, так как при реальной работе водозабора у реки практически всегда возникает привлечение речного стока в зоне больших понижений вблизи водозабора.



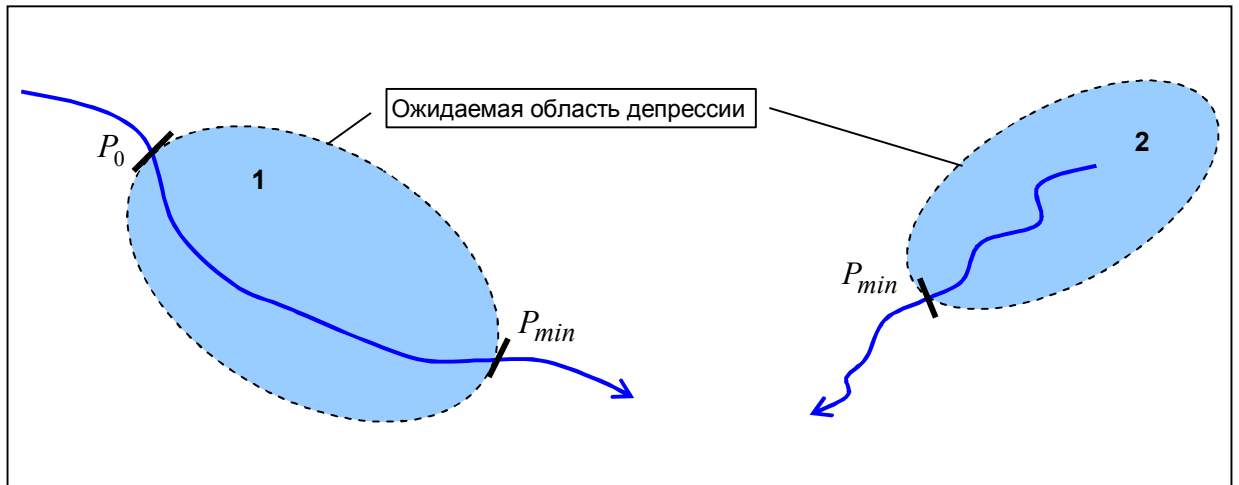


Рис. 2.12.