

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Оренбургский государственный университет»

Кафедра геологии

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Часть I

Методические указания
к практическим занятиям

Рекомендовано к изданию Редакционно-издательским советом
Государственного образовательного учреждения высшего
профессионального образования «Оренбургский государственный
университет»

Оренбург
ИПК ГОУ ОГУ
2010

УДК 556.3(07)
ББК 26.35 я 7
Г 46

Рецензент – профессор, доктор геолого-минералогических наук П.В. Панкратьев

Авторы: А.Я. Гаев, В.В. Фетисов, И.Н. Алферов, О.В. Попова, Н.С. Алферова, С.В. Серяков, А.А. Донецкова.

Г 46 Гидрогеология. Часть I: методические указания к практическим занятиям / А.Я. Гаев, В.В. Фетисов, И.Н. Алферов, О.В. Попова, Н.С. Алферова, С.В. Серяков, А.А. Донецкова; Оренбургский гос. ун-т. – Оренбург: ОГУ, 2010. – 75 с.

Методические указания предназначены для практических занятий студентов по специальностям: 130301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» и 130304 «Геология нефти и газа». Теоретические сведения даны в объеме, достаточном для выполнения заданий без дополнительной справочной литературы, поэтому указания могут быть использованы студентами как дневной, так и заочной форм обучения.

УДК 556.3(07)
ББК 26.35 я 7

© Гаев А.Я., 2010
© ГОУ ОГУ, 2010

Содержание

Введение	4
1 Задание № 1. Определение водно-физических свойств горных пород	5
2 Задание № 2. Определение коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам	14
3 Задание № 3. Закон Дарси, определение коэффициента фильтрации, водопроницаемости и водопроводимости	22
4 Задание № 4. Определение расхода подземного потока в однородных пластах	27
5 Задание № 5. Определение расхода подземного потока в неоднородных пластах	33
6 Задание № 6. Определение дебита водозаборных сооружений	39
7 Задание № 7. Определение приемистости поглощающих скважин и дренажных сооружений	46
8 Задание № 8. Определение коэффициента фильтрации по результатам полевых работ	50
9 Задание № 9. Определение параметров поверхностного и подземного стока	55
10 Задание № 10. Определение типа режима и элементов баланса подземных вод	64
Список использованных источников	73
Приложение А – Образец выполнения работы	75

Введение

Методические указания предназначены для практических занятий по дисциплинам: «Гидрогеология» для студентов 1 курса геолого-географического факультета специальности 130304 «Геология нефти и газа» и «Гидрогеология и инженерная геология» для студентов 3 курса специальности 130301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых». Оно составлено в соответствии с действующими учебными программами с использованием новейших достижений в области гидрогеологии.

Методические указания содержат 10 заданий (в 15 вариантах каждое), включающих: определение водно-физических свойств горных пород, пористости, коэффициента пористости, коэффициента фильтрации расчетными, лабораторными и полевыми методами; коэффициента водопроницаемости, коэффициента проницаемости, определение параметров поверхностного и подземного стока; определение расхода подземного потока в однородных и неоднородных пластах; определение дебита водозаборных сооружений, приемистости поглощающих скважин и дренажных сооружений; определение типов режима и элементов баланса подземных вод.

Цель издания - способствовать закреплению теоретических знаний по изучаемым дисциплинам, привить студентам навыки самостоятельного решения наиболее часто встречающихся гидрогеологических задач.

1 Задание № 1. Определение водно-физических свойств горных пород

Используя результаты лабораторных исследований или данные таблицы 1.1, рассчитать: коэффициенты пористости, приведенной пористости и относительной влажности; весовую влагоемкость породы, гравитационную водоотдачу и недостаток насыщения. Сделать вывод, из какой зоны (аэрации или насыщения) отобрана проба породы.

Горные породы по своему происхождению и вследствие вторичных процессов (выветривание, выщелачивание, тектонические деформации и др.) не являются абсолютно монолитными. Они содержат свободные пространства (пустоты) различной формы и размеров. Свободное пространство в минеральном скелете, представленное пустотами различной формы, размера и генезиса, называется **скважностью (пустотностью)** горных пород. Принято различать скважность капиллярную и некапиллярную. Для капиллярной характерны мелкие пустоты, где вода передвигается главным образом под действием электрических сил и сил поверхностного натяжения. К некапиллярной скважности относят крупные, лишенные капиллярных свойств пустоты, в которых вода передвигается только под влиянием силы тяжести и разности напора.

Основными морфологическими видами скважности горных пород, которые определяются генезисом породы и условиями ее эпигенетического преобразования, являются **кавернозность, пористость и трещиноватость**. В соответствии с преобладанием того или иного вида скважности горные породы подразделяются на пористые (поровые), трещинные, каверновые и смешанные с наличием двух (порово-трещинные, порово-каверновые, трещинно-каверновые) и трех (порово-трещинно-каверновые) видов скважности.

Кавернами называются крупные (в диаметре более 1 мм) изометрические пустоты, формирующиеся в минеральном скелете горных пород главным образом в результате выщелачивания легкорастворимых соединений, минеральных включений, зерен (известняки, гипсы и др).

Пористыми горными породами (в гидрогеологии чаще используется понятие «пористые среды» или «среды порового типа») называются породы, у которых свободное пространство представлено различными по размерам (условно менее 1,0 мм) пустотами изометрической формы. В качестве типичных поровых сред обычно рассматриваются только обломочные (кластические) горные породы, пористость которых, определяется наличием пустот (пор) между зернами минерального скелета, имеющими существенно различную форму и размеры (гранулярные среды).

Пористость. Объем всех пустот в породе, независимо от их формы, размера и происхождения, называется общей пористостью. Ее характеризует коэффициент общей пористости, измеряемый в долях единицы или в процентах. Коэффициент пористости (n) - это отношение объема пустот (V_n) к объему всей породы (включая пустоты) в сухом состоянии (V), Он определяется отношением:

$$n = \frac{V_n}{V} \quad (1.1)$$

$$n = \frac{V_n}{V} * 100\% \quad (1.2)$$

Различают также приведенную пористость, которая количественно выражается коэффициентом приведенной пористости (e), также измеряемым в долях единицы или в процентах. Коэффициент приведенной пористости это отношение объема всех пустот в породе (V_n) к объему скелета породы в сухом состоянии (V_c).

$$e = \frac{V_n}{V_c} \quad (1.3)$$

$$e = \frac{V_n}{V_c} * 100\% \quad (1.4)$$

Коэффициент пористости и приведенной пористости широко используются при исследовании глинистых пород (глин, суглинков и др.). Это связано с тем, что глинистые породы обладают свойством изменять свой объем в зависимости от степени влажности. При увеличении влажности глина разбухает, увеличивается объем, а при потере влаги — сжимается. Поэтому пористость глинистых пород предпочтительнее выражать отношением объема всех пор к объему твердой части образца породы, а не к объему всего образца породы, который, как уже отмечалось, изменяется. Таким образом, получим следующую формулу:

$$n = \frac{Vn}{V} = \frac{Vn}{V_c + Vn} \quad (1.5)$$

Разделив числитель и знаменатель формулы (1.5) на V_c найдем зависимость между коэффициентом пористости n и коэффициентом приведенной пористости e :

$$n = \frac{e}{1 + e} \quad (1.6)$$

$$e = \frac{n}{1 - n} \quad (1.7)$$

Коэффициент общей и приведенной пористости также можно вычислить, зная плотность ρ (отношение массы твердых частиц к объему всей породы, г/см³,) и объемную массу скелета породы δ (отношение массы твердых частиц к их объему, г/см³):

$$n = \frac{\rho - \sigma}{\rho} \quad (1.8)$$

Пористость скальных пород невелика и её чаще всего определяют весовым способом. Для этого предварительно устанавливают объемную массу породы.

Помня, что объем скелета (твердой части) породы V_c равен объему всего образца V за вычетом объема пор V_n , и обозначив буквой m массу образца, найдем объемную массу породы:

$$\delta = \frac{m}{V - Vn} \quad (1.9)$$

$$Vn = V - \frac{m}{\delta} \quad (1.10)$$

Найдя из формулы (1.5) $Vn=n*V$ и подставив его в правую часть формулы (1.10), получим формулу для расчета пористости скальных пород в процентах или долях единиц:

$$n = \left(1 - \frac{m}{\delta * V}\right) * 100\% \quad (1.11)$$

Кроме общей и приведенной пористости различают **эффективную (динамическую)** пористость $n_{эф}$. Она выражается отношением ко всему объему образца только той части объема пор, через которую может передвигаться вода. Эффективная пористость это отношение объема воды, полностью заполняющей поры (V_B), к объему всей породы (V):

$$n_{эф} = \frac{V_B}{V} \quad (1.12)$$

Чем больше эффективная пористость, тем больше воды может содержаться в породе. Если все поры заполнены водой, порода называется насыщенной.

Открытая пористость характеризуется отношением объема сообщающихся между собой открытых пор ко всему объему образца породы. При определении открытой пористости не учитываются «закрытые» поры, а также поры очень малого диаметра (просветы — субкапилляры менее 0,0002 мм), не заполняемые при насыщения образца породы жидкостью (водой) под вакуумом при градиентах давления, соответствующих природным условиям.

Пористость горных пород определяется различными методами: вычислением по плотности и объемной массе; в лаборатории на приборах (порозиметрах) или методом насыщения; в полевых условиях визуальным изучением обнажений, опытными и геофизическим работами.

В качестве сред трещинного типа рассматриваются латифицированные осадочные (при отсутствии первичной седиментогенной пористости), метаморфические и магматические горные породы, скважность (пустотность) которых определяется главным образом наличием трещиноватости.

Основными генетическими типами трещиноватости, определяющими трещинную скважность указанных выше типов горных пород, являются: экзогенная, формирующаяся в верхней части геологического разреза в результате процессов выветривания и разуплотнения горных пород при уменьшении нагрузки от вышележащих слоев (эрозия); тектоническая, в том числе общая (планетарная) тектоническая трещиноватость, трещиноватость, формирующаяся в зонах тектонических нарушений (приразломная), а также в связи с процессами складкообразования (складчатая или соскладчатая трещиноватость); диагенитическая трещиноватость, образующаяся в процессе литификации (цементация, уплотнение) осадочных горных пород; сингенетическая трещиноватость (отдельность), формирующаяся при остывании и уменьшении объема магматических горных пород.

Количественно трещинная скважность горных пород характеризуется теми же показателями: общая пустотность, открытая, эффективная. Однако в связи с морфоструктурой пустот (значительная линейная протяженность трещин, пересечение различных систем трещин и др.) для трещинных сред, как правило, не характерны существенные различия между значениями общей и открытой скважности.

Влажность. Количество воды, содержащейся в породе, называется влажностью. Естественная влажность (W_e) - количество воды, содержащееся в породе в естественных условиях. Различают влажность весовую, объемную и относительную: весовая влажность (W_g) - отношение массы воды, содержащейся в породе, к массе абсолютно сухой породы; объемная влажность (W_v) - отношение объема воды, содержащейся в породе, к объему всей породы; относительная влажность - отношение объемной влажности к пористости. Количественно она выражается коэффициентом относительной влажности (K_w). Относительная влажность показывает, какая часть пор занята водой. В зоне насыщения она равна единице, в зоне аэрации колеблется от 0,01 до 0,90. Между весовой, объемной влажностью и

коэффициентом относительной влажности существуют следующие зависимости:

$$W_v = W_g * \delta \quad (1.13)$$

$$K = \frac{W_v}{n} = \frac{W_g * \delta}{n} \quad (1.14)$$

где δ - объемная масса скелета породы, г/см³;

n - пористость, доли единицы.

Влажность определяется в лаборатории (термическими и другими методами) и в полевых условиях (электрометрические, электроемкостные, радиоактивные и другие методы).

Влагоемкость. Способность горной породы вмещать и удерживать определенное количество воды называется влагоемкостью. Различают породы весьма влагоемкие (торф, глины, суглинки), слабовлагоемкие (мел, рыхлые песчаники), невлагоемкие (скальные породы, пески, галечники). В зависимости от вида воды, содержащейся в породе, влагоемкость подразделяют на полную, капиллярную, максимальную молекулярную и максимальную гигроскопическую. Два первых вида влагоемкости определяют количество свободной воды, два последних - физически связанной. Влагоемкость выражается в долях единицы или в процентах.

Полная влагоемкость (ω_0) - это максимальное содержание воды в породе при полном насыщении ее пор. Она зависит от механического состава породы и ее структуры, достигая 46-47 %. Капиллярная влагоемкость (ω_k) - максимальное количество воды, удерживаемой в породе капиллярными силами (капиллярная вода). Определяется лабораторным путем или в поле. Для песков она равна 3-5 %, для супесей - 4-7 %. Максимальная молекулярная влагоемкость (ω_{mm}) - максимальное количество воды, удерживаемой в породе молекулярными силами (пленочная вода). В почвоведении ее называют наименьшей (полевой) влагоемкостью. Величина ω_{mm} постоянна для данной породы и зависит от ее состава и удельной поверхности. Она характеризует влажность на границе перехода связной воды в свободную и используется для

вычисления водоотдачи. Максимальная молекулярная влагоемкость определяется в лабораторных условиях. Максимальная гигроскопическая влагоемкость (ω_g) - предельное количество парообразной воды, которое может быть поглощено породой из воздуха при его относительной влажности 90-100 % (гигроскопическая вода). Для данной породы это величина постоянная и определяется так же, как и влажность.

Водоотдача. Способность водонасыщенных пород отдавать гравитационную воду называется водоотдачей. Различают гравитационную и упругую водоотдачу. Гравитационная водоотдача (μ) характеризует количество воды, которое отдает единица объема породы при стекании из нее гравитационной воды. Величина ее определяется отношением объема свободно стекающей воды к объему всей породы и выражается в долях единицы или в процентах. Она зависит от состава породы, ее скважности, времени стекания. Колеблется от $<0,01$ (нетрещиноватые скальные породы, глины) до $0,10-0,20$ (разнозернистые пески), достигая $0,20-0,30$ (гравийно-галечниковые отложения, закарстованные породы). Водоотдача для песков вычисляется по формуле:

$$\mu = \omega_0 - \omega_{mm} \quad (1.15)$$

Упругая водоотдача - способность водонасыщенных пород отдавать свободную воду за счет проявления их упругих свойств при изменении напора или давления. Характеризуется коэффициентом упругой емкости пласта (β). Рассматривается в курсе «Гидрогеодинамика». Водоотдача определяется расчетными или опытными (лабораторным или полевыми) методами.

Недостаток насыщения. Это способность горной породы принимать гравитационную воду в данных условиях ее залегания. Недостаток насыщения обычно определяют расчетным путем. Он определяется по формуле:

$$\mu' = \omega_0 - Wg. \quad (1.16)$$

Таблица 1.1 - Исходные данные для определения водно-физических свойств горных пород

Вариант	Порода	Результаты лабораторных определений				
		Плотность, ρ , г/см ³	Объемная масса скелета породы, ρ ,	Естественная влажность (весовая), Wg	Влагоемкость, %	
					Полная (объемная)	Максимальная молекул
1	2	3	4	5	6	7

1	Песок разномзернистый	2,70	1,82	16,0	31,2	16,2
2	Песок глинистый	2,70	1,60	18,6	39,7	27,7
3	Песок мелкозернистый	2,68	1,58	16,3	40,5	22,5
4	Песок	2,69	1,81	15,0	31,0	18,0
5	Песок	2,69	1,90	14,8	29,0	11,0
6	Песок	2,70	1,82	14,5	31,0	10,0
7	Песок	2,70	1,80	18,1	31,5	17,5
8	Супесь	2,71	1,66	19,0	39,0	30,0
9	Суглинок	2,62	1,71	21,0	39,5	31,5
10	Суглинок	2,72	1,63	23,0	38,0	29,0
11	Песок	2,71	1,83	16,1	31,2	16,3
12	Песок	2,69	1,59	18,5	40,5	22,6
13	Песок глинистый	2,70	1,60	18,6	39,7	27,7
14	Супесь	2,72	1,67	19,1	39,0	30,1
15	Суглинок	2,63	1,62	21,0	39,5	36,6

Таблица 1.2 - Результаты определения водно-физических свойств горной породы

Вариант,	Результаты лабораторных					Результаты расчетов (доли)					
	ρ г/см ³	δ г/см ³	Wg %	ω_0 %	ω_{mm} %	n	e	Kw	Wv	μ	μ'

Порядок выполнения задания:

1. Вычертить таблицу 1.2 и вписать в нее из таблицы 1.1 результаты лабораторных определений водно-физических свойств пород по заданному варианту.

2. Используя данные таблицы 1.2 и приведенные выше формулы, рассчитать: коэффициенты пористости и приведенной пористости, относительной влажности; весовую влажность породы, гравитационную

водоотдачу и недостаток насыщения. Результаты расчетов записать в таблицу 1.2.

3. Сделать вывод, из какой зоны (аэрации или насыщения) отобрана проба породы [2, 4, 8, 16, 17].

2 Задание № 2. Определение коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам

Используя результаты лабораторных определений гранулометрического состава горной породы или данные, приведенные в таблице 2.1, построить интегральную кривую гранулометрического состава горной породы; снять с нее значения d_0 , d_{17} , d_{60} определить показатель неоднородности породы (C_u) и ее тип; обосновать выбор эмпирических расчетных формул; определить по ним коэффициенты фильтрации, а затем - средний коэффициент фильтрации.

Сущность работы заключается в том, что имеется зависимость коэффициента фильтрации K от механического состава породы (главным образом от размеров и количества мелких фракций), её пористости n и температуры воды $T^{\circ}\text{C}$. Определение коэффициента фильтрации горных пород по гранулометрическому составу является самым дешевым и простым методом, дающим достаточно удовлетворительную характеристику водопроницаемости некоторых их разновидностей.

Эмпирические формулы чаще применяются при гидрогеологических изысканиях для начальных стадий проектирования, когда необходимо дать общую гидрогеологическую характеристику значительной площади со сравнительной оценкой отдельных участков.

Гранулометрический состав породы - это весовое или процентное содержание в ней различных фракций. Гранулометрический состав служит классификационным признаком, позволяющим установить название грунта. Для его определения выполняют анализ пробы породы, который состоит в ее разделении на группы (фракции) с определенным размером (диаметром, мм) зерен и частиц. Размеры зерен и частиц диаметром $> 0,1$ мм определяются механическим (ситовым) анализом, $< 0,1$ мм - отмучиванием в спокойной воде. Результаты анализа представляют в табличной форме (таблица 2.4) и в виде интегральной (кумулятивной) кривой (рисунок 2.1). С интегральной кривой снимаются значения диаметров d_{10} , d_{17} , d_{60} .

Диаметр d_{10} (действующий диаметр), соответствует размеру частиц, меньше которого в породе содержится 10 % частиц, диаметр d_{17} -17 %, d_{60} (контролирующий диаметр) – 60 %. Диаметры d_{10} и d_{17} , используются для расчета коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам, а d_{10} и d_{60} - для определения показателя неоднородности породы (C_u).

От гранулометрического состава породы существенно зависит их водопроницаемость (способность горных пород пропускать сквозь себя воду). Водопроницаемость обусловлена наличием в породе пустот, чем выше площадь сечения пустот, тем соответственно выше будет проницаемость. Показателем водопроницаемости породы является коэффициент фильтрации. Чем выше коэффициент фильтрации, тем больше при прочих равных условиях можно извлечь из неё воды для водоснабжения, орошения и т.д.

Коэффициент фильтрации (Кф, м/сут, см/с) - по Дарси, скорость фильтрации при напорном градиенте, равном единице. При рекогносцировочных исследованиях коэффициент фильтрации несвязных (рыхлых) пород определяют по эмпирическим формулам. Обычно применяются формулы Хазена, Сликтера, Козени или Зауэрбрея. Реже используются более сложные зависимости Крюгера, Замарина, Терцаги, Цункера, учитывающие сортированность песка, степень окатанности зерен и их удельную поверхность [1, 2, 3, 17,19, 20].

Формула Хазена: $K_f = C \cdot d_{10}^2 \cdot (0,7 + 0,03t)$, (2.1)

где Кф - коэффициент фильтрации, м/сут;

С - эмпирический коэффициент, вычисляемый по уравнению:

$$C = 400 + 40(n-26) \quad (2.2)$$

n - пористость, %;

d_{10} - действующий диаметр, мм;

t - температура воды, °С.

Формула Хазена применима для песков, действующий диаметр зерна которых колеблется от 0,1 до 3 мм, а коэффициент неоднородности $C_{и}$ от 1 до 5.

Таблица 2.1 - Зависимость коэффициента μ от температуры t

t	μ	t	μ	t	μ
0	0,0178	10	0,0131	20	0,0101
1	0.0172	11	0.0157	21	0.0099
2	0.0167	12	0,0124	22	0.0097
3	0.0162	13	0,0120	23	0,0095
4	0,0157	14	0,0117	24	0,0093
5	0,0152	15	0,0114	25	0,0091
6	0.0147	16	0.0111	26	0.0089
7	0.0143	17	0.0108	27	0.0087
8	0,0139	18	0,0105	28	0,0085
9	0,0135	19	0,0103	29	0.0083

Таблица 2.2 - Зависимость коэффициента m от пористости n

n	m	n	m
0,26	0.01187	0,37	0.03808
0.27	0.01350	0.38	0,04151
0.28	0.01517	0.39	0,04524
0,29	0,01694	0.40	0.04922
0,30	0.01905	0,41	0.05339
0.3 1	0.02122	0.42	0.05789
0.32	0.02356	0,43	0,06267
0.33	0.0260!	0.44	0,06776
0.34	0,02878	0.45	0,07295
0,35	0.03163	0,46	0.08380
0,36	0.03473	0,47	0.08455

Формула Козени:
$$K = 5400d_{10}^2 \cdot n^3 / (1-n), \quad (2.4)$$

где K - коэффициент фильтрации при 4-5 °С, м/сут;

d_{10} - действующий диаметр, мм;

n - пористость, доли единицы.

Формула Козени применима для песков с d_{10} до 5,0 мм.

Формула Зауэрбрея: $K = \beta * d_{17}^2 * \Pi^3 / (1-n)^2$, (2.5)

где K - коэффициент фильтрации при 4-5 °С, м/сут;

(β - эмпирический коэффициент, зависящий от крупности и однородности зерен песка (обычно составляет 2880..3010);

d_{17} - диаметр зерна (мм), меньше которого в породе содержится 17 % частиц;

n - пористость, доли единицы.

Формула Зауэрбрея применима для мелко-, средне- и крупнозернистых чистых и глинистых песков.

Формула Слехтера: $K_f = 88,3 d_{10}^2 * m * 1/\mu$ (2.3)

где K_f - коэффициент фильтрации, м/сут;

d_{10} - действующий диаметр, мм;

m - коэффициент, зависящий от пористости (находится по таблице 2.2);

μ - коэффициент вязкости (находится по таблице 2.3).

Формула Слехтера применима для песков с d_{10} от 0,01 до 5,0 мм.

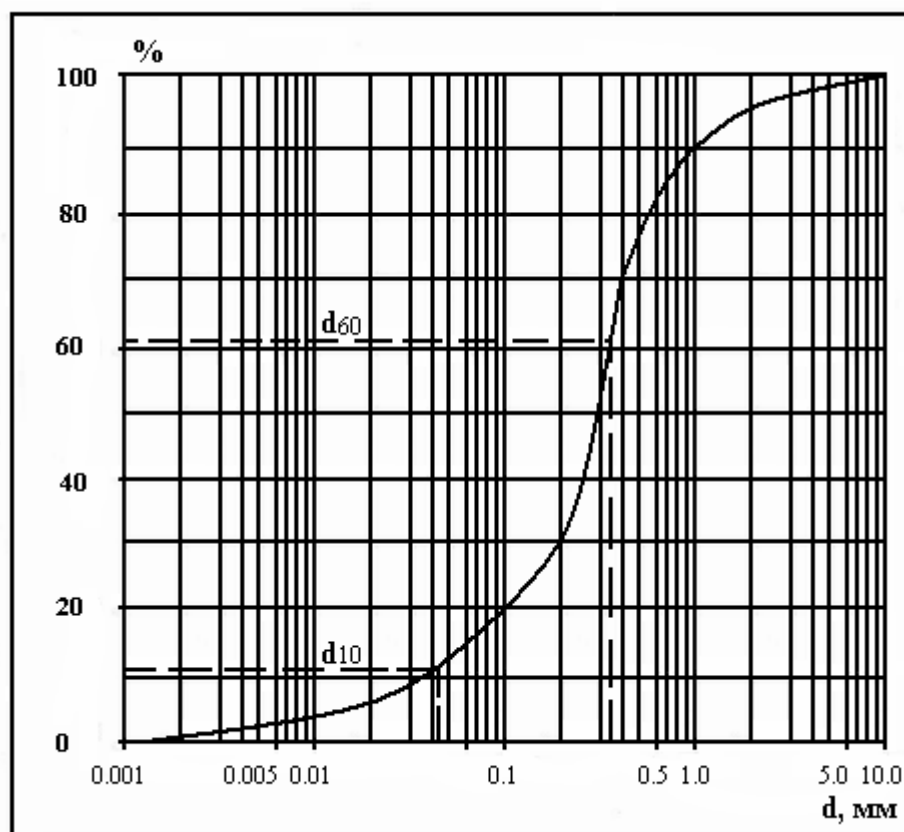


Рисунок 2.1 – Интегральная кривая гранулометрического состава пород

Порядок выполнения задания

1. Пробу породы довести до воздушно-сухого состояния, рассыпав ее тонким слоем на листе бумаги и просушив на воздухе в течение 1-2 суток.

2. Из воздушно-сухой пробы методом квартования отобрать среднюю пробу (для пород, не содержащих гравия и гальки - около 200 г; содержащих - около 1 кг).

3. Среднюю пробу просеять, используя набор сит, взвесить каждую фракцию с точностью до десятых долей грамма; результаты занести в таблицу 2.4.

4. Приняв общий вес средней пробы за 100 %, рассчитать процентное содержание каждой фракции и занести в таблицу 2.4.

5. Просуммировать процентное содержание фракций от меньших диаметров к большим; результат занести в таблицу 2.4.

По данным строки Г таблицы 2.4 построить интегральную кривую гранулометрического состава породы в полулогарифмическом масштабе. Для этого начертить график, на оси абсцисс которого в логарифмическом масштабе отложить диаметры частиц (мм), а на оси ординат в обычном масштабе - содержание фракций (%). Для построения шкалы на оси абсцисс принимается, что отрезок в 4 см соответствует одному порядку (0,001 - 0,01; 0,01 - 0,1; 0,1 - 1,0; 1,0 - 10,0). Каждый отрезок подразделяется на части, равные логарифмам чисел: 2 (1,2 см), 3 (1,9 см), 4 (2,4 см), 5 (2,8 см), 6 (3,1 см), 7 (3,4 см), 8 (3,6 см), 9 (3,8 см). Они откладываются вправо от начала каждого отрезка. Затем на графике откладываются наибольшие диаметры частиц каждой фракции и суммарные содержания фракций в процентах. Полученные точки соединяются плавной кривой (рисунок 2.1).

6. Определить величину диаметров d_{10} , d_{17} и d_{60} - Для этого найти на оси ординат точки, соответствующие 10 %, 17 % и 60 % суммарного содержания фракций, провести из них линии, параллельные оси абсцисс до пересечения с интегральной кривой, опустить из них перпендикуляры до пересечения с осью абсцисс и снять с нее значения искомых величин.

7. Рассчитать показатель неоднородности породы (C_u) по формуле:

$$C_u = d_{60}/d_{10} \quad (2.6)$$

При $C_u < 3$ порода считается однородной, при $C_u > 3$ - неоднородной.

8. Используя данные строки В таблицы 2.4 и требования ГОСТ 24100-95 (таблицы 2.6), определить разновидность породы.

9. По полученным значениям коэффициента неоднородности и названию породы выбрать формулы и рассчитать по ним коэффициенты фильтрации и средний коэффициент фильтрации по формуле, где n количество расчетов:

$$K_{cp} = (K_1 + K_2 + \dots + K_n) / n \quad (2.7)$$

10. Результаты расчета представить в виде таблицы 2.5.

Таблица 2.5 - Результаты расчета коэффициентов фильтрации

Расчетная формула	Коэффициент фильтрации, К м/сут	
	расчетный (К)	средний (K_{cp})
Хазена		
Слихтера		
Козени		
Зауэрбрея		

Таблица 2.6 - Подразделение крупнообломочных и песчаных дисперсных пород по гранулометрическому составу (по ГОСТ 24100-95).

Разновидность породы	Размер зерен, частиц d , мм	Содержание зерен, частиц, % по массе
Крупнообломочные породы:		
Валунные (глыбовые)	>200	>50
Галечниковые (щебнистые)	>10	>50
Гравийные (дресвяные)	>2	>50
Пески:		
Гравелистые	>2	>25
Крупные	>0,50	>50
Средней крупности	>0,25	>50
Мелкие	>0,10	75
Пылеватые	>0,10	<75

Таблица 2.3 – Исходные данные для построения интегральной кривой гранулометрического состава пород (содержание зерен и частиц разных размеров, г)

Вариант	Гранулометрический состав породы, d мм									
	>5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	<0,005
1	-	-	0,3	0,5	4	8	67	74	48	1,5
2	-	-	0,2	0,2	3	7,5	65,8	72	50	1,8
3	-	-	1,8	2,6	3,2	15	55	80	40,8	3,2
4	-	-	1	3,6	0,6	12,2	48	57,4	74	2
5	-	-	2	5606	5,5	49,5	13	56,6	17,2	1,2
6	20	20	30	60	20	34	10	2,5	2,8	2,5
7	10	16	4	16	80	60	12,2	0,6	0,4	1
8	20	21,2	20,0	40,8	83,2	16,6	6,4	0,4	0,4	Ко
9	15,2	17,2	24	31	94	12,6	3,4	0,6	2	1,2
10	16	14,8	22	30,8	103,2	8,2	4,6	0,4	-	-
11	0,6	1,4	2	6	80	90	6	4	8	2
12	0,6	1,4	2	8	100	60	20	4	2	2
13	2	2	4	12	80	60,0	31	2	1	3
14	-	8	12	40	60	32	26	18	3	1
15	0,8	1,2	3	6	98	58	21	3,2	1,8	3,5

Таблица 2.4 – Гранулометрический состав породы

	Размеры фракций, мм										Диаметры, мм			Cu
	<0,005	05-0,0	1-0,0	5-0,1	0-0,2	5-0,5	0,50-1	1-2	2-5	>5	d ₁₀	d ₁₇	d ₆₀	
А														
Б														
В														
Г														
Д														

Примечание – А размеры фракций, мм; Б содержание фракций, г; В – содержание фракций, %; Г – суммарное содержание, % (нарастающим итогом, от меньших диаметров к большим), Д – суммарное содержание, % (нарастающим итогом, от больших диаметров к меньшим).

3 Задание № 3. Фильтрация, закон Дарси, определение коэффициентов фильтрации, водопроводимости и водопроницаемости

Движение свободной гравитационной воды в пористой среде (через пористое пространство и трещины) под действием силы тяжести и разности гидростатических напоров называется **фильтрацией**. Фильтрация - является основной формой движения подземных вод, Движение воды в пористой среде рассматривается обобщенно, и его характеристики получают не для отдельных точек порового пространства или каналов, а для всего поперечного сечения фильтрующей среды в целом. Важнейшей характеристикой движения воды в пористой среде является **скорость фильтрации**. Она может быть охарактеризована количеством воды (объемным расходом), которое протекает в единицу времени через единицу площади поперечного сечения пористой среды. Размерность скорости фильтрации см/с, см/сутки, м/сутки.

$$v = \frac{Q}{F} \quad (3.1)$$

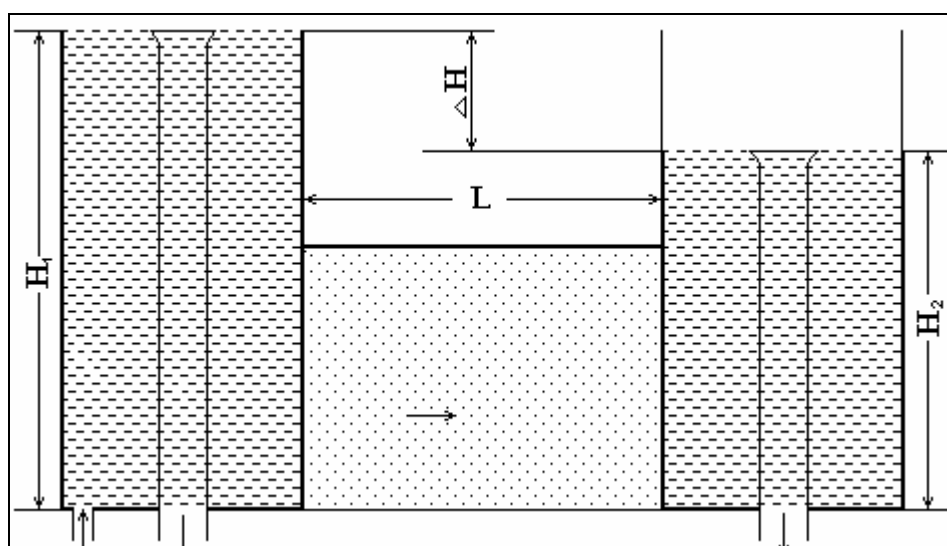


Рисунок 3.1 - Схема опыта Анри Дарси (1856г)

Движение подземных вод в горных породах по своему характеру может быть **ламинарным или турбулентным**. Под ламинарным, или параллельно-струйчатым движением понимается такое движение, когда струйки воды передвигаются без завихрения, параллельно одна другой с небольшими скоростями течения без разрыва сплошности потока. Под турбулентным понимается движение воды, для которого характерны большие скорости, вихреобразность, пульсация и перемешивание отдельных струй. В природных условиях движение воды в пористой и трещиноватой среде по своему характеру является ламинарным. И только в крупных пустотах и трещинах, а также на локальных участках интенсивного воздействия инженерных сооружений (например, при интенсивных откачках из скважин) движение подземных вод может перейти в турбулентное, что, например, отмечено в районах интенсивной закарстованности карбонатных пород.

Ламинарное движение подземных вод в горных породах подчиняется закону фильтрации, установленному экспериментально в 1856 г. французским ученым Анри Дарси. на основе многочисленных, опытов фильтрации воды через песчаные фильтры. Схема опыта представлена на рисунок 3.1. При проведении опыта поддерживались постоянные уровни воды H_1 и H_2 . Сущность опыта сводилась к определению зависимости расхода фильтрующейся через песчаный фильтр жидкости от разности уровней ($\Delta H = H_1 - H_2$) и размеров фильтра (его длины L и площади поперечного сечения F). На основании опытов было установлено, что количество воды Q , фильтрующейся через фильтр в единицу времени, прямо пропорционально площади сечения F , разности уровней ΔH , под действием которой происходит фильтрация, и обратно пропорционально длине пути фильтрации L .

$$Q = K \frac{H_1 - H_2}{L} F = K \frac{\Delta H}{L} F \quad (3.2)$$

где K это постоянный коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств породы и фильтрующейся жидкости и названный **коэффициентом фильтрации**.

$$\frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{\Delta H}{L} = I \quad (3.3)$$

Величина I - называется напорным, или гидравлическим, градиентом и показывает изменение уровня по пути фильтрации. Гидравлический градиент (уклон) — величина безразмерная. Разделив обе части уравнения (3.2) на площадь сечения F и используя понятие скорости фильтрации $Q/F = v$, получим иное выражение закона Дарси:

$$v = K \frac{\Delta H}{L} = KI \quad (3.4)$$

Формула (3.4) показывает линейную зависимость — скорости фильтрации v от напорного градиента I , и поэтому закон Дарси называют **линейным законом фильтрации**. Коэффициент фильтрации K характеризует водопроницаемость горных пород, величина которой зависит от размеров межпоровых промежутков в зернистых породах и ширины трещин в скальных горных породах. Из уравнения Дарси (3.4) следует, что коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при напорном градиенте I , равном единице

$$v = K \quad (3.5)$$

Таким образом K имеет размерность скорости и выражается в метрах в сутки, метрах в час, метрах в секунду, сантиметрах в секунду.

Коэффициент водопроницаемости. На практике для характеристики фильтрационных свойств водонасыщенных пород наряду с K используется коэффициент водопроницаемости T , равный произведению коэффициента фильтрации на мощность водоносного горизонта:

$$T = Km \quad (3.6)$$

$$T = Kh \quad (3.7)$$

где m и h — средняя мощность напорного или безнапорного водоносного горизонта. Размерность коэффициента водопроницаемости T

м²/сут. Коэффициент водопроводимости выражает способность водоносного горизонта (комплекса) мощностью m или h и шириной l м фильтровать воду в единицу времени при напорном градиенте I , равном единице. Коэффициенты фильтрации и водопроводимости определяют количественную характеристику водопроницаемости горных пород. Коэффициент фильтрации широко используется когда объектом изучения является движение однородных по своим свойствам подземных вод, при изучении движения разнородных жидкостей (вода — нефть), подземных вод глубоких водоносных горизонтов, характеризующихся газонасыщенностью, повышенной температурой, минерализацией и т.д. использование коэффициента фильтрации K ведет к значительным неточностям. Так, коэффициент фильтрации одной и той же горной породы принимает разные значения в зависимости от того, что фильтруется: пресная вода или рассолы, нефть или газ. В таких случаях для характеристики фильтрационных свойств горных пород используется **коэффициент проницаемости K_p** .

Под **проницаемостью** понимается свойство пористой среды пропускать через себя жидкость или газ при наличии перепада напоров. Коэффициент проницаемости теоретически не зависит от свойств фильтрующейся жидкости и определяется главным образом размером и характером каналов пористой среды; коэффициент проницаемости характеризует только фильтрационные способности пористой среды, в то время как коэффициент фильтрации зависит еще и от физических свойств фильтрующейся жидкости. Наиболее широко коэффициент проницаемости используется в нефтяной гидрогеологии

Коэффициент проницаемости K_p связан с коэффициентом фильтрации K следующим соотношением, где $\gamma = \rho g$ объемная плотность воды г/см³, а μ' — динамический коэффициент вязкости Па*с:

$$\frac{K}{\gamma} = \frac{K_p}{\mu'} \quad (3.8)$$

таким образом из формулы (3.8) можно вывести K_p и K :

$$K = \frac{Kn * \gamma}{\mu'} \text{ или } Kn = \frac{K * \mu'}{\gamma} \quad (3.9)$$

Размерность и понятие о коэффициенте проницаемости можно легко вывести из формул (3.2 и 3.5) закона Дарси:

$$v = \frac{Q}{F} = \frac{K \Delta H}{L} \quad (3.10)$$

исходя из уравнения Бернулли, где ΔH – пьезометрический напор характеризующий энергию потока движущейся жидкости и равный отношению P/γ , получим следующую формулу:

$$v = \frac{Q}{F} = \frac{K}{\gamma} * \frac{\Delta P}{L} \quad (3.11)$$

$$v = \frac{Q}{F} = \frac{Kn}{\mu'} * \frac{\Delta P}{L} \quad (3.12)$$

$$Kn = \frac{Q \mu' L}{F \Delta P} = \frac{cm^3 \cdot 0,1 Pa \cdot c \cdot cm}{c \cdot cm^2 \cdot 0,1 Pa} = cm^2 \quad (3.13)$$

при подставлении в формулу размерностей величин в системе CGS, мы получим размерность коэффициента проницаемости – cm^2 . Но для горных пород единица проницаемости, выраженная в квадратных сантиметрах, слишком велика; поэтому для расчетов принята величина, приблизительно в 10^8 раз меньшая, и получившая название дарси.

Таким образом за единицу проницаемости пористой среды принимается проницаемость такого ее образца, который имеет длину 1 см, площадь поперечного сечения $1 cm^2$ и через который при падении давления на одну техническую атмосферу ($981 \cdot 10^2$), протекает $1 cm^3/c$ жидкости вязкостью $0,001 Pa \cdot c$. Т.о $1Д = 1,02 \cdot 10^{-8} cm^2$

В соответствии с физической природой коэффициента проницаемости результаты определения последнего не должны зависеть от того, какая однородная жидкость или газ (вода, нефть, бензин, воздух и др.) пропускались через образец горной породы. Коэффициенты фильтрации, проницаемости определяются, по данным опытно-фильтрационных работ, геофизическими методами (ориентировочно), а также в лабораторных условиях [4, 5, 13, 15, 18].

4 Задание № 4. Определение расхода подземного потока в однородных пластах

Используя данные таблицы 4.1, построить расчетную схему, и в соответствие с таблицей. 4.2 определить расчетную формулу, рассчитать расход и единичный расход подземного потока.

Подземные воды при движении по порам и трещинам горных пород, полностью заполненным водой, образуют подземные потоки. Они различаются по характеру движения (установившееся и неустановившееся), гидравлическому состоянию (безнапорные, напорные, напорно-безнапорные), режиму фильтрации (ламинарный, турбулентный), свойствам среды, через которую осуществляется фильтрация (однородная, неоднородная). **Однородным** называется пласт, в котором водопроницаемость не изменяется в плане или в разрезе. Движение потока подземных вод может происходить при горизонтальном и наклонном водоупоре. При горизонтальном водоупоре напор будет определяться относительно горизонтальной плоскости (плоскость сравнения), за которую принимается поверхность водоупора. Кривая УГВ – называется **депрессионной кривой** и ограничивает сверху водонасыщенную часть пласта. При наклонном водоупоре напор в заданных сечениях рассчитывается от приведенной плоскости сравнения (Z_0). В реальных условиях при сравнении напора подземных вод в различных точках потока в качестве единой плоскости сравнения обычно принимается уровень Мирового океана ($Z=0$). В этом случае величина напора (H , м) будет равна абсолютной отметке уровня, до которого поднимается вода под действием гидростатического давления в рассматриваемой точке потока. Оценка напора в абсолютных отметках установившегося уровня воды является удобной при необходимости сравнения величин напора подземных вод, замеренных в различных точках подземной гидросферы.

Подземные потоки характеризуются рядом параметров: мощностью (h - для грунтовых вод, м; m - для напорных вод, м); шириной в плане (B , м); длиной (L , м); площадью поперечного сечения (F , м²); расходом (Q , м³/с); единичным расходом (q , м²/с); скоростью фильтрации (v , м/сут); действительной скоростью фильтрации (Vd м/сут); гидростатическим напором или пьезометрическим уровнем (H , м); градиентом напора или гидравлическим уклоном (I); коэффициентом фильтрации (K , м/сут); водопроницаемостью (T , м²/сут); гидропроницаемостью (T , м²/сут).

Если рассматривать движение подземных вод через поперечное сечение любого элемента подземной гидросферы, то в реальных условиях движение свободной (гравитационной) воды формируется по системе взаимосвязанных пустот в минеральном скелете горной породы за вычетом части сечения этих пустот, занятых связанной водой, заземленным воздухом, газом и др. Для упрощения расчетов условно принимается, что движение воды происходит через все поперечное сечение элемента, площадь которого определяется в этом случае из соотношения:

$$F = h \cdot B. \quad (4.1)$$

Расходом фильтрационного потока Q называется количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение потока (см³/с, л/с, м³/сут). Расход подземного потока в общем виде описывается уравнением Дарси (3.2) и определяется по формуле:

$$Q = v \cdot F = K \cdot I \cdot F \quad (4.2)$$

Поскольку оценка расхода может производиться для потоков (элементов потока), имеющих различную ширину, введено понятие так **называемого удельного (единичного) расхода потока q** , под которым понимается количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение потока при ширине в 1 м.

$$q = \frac{Q}{B} \quad (4.3)$$

Под **скоростью фильтрации** (скоростью фильтрационного потока) понимается количество воды, которое проходит в единицу времени через единицу поперечного сечения потока (пласта). Скорость фильтрации определяется по формуле (3.1), градиент напора определяется по формуле (3.3), коэффициент фильтрации по формуле:

$$K = \frac{v}{I} \quad (4.4)$$

Коэффициенты водопроницаемости (гидропроницаемости) определяются по формуле,

где h - мощность для грунтовых вод, м;

m - для напорных вод, м:

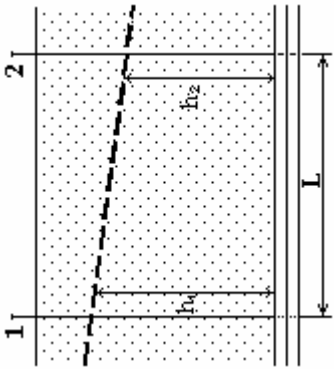
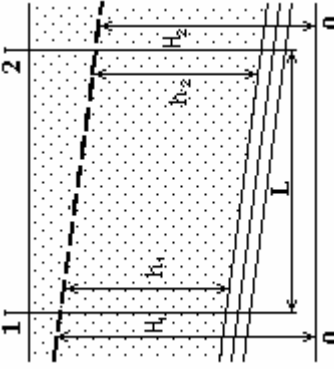
$$T = Km; (\text{или} - h) \quad (4.5)$$

Примечание к таблице 4.1 в числителе данные по 1-й скважине, в знаменателе - по 2-й [1, 4, 13, 16].

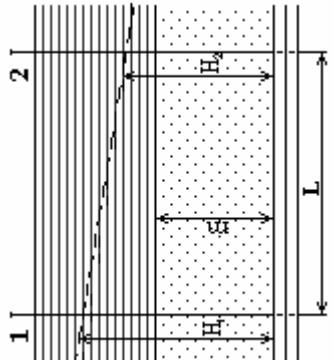
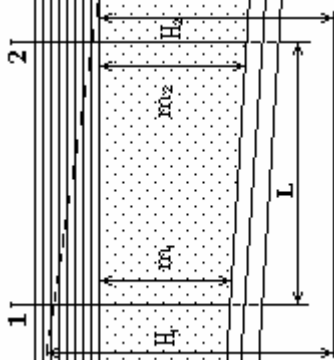
Таблица 4.1 – Данные для определения расхода потока при установившемся движении в однородных пластах

Результаты замеров	Варианты														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Абсолютные отметки, м															
Устья скважин	31,2	66,2	22,4	27,1	56,2	53,6	83,8	94,6	22,4	76,1	26,1	66,9	32,3	65,2	56,2
	30	65	21	28	55	56	84	91	21	81	25	58	32	63	55
Уровня подземных вод	28						81,6						28,7		
	24						81						26		
Кровли верхнего водоупора	18,3		8,8		48,6				8,6		18,6		22,4		
	18		8,8		44				6,8		14		22		
Кровли нижнего водоупора				10,6		33,7				23,8		35,8			32,7
				7		34				21		33			33
Подошвы верхнего водоупора		53,8						53,6		33,4				52,8	
		54						53		33				53	
Пьезометрический уровень		64,7		28,4		9		81,9				16,4		63,7	8
		62		27		9		77				19		61	8
Мощность водоносного пласта (h или t, м)		8,3		8,5	5,2		3,4	15,5			5,2			7,3	
		8,3		2,1	6,7		2,3	17,2			5,2			5	
Глубина УГВ (d, м)			3,2							3,2					
			6,6							4,6					
Напор над подошвой верхнего водоупора (H, м)						12,2				21,9		12,2			11,2
						9,4				18,9		6,1			8,4
Ширина потока (B, м)	25	14	30	22	20	25	15	16	40	16	45	16	50	13	24
Расстояние между скважинами	200	175	250	170	150	180	170	140	120	145	125	150	130	165	170
Кф, м/сут	5,2	21,4	4,3	15,6	6	23,1	4,5	24,2	4,8	30,7	5	27,1	5,2	20,4	22,1

Таблица 4.2 - Расчетные зависимости для определения расхода безнапорного подземного потока при установившемся движении в однородных пластах

Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	<p>Водоупор горизонтальный</p>	<p>Безнапорный поток</p> $Q = K * B * (h_1 + h_2) / 2 * (h_1 - h_2) / L$	<p>(4.6)</p>
	<p>Водоупор наклонный: при не очень больших уклонах подстилающего водоупора расход грунтового потока можно считать по формуле Г.Н. Каменского</p>	<p>Безнапорный поток</p> $Q = K * B * (h_1 + h_2) / 2 * (H_1 - H_2) / L$	<p>(4.7)</p>

Продолжение таблицы 4.2

Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	<p>Водоупор горизонтальный, $m = \text{const}$</p>	<p>Напорный поток</p> $Q = K * V * m * (H_1 - H_2) / L$ <p>(4.8)</p>	
	<p>Водоупор наклонный, водоносный пласт с переменной мощностью $m \neq \text{const}$</p>	<p>Напорный поток</p> $Q = K * V * (m_1 + m_2) / 2 * (H_1 - H_2) / L$ <p>(4.9)</p>	

5 Задание № 5. Определение расхода подземного потока в неоднородных пластах

Используя данные таблицы 5.2, построить расчетную схему, выбрать из таблицы 5.1 расчетную формулу, определить расход и единичный расход подземного потока в неоднородном пласте. Задание 5 выполняется аналогично заданию 4.

Неоднородными называются пласты, водопроницаемость которых изменяется в плане или в разрезе. В таблице 5.1 использованы значения натуральных логарифмов. Для перехода от натуральных логарифмов к десятичным и обратно используются коэффициенты 2,3 и 0,43.

При расчетах отдельных элементов движения подземных вод в неоднородных пластах, т.е. в пластах состоящих из ряда слоев (или зон) различной водопроницаемости необходимо вводить понятие о среднем коэффициенте фильтрации пласта $K_{ср}$, характеризующем общую проницаемость всего пласта.

Вид формулы, а соответственно и значение среднего коэффициента фильтрации, будет зависеть от направления движения потока по отношению к залеганию водоносного пласта.

Максимальное значение $K_{ср}$ будет при фильтрации воды параллельно напластованию и минимальное — при фильтрации перпендикулярно напластованию пород.

Например, при движении воды параллельно залеганию пластов средний коэффициент фильтрации можно определить по формуле:

$$K_{ср} = \frac{k_1 h_1 + k_2 h_2 + \dots + k_n h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} \quad (5.1)$$

где h_1, h_2 .- мощности слоев с коэффициентами фильтрации- k_1 и k_2 и т. При движении воды по нормали к напластованию средний коэффициент фильтрации определяется по формуле Г.Н.Каменского:

$$K_{cp} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n}} \quad (5.2)$$

где h_1, h_2 – путь фильтрации в пределах каждого слоя [1, 5, 6, 12, 20].

Таблица 5.2 - Данные для определения расхода подземного потока при установившемся движении в неоднородных пластах (в числителе данные по 1-й скважине, в знаменателе - по 2-й)

Результаты замеров	Варианты														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Абсолютные отметки, м															
Устья скважин	33	96	67	55	40	92	81	91	30	83	28	63	26	68	72
	31	91	66	54	39	95	81	97	29	83	29	60	25	58	72
Уровня подземных вод	29				37,9		76,3			80,6					
	25				37		75			80					
Кровли верхнего водоупора	17,8			47,6	25,6		61,7				8,2		18,6		
	17,8			47,6	25,6		61,7				8,2		18,6		
Кровли нижнего водоупора						51		25	8			9,1		37	25
						51		25	8			9,1		37	25
Подшвы верхнего водоупора		54,6	54,8			74,7		34,4				34,8			62,7
		55	53			75		34				35			63
Пьезометрического уровня		82,9	65,7			90,4			28,1						
		78,4	63,3			87,1			27,4						
Мощность 1-го слоя (зоны) (h или t, м)		16	9,3	4,2		7,9	8,6		8,5	2,4		7,2		17	
		15,5	7	2,7		7,9	10		8,5	1,3		7,2		17,4	
Мощность 2-го слоя (зоны) (h или t, м)					5,9	6					9,3	8,6			9,3
					5,9	6					9,3	8,6			9,3
Мощность 3-го слоя (зоны) (h или t, м)												12,5			
												12,5			
Глубина залегания УГВ (d, м)											3,4		4,2		
											5,2		5,5		
Напор над подошвой верхнего водоупора (H, м)								52,9						16,2	9
								49,9						10,7	8
Ширина потока (B, м)	26	15	15	25	30	20	30	16	22	24	15	20	45	17	25
Расстояние между скважинами (L)	200	140			150	280	150	145			150			150	260

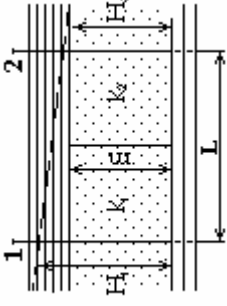
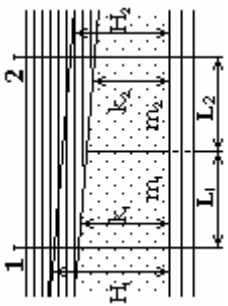
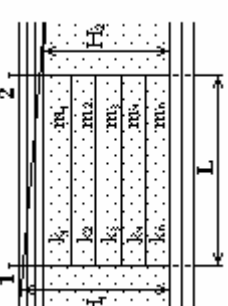
Продолжение таблицы 5.2

Результаты замеров	Варианты														
Кф слоев или зон, м/сут															
Длина первой зоны (f1, м)			150	150					100	100					
Длина второй зоны (f2, м)			25	50					70	80					
Первого (Кф 1)	4,5	24	30	5,2	1,8	10,6	1,6	31,7	15	3	2,4	2,3	5	27	9,3
Второго (Кф 2)	6	30	5	0,5	24,9	16	33,5	35	2	0,2	31,2	20,4	6	30	18,9
Третьего (Кф 3)						1,2						12,5			1,8

Таблица 5.3 - Расчетные зависимости для определения расхода безнапорного подземного потока при установившемся движении в неоднородных пласта

Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	<p>Водоупор горизонтальный $K\phi_1 < K\phi_2$ При постепенном изменении проницаемости двух пластов в горизонтальном</p>	<p>Безнапорный поток</p> $Q = B * (K_2 * K_1) / (\ln K_2 - \ln K_1) * (h_1^2 - h_2^2) / 2L$ <p>(формула Г.Н.Каменского)</p>	(5.1)
	<p>Водоупор горизонтальный $K\phi_1 \gg K\phi_2$ При резкой смене проницаемости двух пластов в горизонтальном</p>	<p>Безнапорный поток</p> $Q = B * (h_1^2 - h_2^2) / 2 (L_1 / K_1 - L_2 / K_2)$	(5.2)
	<p>Водоупор горизонтальный водоносный горизонт двухслойный</p>	<p>Безнапорный поток</p> $Q = B * [K_1 * (h_1^2 + h_2^2) / 2 * (h_1^2 - h_2^2) / L + K_2 * m * (H_1 - H_2) / L]$	(5.3)

Продолжение таблицы 5.3

Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	<p>Водоупор горизонтальный $K\phi_1 < K\phi_2$</p>	<p>Напорный поток</p> $Q = B * m * (K_2 - K_1) / (\ln K_2 - \ln K_1) * (H_1 - H_2) / 2L$	(5.4)
	<p>Водоупор горизонтальный $K\phi_1 >> K\phi_2$</p>	<p>Напорный поток</p> $Q = B * (H_1 - H_2) / (L_1 / K_1 * m_1 + L_2 / K_2 * m_2)$	(5.5)
	<p>Водоупор горизонтальный пласт многослойный</p>	<p>Напорный поток</p> $Q = B * (K_1 * m_1 + K_2 * m_2) + (K_n * m_n) * (H_1 - H_2) / L$	(5.6)

6 Задание № 6. Определение дебита водозаборных сооружений

Используя данные таблицы 6.3. построить расчетную схему, выбрать из таблицы 6.2 расчетную формулу, определить дебит и удельный дебит водозаборного сооружения.

Водозаборными называются инженерные сооружения (скважины, колодцы и др.) по захвату (забору) подземных вод в водопроводные, оросительные, гидроэнергетические и другие системы. Водозаборы могут быть одиночными или групповыми.

Расход скважины. Водозаборные колодцы или скважины, вскрывающие напорные водоносные горизонты с пьезометрическим уровнем выше поверхности земли, фонтанируют. Из не фонтанирующих скважин воду откачивают насосами. Количество воды, которое можно получить из скважины в единицу времени при откачке или самоизливе, называется **расходом, или дебитом скважины**. Дебит водозаборного сооружения (Q , л/с, м³/ч, м³/сут) - это количество воды, которую можно получить за единицу времени. Удельный дебит (q , м²/сут), - это дебит, который дает скважина на один метр понижения:

$$q=Q/S. \quad (6.1)$$

По степени вскрытия пласта колодцы и скважины (водозаборные и поглощающие) делятся на **совершенные** и **несовершенные**. Первые вскрывают всю водоносную толщу, вторые — лишь часть водоносного горизонта. Водозаборные скважины в пределах водоносного горизонта оборудуют фильтрами — для пропуска воды и предотвращения заиления скважины частицами водоносной породы. Фильтры представляют собой металлические или пластмассовые трубы с просверленными отверстиями или прорезями. В скальных породах скважины могут работать без фильтров.

Уровень подземных вод в скважине до откачки называют **статическим**. Под влиянием откачки происходит снижение уровня грунтовых вод (или

пьезометрического уровня напорных вод) как в самой скважине, так и вокруг нее. Уровень воды в скважине в процессе откачки называется **динамическим**. Влияние откачки постепенно распространяется на все большее расстояние от скважины, в результате образуется **депресссионная воронка** параболического очертания. Наибольшее понижение уровня наблюдается вблизи скважины. Радиус депрессионной воронки R – расстояние от центра скважины до сечения, в котором практически уже не наблюдается влияния откачки, **называется радиусом влияния откачки**. Значение его зависит от условий питания водоносного пласта, фильтрационных свойств отложений (коэффициента фильтрации), продолжительности откачки и других факторов. Следует различать дебит совершенной и несовершенной скважины, соответственно при напорном, безнапорном и напорно-безнапорных условиях подземного потока. Для безнапорного потока R определяется по формуле Кусакина:

$$R = 2S \cdot (H \cdot K)^{0,5} \quad (6.2)$$

Для напорного потока подземных вод R - по формуле Зихардта:

$$R = 10S \cdot (K)^{0,5} \quad (6.3)$$

Расход совершенной скважины при установившемся движении воды в безнапорном однородном пласте рассчитывается по формулам (6.4) и (6.5). Для напорного потока следует использовать формулы формулам (6.6) и (6.7). Для напорно-безнапорного потока применяют формулу (6.8). Для всех расчетов исходным является закон Дарси, а уравнения дебита скважины при ламинарном движении напорных вод выведены Дюпийи:

$$Q = (2.73 \cdot K \cdot m \cdot S) / (\lg R - \lg r) \quad (6.4)$$

Для дебита скважины при ламинарном движении безнапорных вод применяются следующие формулы Дюпийи:

$$Q = 1.366K \cdot (H^2 - h^2) / (\lg R - \lg r) \quad (6.5)$$

$$Q = 1.366K \cdot (H - S) \cdot S / (\lg R - \lg r) \quad (6.6)$$

Дебит несовершенной скважины. Несовершенные скважины по сравнению с совершенными оказывают дополнительное сопротивление

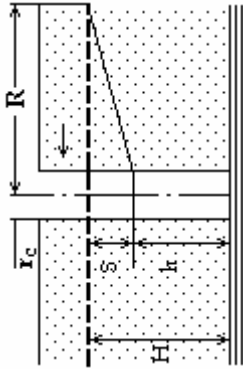
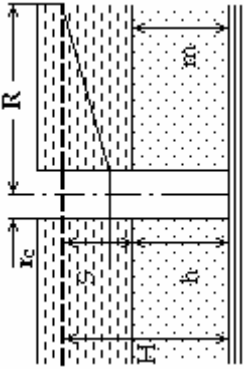
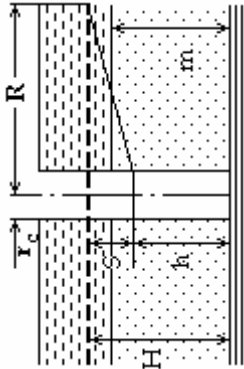
потоку подземных вод, поступающему в скважину при откачке. Поэтому при равном понижении дебит несовершенного колодца меньше, чем совершенного. При глубоком залегании водоупора большинство сооружаемых скважин является несовершенными. В зависимости от конструкций приток воды в несовершенные скважины возможен через стенки и дно (одновременно), только через дно или только через стенки. Различают несовершенные скважины с незатопленным фильтром, когда депрессионная кривая пересекает рабочую часть фильтра, и скважины с затопленным фильтром — депрессионная кривая проходит выше рабочей части. Формулы дебита несовершенных скважин в этих случаях различны. Если откачки производят из несовершенных скважин, то в них вводится поправка Веригина ξ (таблица 6.1). Н.Н. Веригин предложил определять дебит несовершенных скважин путем введения поправки к формулам для совершенных скважин.

Таблица 6.1 - Значения дополнительного сопротивления ξ (по Н.Н. Веригину)

Lск/м	m*/гск						
	10	30	100	200	500	1000	2000
0,1	10,40	24,30	42,80	53,80	68,50	79,60	90,90
0,3	4,79	98,20	14,50	17,70	21,80	24,90	28,20
0,5	2,26	4,21	6,50	7,86	9,64	11,00	12,40
0,7	0,88	1,69	2,07	2,24	4,01	4,58	5,19
0,9	0,13	0,30	0,53	0,66	0,85	0,98	1,12

Примечание - Для безнапорного потока $m = H - S/2$, r - радиус скважины в мм, $L_{ск}$ – длина рабочей части фильтра в м, m – мощность водоносного пласта в гск. Расход несовершенной скважины при установившемся движении воды в безнапорном однородном пласте рассчитывается по формулам (6.9) и (6.10). Для напорного потока следует использовать формулы (6.11) и (6.12). Для напорно-безнапорного потока применяют формулу (6.13) [2, 4, 11].

Таблица 6.2 - Расчетные зависимости для определения расхода к совершенной скважине

Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	Пласт однородный	Безнапорный поток $Q = 1.366 * K * (H^2 - h^2) / (\lg R - \lg r_c)$	(6.7)
	Пласт однородный	Напорный поток $Q = 2.73 * K * m * (H - h) / (\lg R - \lg r_c)$	(6.9)
	Пласт однородный	Напорно-безнапорный поток $Q = 1.366 * K * [(2H - m) * m - m^2] / (\lg R - \lg r_c)$	(6.10)
			(6.11).

Продолжение таблицы 6.2

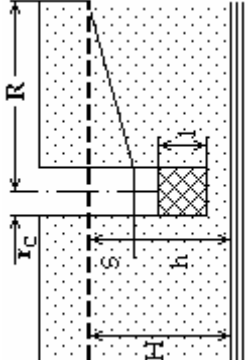
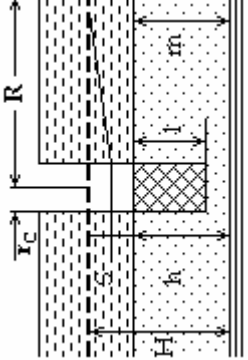
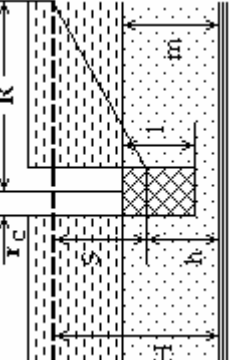
Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	<p>Пласт однородный</p>	<p>Безнапорный поток</p> $Q = 1.366 \cdot K \cdot (H^2 - h^2) / (\lg R/r + 0.217 \cdot \xi) \quad (6.12)$ $Q = 1.366 \cdot K \cdot (2H - S) \cdot S / (\lg R/r + 0.217 \cdot \xi) \quad (6.13)$	
	<p>Пласт однородный</p>	<p>Напорный поток</p> $Q = 2.73 \cdot K \cdot m \cdot (H - h) / (\lg R/r + 0.217 \cdot \xi) \quad (6.14)$ $Q = 2.73 \cdot K \cdot m \cdot S / (\lg R/r + 0.217 \cdot \xi) \quad (6.15)$	
	<p>Пласт однородный</p>	<p>Напорно-безнапорный поток</p> $Q = 1.366 \cdot K \cdot [(2H - m) \cdot m - h^2] / (\lg R/r + 0.217 \cdot \xi) \quad (6.16)$	

Таблица 6.3 – Исходные данные для определения дебита водозаборных сооружений

Результаты замеров	Варианты														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Абсолютная отметка, м															
Устья скважины	31,4	42,5	67	71,3	65,1	28,1	96,7	73,4	44,6	97,7	43,5	34,6	54,8	87,3	73,4
Статистического уровня	29,9	39,6	63,9	67,6	67,8	27,4			42,8		40,6	36,1			70
Динамического уровня	25,5	36,1				15		63,8			37,1	20	47,3	86,6	
Кровли верхнего водоупора	11,6		58,7	58,2		24,5	78,5		40,4	79,5		28,8	40		68,1
Кровли нижнего водоупора		13,4	38,5			9,6					14,4			17,8	59,3
Подшвы верхнего водоупора			44,7					46,3	36,2			22,3		23,4	
Глубина залегания, УГВ (d, м)							3,3			2,3			2,3		
Мощность водоносного пласта m						6,7		15,9	5,9			6,4			5,2
Напор над подошвой верхнего водоупора Н ¹		14,2			34,9			22,8			15,2				
Напор над кровлей нижнего водоупора Н					43,7									69,2	
Понижение уровня S			20,9	2,8	4		3		7,8	4					7,5
Кф, (м / сут)	7,1	9,6	12,5	13,4	11,5	5,1	3,8	4,5	4,5	3,8	10,6	2,8	18,6	6,2	4,5
Диаметр скважины (2г), мм	305	305	245	305	305	203	203	245	245	203	305	203	114	203	305
Длина водоприемной части фильтра (1, м)				6,2	4,4	4				13,4	5,8	3			

7 Задание №7. Определение приемистости поглощающих скважин и дренажных сооружений

Используя данные таблицы 7.1, построить расчетную схему, выбрать из таблицы 8.2 расчетные формулы, определить приемистость поглощающей скважины и дренажного сооружения.

Скважины и колодцы сооружают также для сброса поверхностных или подземных вод в нижележащие пласты. Такие скважины называют **поглощающими**. Их строят для осушения местности, пластов, содержащих полезные ископаемые, для сброса сточных промышленных вод, для искусственного пополнения запасов подземных вод и т. д. При наливе или спуске воды в скважину, вскрывшую водоносный слой, последний будет поглощать эту воду, если уровень воды в скважине выше уровня водоносного горизонта. В результате вокруг скважины образуется **воронка поглощения**, аналогичная по форме депрессионной воронке, но в «перевернутом» виде.

Расход поглощающей скважины определяют по уже известным формулам дебита при откачках для соответствующих условий и типов скважин, но расход принимают с **отрицательным знаком**. При сбросе воды происходит повышение уровня подземных вод (S , м) с образованием воронки поглощения, имеющей радиус влияния (R , м). Приемистость поглощающей скважины (Q , л/с; м³/ч; м³/сут) это количество воды, которую может принять скважина в единицу времени.

Расход дрены. Для понижения уровня подземных вод сооружают дренажи - инженерные сооружения для понижения уровня подземных вод. Дренажи могут быть **горизонтальными и вертикальными**, а также как скважины и колодцы **совершенными и несовершенными**. Расход дренажного сооружения (Q , л/с; м³/ч; м³/сут) - это количество воды, которое можно получить на единицу длины дрены (L , м) в единицу времени. В отличие от скважин, в которые поступление воды происходит со всех сторон, приток

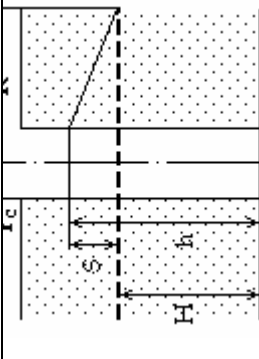
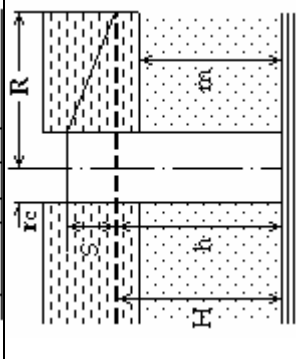
воды в дренажные сооружения может быть односторонним или двухсторонним.

Значения зависимости дебита скважин от понижения уровня необходимы при гидрогеологических расчетах, связанных с использованием подземных вод, дренированием территории и т. д. Дебит зависит от понижения S . Поэтому сравнивать производительность (водобильность) различных скважин можно по **удельному дебиту** — расходу при понижении уровня воды в скважине на 1 м. Для грунтовых вод характерно убывание удельного дебита с понижением уровня. Из формул таблицы (7.2) следует, что для безнапорных вод между понижением уровня в скважине и дебитом существует параболическая зависимость, а для напорных вод — прямолинейная. Неоднородность пород осложняет эти формы кривых связи [2, 8, 11, 18, 20].

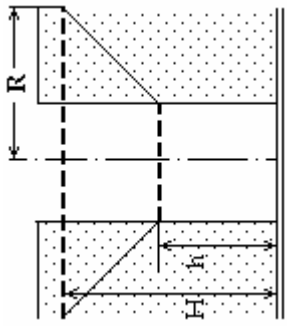
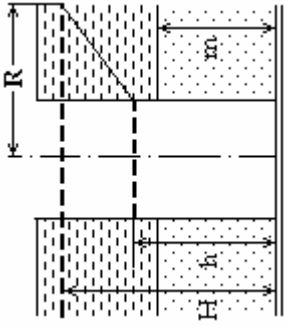
Таблица 7.1 – Данные для определения приемистости поглощающих скважин и дренажных сооружений

Результаты замеров	Варианты														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Абсолютная отметка, м															
Устья выработки	31,4	42,5	67	71,3	65,1	28,1	96,7	73,4	44,6	97,7	43,5	34,6	54,8	87,3	73,4
Статистического уровня	29,9	39,6	63,9	67,6	67,8	27,4			42,8		40,6	36,1			70
Динамического уровня	25,5	36,1				15		63,8			37,1	20	47,3	86,6	
Кровли верхнего водоупора	11,6		58,7	58,2		24,5	78,5		40,4	79,5		28,8	40		68,1
Кровли нижнего водоупора		13,4	38,5			9,6					14,4			17,8	59,3
Подшвы верхнего водоупора			44,7					46,3	36,2			22,3		23,4	
Глубина залегания, УГВ (d, м)							3,3			2,3			2,3		
Мощность пласта, m						6,7		15,9	5,9			6,4			5,2
Напор над кровлей нижнего ВУ Н					43,7									69,2	
Повышение уровня, S			20,9	2,8	4		3		7,8	4					7,5
Кф, (м / сут)	7,1	9,6	12,5	13,4	11,5	5,1	3,8	4,5	4,5	3,8	10,6	2,8	18,6	6,2	4,5
Диаметр скважины (2г), мм	305	305	245	305	305	203	203	245	245	203	305	203	114	203	305
Длина дрены (1, м)			120	100			160	150			140	200			100

Таблица 7.2 - Расчетные зависимости для определения приемистости поглощающих совершенных скважин при установившемся движении воды

Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	Пласт однородный	Безнапорный поток $Q = 1.366 * K * (h^2 - H^2) / (\lg R - \lg r_c)$	(7.4)
	Пласт однородный	Напорный поток $Q = 2.73 * K * m * (h - H) / (\lg R - \lg r_c)$	(7.6)

Продолжение таблицы 7.2

Расчетная схема	Граничные условия	Расчетная формула	№ формулы
	Пласт однородный	Безнапорный поток	(7.4)
		$Q = K * L * (H^2 - h^2) / 2R$ (приток с одной стороны)	
	Пласт однородный	Напорный поток	(7.6)
		$Q = 2 * K * L * m * (H^2 - h^2) / R$ (приток с двух сторон)	

8 Задание №8. Определение коэффициента фильтрации по результатам полевых работ

Используя данные таблицы 8.1, построить расчетную схему, выбрать из таблицы 8.2 расчетную формулу, определить коэффициент фильтрации.

Коэффициент фильтрации может быть получен в результате проведения полевых работ (откачки, налива, нагнетания). Получив данные об изменениях производительности скважины и понижении уровней в процессе откачки, коэффициент фильтрации определяют по формулам динамики подземных вод (таблица 8.2).

Принцип определения коэффициента фильтрации в большинстве приборов основан на измерении количества фильтрующейся через породу воды под различным (задаваемым) напором. По этому расходу при известных напоре и площади прибора находят коэффициент фильтрации. Опытные откачки подразделяются на одиночные и кустовые.

Одиночные откачки (без наблюдательных скважин) проводят при нескольких ступенях понижения для нахождения зависимости дебита скважины от понижения уровня подземных вод.

Кустовые откачки проводят, оборудуя опытный участок наблюдательными скважинами, расположенными по одному или двум створам к центральной скважине, из которой ведут откачку. При откачке измеряют дебит скважины и снижение уровня воды в центральной и наблюдательной скважинах. Основное назначение кустовых откачек — определение расчетных гидрогеологических параметров.

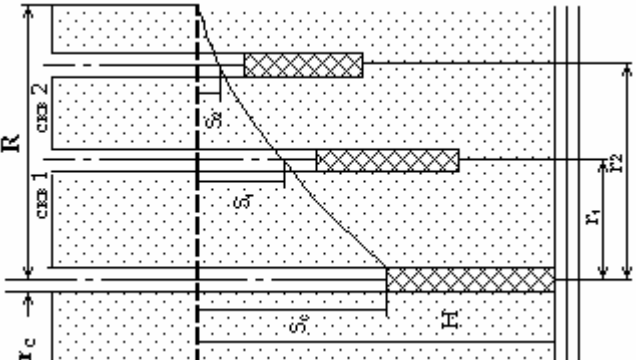
Например, для несовершенных так и для совершенных скважин, наиболее надежные значения коэффициента фильтрации при откачке в рыхлых, песчано-галечниковых отложениях могут быть получены при применении формул, которые учитывают замеры понижений уровня воды в двух наблюдательных скважинах. Заниженные значения K_f будут получены для глинистых песков и супесей при применении формул,

учитывающих понижения только в одной опытной (центральной) скважине. Еще менее надежные заниженные значения K при вычислении по формулам, учитывающим понижения в центральной и одной наблюдательной скважинах. При откачке из трещиноватых скальных пород наиболее достоверным будет значение коэффициента фильтрации, вычисляемое по понижению в одной опытной (центральной) скважине, так как влияние скачка при откачке из скальных пород очень невелико. Значительно большие ошибки могут быть при вычислении K_f скальных пород по замерам понижения в двух наблюдательных или в центральной и одной наблюдательной скважинах, так как связь этих понижений с понижением в центральной скважине зависит больше от характера трещиноватости, чем от расстояния между центральной и наблюдательными скважинами [2, 4, 6, 7, 15, 17, 19].

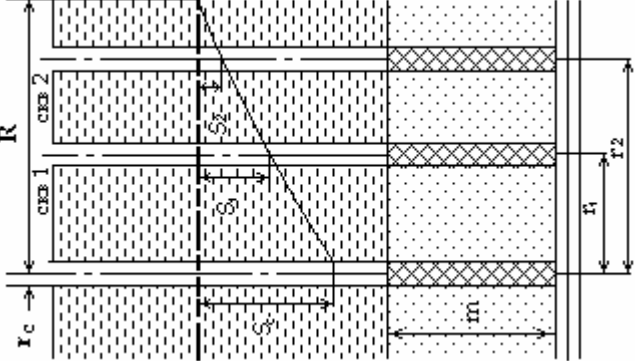
Таблица 8.1 – Исходные данные для определения коэффициента фильтрации по данным откачки

Вариант	Результаты замеров									
	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	И	К
1	4,4	-	10	112	4	1,5	0,9	219	2	10
2	3,8	6,5	3,5	562	2,8	1,5	0,5	354	2	15
3	14	-	14	190	3	1,2	0,7	219	3	11
4	11,8	38,3	8,3	1520	5		0,8	354	2	16
5	8,5	-	8,8	365	2,2	0,9	0,5	219	4	12
6	5,4	10,2	7,2	130	5,2	3	0,9	354	4	16
7	4	-	7	328	2,5	1,3	1,1	219	1,5	13
8	8	12	5,4	217	3,5	1,2	0,7	354	2,5	20
9	4,5	-	6	235	2	0,7	0,5	219	3,5	14
10	3	10	10	155	4,2	1,9	1	354	3	15
11	10	-	20,5	78	6,4	3	2,3	219	5	13
12	4,2	9,5	8,5	207	3,8	2	0,9	354	2	10
13	13	-	5,7	245		1	0,5	219	3	16
14	15	20,5	4	242	2,4	1,1	0,7	354	4	12
15	6	-	4,5	328	2,5	1	0,6	219	3	9

Таблица 8.2 - Расчетные зависимости для определения коэффициента фильтрации по данным откачек при установившемся движении подземных вод

Расчетная схема	Расчетная формула	№ формулы
	<p>Безнапорный поток</p> <p>Для центральной скважины</p> $K_1 = 0,733 * Q * (\lg R - \lg r) / (2H - S_c) * S_c$	(8.1)
	<p>Для центральной и наблюдательной скважин</p> $K_2 = 0,733 * Q * (\lg r_1 - \lg r_c) / (2H - S_c - S_1) * (S_c - S_1)$	(8.2)
	<p>Для двух наблюдательных скважин</p> $K_3 = 0,733 * Q * (\lg r_2 - \lg r_1) / (2H - S - S_1) * (S_1 - S_2)$ $\lg R = [(2H - S_1) * S_1 * \lg r_2 - (2h - S_2) * S_2 * \lg r_1] / (2H - S_1 - S_2) * (S_1 - S_2)$ $K_{ср} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$	<p>(8.3).</p> <p>(8.4)</p> <p>(8.5)</p>

Продолжение таблицы 8.2

Расчетная схема	Расчетная формула	№ формулы
	<p>Напорный поток</p> <p>Для центральной скважины</p> $K_1 = 0,366 * Q * (\lg R - \lg r) / m * Sc$	(8.6)
	<p>Для центральной и наблюдательной скважин</p> $K_1 = 0,366 * Q * (\lg r_1 - \lg r_c) / m * (Sc - S_1)$	(8.7)
	<p>Для двух наблюдательных скважин</p> $K_3 = 0,366 * Q * (\lg r_1 - \lg r_c) / m * (Sc - S_1)$ $\lg R = (S_2 * \lg r_2 - S_1 * \lg r_1) / (S_1 - S_2)$ $K_{ср} = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$	<p>(8.8)</p> <p>(8.9)</p> <p>(8.10).</p>

9 Задание № 9. Определение параметров поверхностного и подземного стока

Используя таблицу 9.1 и рисунки 9.1-9.2, определить и представить в форме таблицы 9.2 следующие параметры поверхностного и подземного стока: слой стока (A , мм); объем стока (W , м³); расход (Q , м³/с); модуль стока (M , л/с.км²), коэффициент стока (a , безразмерная величина). Параметры поверхностного и подземного стока обозначаются индексами (например, $M_{\text{пов}}$, $M_{\text{под}}$).

При отсутствии ряда гидрометрических наблюдений для расчета средних многолетних характеристик поверхностного и подземного стока используются карты осадков, испарения, коэффициента вариации и пр. По картам можно определять эти параметры для бассейнов площадью до 50 000 км², а при отсутствии резких изменений рельефа и климатических условий - и для больших площадей.

Под **стоком** подразумевается передвижение дождевых и талых вод происходящее в форме их стекания по земной поверхности - **поверхностный сток**, и в толщах горных пород - **подземный сток**.

Поверхностный сток создается водами, текущими по поверхности земли под влиянием силы тяжести со стороны водораздельных пространств — от более высоких участков к пониженным. Сливаясь вместе, отдельные мелкие водотоки превращаются в крупные реки. Реки питаются как поверхностными, так и подземными водами. Главный фактор стока — это климатические условия: чем больше выпадает атмосферных осадков и чем меньше их испаряется, тем больше сток. В засушливых районах, где выпадает мало осадков, мелкие реки летом пересыхают и не имеют стока. Большое значение на сток оказывает температура воздуха. При высокой температуре значительная часть осадков испаряется, что приводит к уменьшению поверхностного стока; высокая относительная влажность

воздуха, даже при его повышенной температуре, не способствует испарению влаги.

Основными видами поверхностного стока являются: **склоновый**, формирующийся в виде широких, но мелких потоков на поверхности склонов; **талвеговый** сток — в виде сосредоточенных потоков в более или менее разработанном русле (балки, лога и т. д.) формирующийся главным образом в короткие периоды интенсивного увлажнения поверхности земли (период снеготаяния, ливневые осадки и т. д.); **речной** сток, формирующийся в виде постоянного во времени сосредоточенного потока поверхностных вод в хорошо разработанном речном русле.

В районах с глубоким сезонным промерзанием, где условия для просачивания талых вод неблагоприятны, за счет этих вод весной увеличивается поверхностный сток. Сток уменьшается также, если склоны задернованы, покрыты кустарником или лесом. В связи с этим на площадях лесных массивов поглощается больше осадков, чем на открытой местности. Таким образом, влияние леса сказывается в переходе поверхностного стока в подземный-

Величина стока зависит от водопроницаемости пород: чем большая часть, атмосферных осадков просачивается в породы, тем меньшая часть их участвует в поверхностном стоке. На участках, сложенных водопроницаемыми песками и трещиноватыми породами, значительное количество атмосферных осадков расходуется на поглощение, поэтому поверхностный сток заметно уменьшается. Количество осадков, поступившее на поверхность земли (или любую другую поверхность) за определенный период времени, может быть выражено объемом воды (см^3 , л, м^3 и др.) или слоем (мм, см, м). Наиболее удобной формой является оценка количества атмосферных осадков в виде слоя воды (мм), поступившего на рассматриваемую поверхность за единицу времени (мм/ч, мм/сут, мм/год).

Количественно поверхностный сток можно охарактеризовать следующими величинами:

1 Расходом воды Q в реке. Расход - это количество воды, протекающее в единицу времени через поперечное сечение русла реки. Большие расходы воды обычно измеряются в $\text{м}^3/\text{с}$, малые — в л/с. Чтобы определить расход воды Q в том или ином сечении русла реки, необходимо знать среднюю скорость речного потока V , площадь его поперечного сечения F .

$$Q = V * F \text{ м}^3/\text{с}, \quad (9.1)$$

2 Коэффициентом поверхностного стока α пов. – отношением величины стока A за какой-либо период к количеству атмосферных осадков X , за тот же период (обычно за год), измеряется в процентах или долях единиц. Обычно коэффициент стока меньше единицы, так как сток лишь часть атмосферных осадков. Лишь в районах развития карста и при синклинальном залегании водопроницаемых пластов, когда площадь подземного водосборного бассейна больше, чем поверхностного, значение коэффициента стока может превышать единицу.

$$\alpha_{\text{пов}} = \frac{A}{X} \quad (9.2)$$

3 Нормой стока, это – среднеарифметическая величина речного стока за продолжительный период наблюдений (40-50 лет)

4 Модулем стока M – это количество воды Q стекающее в единицу времени с 1 км^2 водосборной площади F речного бассейна:

$$M = \frac{Q}{F} \cdot 1000 \text{ л/с на } 1 \text{ км}^2 \quad (9.3)$$

Модуль стока M и годовой слой стока A связаны следующим соотношением, где $31,5 \cdot 10^6$ количество секунд в году:

$$A = 31.5 * M \quad (9.4)$$

Под **подземным стоком** следует понимать процесс движения гравитационных подземных вод в зоне полного насыщения земной коры, формирующийся, как часть общего круговорота воды на Земле. Численно подземный сток можно охарактеризовать расходом подземных вод, слоем подземного стока, коэффициентом подземного стока, модулем подземного стока:

- 1 Слой подземного стока - $A_{под}$, это слой воды в мм на всю площадь рассматриваемого района за определенный период времени (год).
- 2 Коэффициент подземного стока $\alpha_{под}$, - это отношение годового слоя (мм/год) подземного стока к годовой сумме атмосферных осадков X :

$$\alpha_{под} = \frac{A_{под}}{X} * 100\% \quad (9.5)$$

- 3 Модуль подземного стока $M_{под}$ характеризует расход потока на 1 км² площади расчетного элемента бассейна

$$M_{под} = \frac{Q}{F} \cdot 1000 \text{ л/с на } 1 \text{ км}^2 \quad (9.6)$$

Модуль подземного стока обычно не превышает нескольких процентов общего (суммарного) — поверхностного и подземного, увеличиваясь в районах распространения карстующихся пород. Модуль подземного стока и годовой слой подземного стока связаны следующим соотношением, где $31,5 \cdot 10^6$ количество секунд в году:

$$A_{под} = 31.5 M_{под} \quad (9.7)$$

Порядок выполнения задания

1. Определить положение заданного пункта (таблица 4.1) на рисунке 4.1-4.3.
2. Снять с карт значения атмосферных осадков (X), испарения (Z), коэффициента вариации (Cv).

3. Определить слой стока по формуле:

$$A_{пов.} = X - Z \quad (9.8)$$

4. Определить объем стока по формуле:

$$W_{пов} = A * F \quad (9.9)$$

5. Определить расход по формуле, где T - число секунд в году, $31,5 \cdot 10^6$:

$$Q_{пов} = W/T \quad (9.10)$$

6. Определить модуль поверхностного стока по формуле (9.3):

7. Определить коэффициент поверхностного стока по формуле (9.2):

8. Определить величину подземного стока по формуле:

$$A_{\text{под}} = X * a_{\text{под}} \quad (9.11)$$

Остальные параметры подземного стока определяются аналогично параметрам поверхностного стока.

9. Результаты определения параметров поверхностного и подземного стока представить в виде таблицы 4.2

При использовании данных, снятых с карт, необходимо учитывать значительную вариацию стока во времени. Поэтому для заданного пункта с карты изолиний C_v (рисунок 4.3) снимается значение коэффициента вариации ($\pm C_v$). Умножив на него среднее значение расхода, получаем вероятное отклонение ($\Delta Q = Q_{\text{пов}} * C_v$). При проектировании мостовых переходов, расчете затопления и пр. используется большее значение ($Q + C_v$), при проектировании водозаборов и пр. - меньшее ($Q - C_v$). При определении параметров поверхностного и подземного стока для малых водосборов используют другие приемы и методы, описанные в курсах гидрологии и гидрогеологии [1, 3, 5, 7, 12, 14].

Таблица 9.1 - Величина коэффициента подземного стока α под

№ варианта	Населенный пункт	α под
1	Мурманск	0,15
2	Санкт-Петербург	0,25
3	Москва	0,11
4	Ростов-на-Дону	0,08
5	Краснодар	0,13
6	Астрахань	0,04
7	Пермь	0,17
8	Омск	0,03
9	Красноярск	0,12
10	Диксон	0,25
11	Братск	0,09
12	Якутск	0,08
13	Магадан	0,21
14	Хабаровск	0,2
15	Владивосток	0,25
Δ	Туруханск	0,20

Примечание к таблицам 9.1-9.2: Населенные пункты показаны без названий; например (г.Туруханск) – треугольником. Для всех 15 вариантов площадь поверхностного водосбора $F - 100 \text{ км}^2$

Таблица 9.2 - Результаты определения параметров поверхностного и подземного стока

Параметры	Сток	
	Поверхностный	подземный
Атмосферные осадки, мм		
Испарение, мм		
Коэффициент вариации		
Слой стока, мм		
Объем стока, м^3		
Расход, м/с		
Модуль стока, л/с.км^2		
Коэффициент стока		
Подземный сток, мм		

Пример. Для г. Туруханск: $A_{\text{пов}} = 800 - 350 = 450$ мм; $W_{\text{пов}} = 0,45 \cdot 100 \cdot 10^6 = 45 \cdot 10^6 \text{ м}^3$; $Q_{\text{пов}} = 45 \cdot 10^6 / 31,5 \cdot 10^6 = 1,43 \text{ м}^3/\text{с}$; $M_{\text{пов}} = 1430 / 100 = 14,3 \text{ л/с км}^2$, $a_{\text{пов}} = 450 / 800 = 0,56$; $Q_{\text{под}} = 0,51 \text{ м}^3/\text{с}$; $W_{\text{под}} = 16 \cdot 10^6 \text{ м}^3$; $M_{\text{полз}} = 5,1 \text{ л/с.км}^2$; $C_v = 0,15$

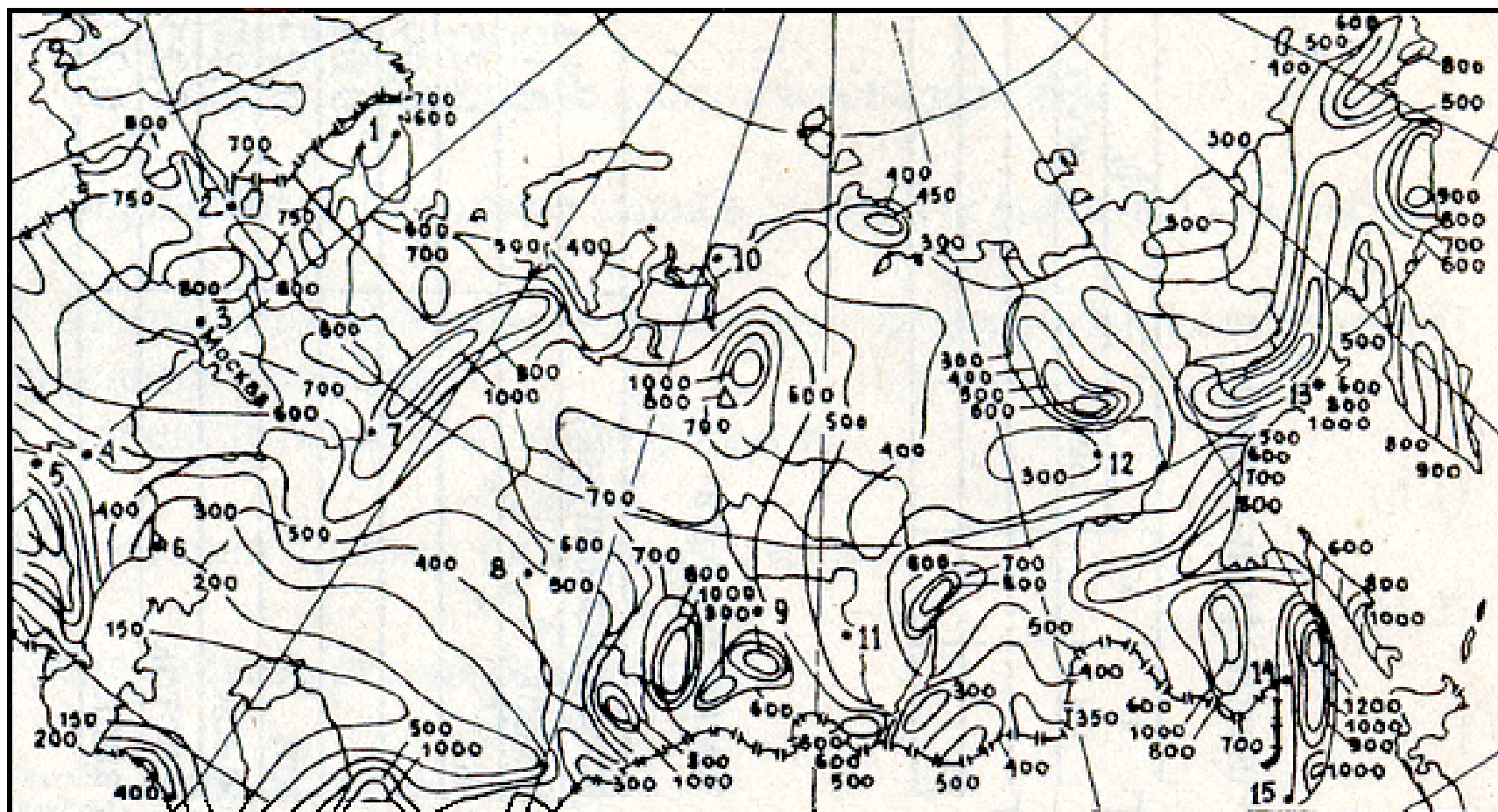


Рисунок 9.1 - Карта среднегодового слоя осадков X (мм)

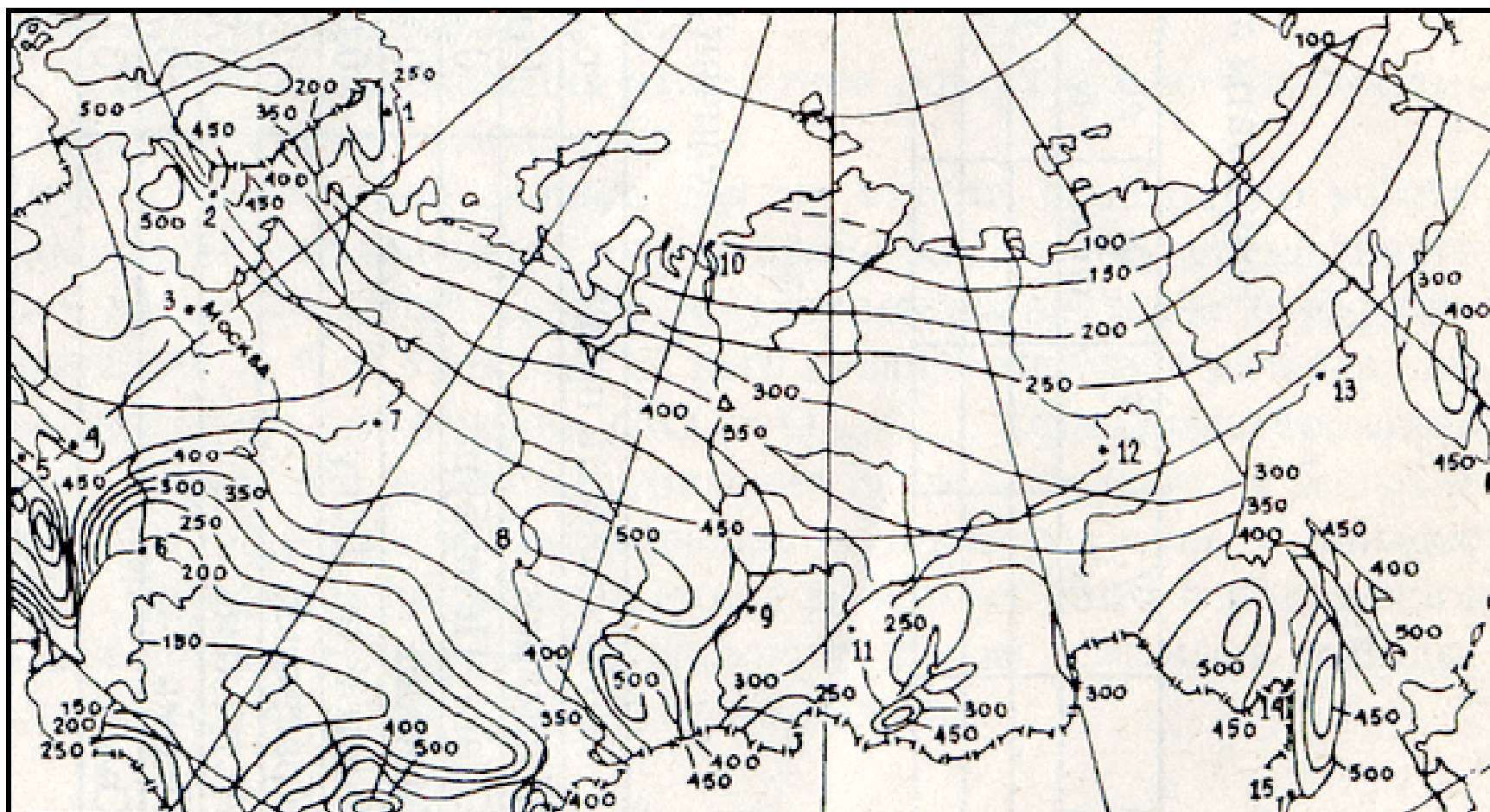


Рисунок 9.2 – Карта среднегодового слоя испарения Z (мм)

10 Задание № 10. Определение типа режима и элементов баланса подземных вод

Используя данные таблицы 10.1, построить совмещенные хронологические графики колебаний атмосферных осадков, температуры воздуха, уровней поверхностных и подземных вод; определить тип режима и его параметры, составить схему баланса грунтовых вод в буквенном выражении.

Режим подземных вод - это закономерный процесс изменения гидродинамических характеристик (напоры, скорости, расходы), физических свойств (температуры) и состава (химический, газовый, бактериологический) подземных вод, формирующийся во времени под действием различных естественных или искусственных факторов.

Об этих изменениях судят на основании периодических наблюдений за элементами режима в постоянных точках. Колебания уровня и дебита подземных вод вызываются следующими изменениями:

- 1) количеством воды, поступающей в водоносный пласт и расходуемой из него, то есть баланса воды. Это основная причина;
- 2) давлением на водоносный пласт (и на заключенную в нем воду), зависящего от атмосферного давления, водоносности рек, приливов и отливов морей, наполнения и опорожнения каналов и водохранилищ. Очень часто эти причины проявляются одновременно.

Температура подземных вод колеблется под влиянием температуры воздуха, инфильтрации и подтока поверхностных или подземных вод с иной температурой и т.д.

Химический состав подземных вод связан со многими процессами: питанием и расходом их, выщелачиванием солей в зоне аэрации при

подъеме уровня грунтовой воды, переходом солей в твердую фазу после насыщения растворов, смывом солей при инфильтрации и т.д.

Изменения уровня, температуры и химического состава подземных вод тесно связаны между собой и в большинстве случаев происходят одновременно.

Показателями режима являются: время установления высокого и низкого уровня, дебита скважин и родников, скорость подъема и спада уровня и дебита, амплитуда колебаний, характер и пределы изменений общей минерализации и типов химического состава, связь режима с различными факторами. Результаты наблюдений представляют в виде хронологических графиков.

Режим подземных вод зависит от воздействия природных и хозяйственных факторов. К природным относят климатические (изменчивость температуры, осадков, испарения), гидрологические (колебания водоносности рек, уровня озер и болот, морские приливы и отливы), биологические (транспирация) и геологические (сейсмические и другие явления) факторы. Хозяйственные факторы — это искусственное орошение и осушение земель, отбор и восполнение запасов подземных вод, вод, строительство каналов, водохранилищ, осушение месторождений полезных ископаемых, застройка территории и др.

Режимы подземных вод, определяемые только природными факторами, называют *естественными*, или *природными*, а режимы, обусловленные одновременно природными и хозяйственными факторами, называют *нарушенными*, или *искусственными*.

Наиболее многообразны режимы грунтовых вод, поскольку они тесно связаны и с природными, и с хозяйственными факторами. Напорные же воды, которые отделены от поверхности земли водонепроницаемыми породами, связаны в большинстве с искусственными факторами. Вне влияния этих факторов пьезометрический уровень напорных вод почти не колеблется. Исключение составляют напорные воды, находящиеся на

небольшой глубине (до 50...80 м) в отложениях конусов выноса и предгорных равнин. Здесь заметно сказывается водоносность рек, питающих напорные воды.

Г. Н. Каменский выделяет следующие типы естественных режимов: прибрежный (речной); водораздельный (инфильтрационный); поглощения; деятельного слоя. Прибрежный режим определяется гидрологическим режимом поверхностных водных объектов; водораздельный - инфильтрацией атмосферных осадков и испарением с уровня грунтовых вод (при глубине их залегания менее 5 м); режим поглощения свойственен карстовым районам и конусам выноса в предгорных равнинах; режим деятельного слоя - верховодке и зонам развития многолетнемерзлых пород.

В. С. Ковалевский разделяет режим подземных вод по условиям формирования на три группы: естественный (ненарушенный), искусственный сильно нарушенный, искусственный слабо нарушенный. Естественный режим формируется под воздействием комплекса природных факторов; искусственный сильно нарушенный - под влиянием хозяйственной деятельности, воздействие которой доминирует над воздействием естественных факторов; искусственный слабо нарушенный - при одновременном воздействии естественных и искусственных факторов (часто - с преобладанием первых). Типы искусственных режимов обычно выделяют по характеру изменений природной среды: режим в зоне влияния водохранилищ и каналов; на площадях орошения и осушения; в районах эксплуатации полезных ископаемых; в зонах водоотбора и восполнения запасов подземных вод; и пр.

По времени проявления изменений уровня и других элементов режима подземных вод различают суточный, сезонный, годовой и многолетний режимы.

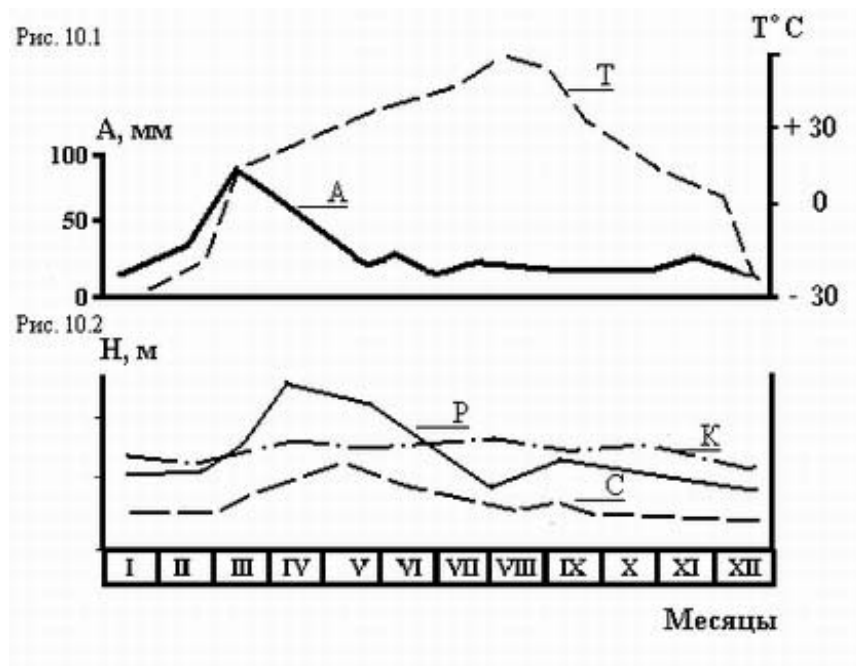
Суточный режим выражается главным образом в колебаниях поверхности неглубоко залегающих грунтовых вод, вызванных чаще всего суточными изменениями испарения и транспирации, которая прекращается

ночью. Это приводит при подземном притоке к ночному повышению уровня и дневному спаду его. Амплитуда суточных колебаний может достигать под люцерной и лесными насаждениями 10...15 см.

Сезонный режим обусловлен сезонной ритмичностью метеорологических факторов (температура, осадки, испарение) и изменением водоносности рек. Сезонный характер имеют и некоторые хозяйственные факторы. Чаще всего амплитуда изменяется от нескольких десятков сантиметров до 2...3 м. Не остается постоянным и химический состав грунтовых вод. Природный режим напорных вод изменяется меньше, чем грунтовых.

Годовой режим проявляется в течение нескольких лет. Известно, что влажные и многоводные годы, как и засушливые и маловодные, часто повторяются 2...3 раза подряд. Это отражается на режиме грунтовых и неглубоко залегающих напорных вод. Амплитуды годовых колебаний уровня подземных вод и изменения химического состава более значительны, чем сезонные.

Многолетний режим проявляется в периоды продолжительностью более 10...15 лет. Он обусловлен многолетними ритмическими изменениями осадков, испарения, водоносности рек, а также влиянием хозяйственных факторов. Амплитуда многолетних колебаний уровня подземных вод и изменения химического состава их значительно превышают сезонные и годовые.



Режимы: А - атмосферных осадков, Т - температуры воздуха; режимы уровней воды: Р - в реке, К - в канале, С - в скважине

Рисунок 10.1 - Совмещенные графики режимов: а – атмосферных осадков и температуры воздуха; б – уровней воды в реке, скважине, канале

Тип режима определяется на основании сравнения совмещенных хронологических графиков изменения уровней подземных вод с ходом атмосферных осадков, температуры воздуха и уровней воды поверхностных водных объектов (рисунки 10.1-10.2). По графикам устанавливаются параметры режима: минимальные и максимальные уровни, сроки их наступления, амплитуда колебаний уровней и периоды их изменения, темпы роста или спада (рисунок 10.3).

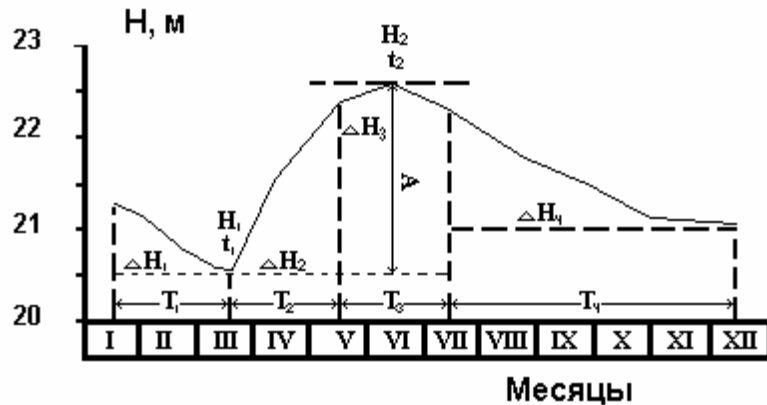


Рисунок 10.2 – Характеристики режима уровня грунтовых вод на примере одного из возможных видов режима

H_1 - минимальный уровень, м; H_2 - максимальный уровень, м; t_1, t_2 - даты их наступления; A - амплитуда колебаний уровней, м. T - периоды, сут: T_1 , - зимне-ранневесеннего спада; T_2 - весеннего подъема; T_3 -высокого летнего положения; T_4 - летне-осенне-зимнего спада; Δt - темп роста (спада) уровня ($\Delta H/t$, см/сут).

Водный баланс - количественное соотношение между приходом и расходом воды в пределах конкретной территории (рисунок 10.4). Он складывается из приходной и расходной частей. Для грунтовых вод в условиях естественного режима уравнение водного баланса имеет вид:

$$A+K+П_1+П_2+П_3=И_1+И_2+C_1+C_2\pm\Delta W \quad (10.1)$$

а в условиях искусственного режима:

$$A+K+П_1+П_2+П_3+\Phi_B+\Phi_K+\Phi_M=И_1+И_2+C_1+C_2+B+D\pm\Delta W \quad (10.2)$$

где приходная часть: A - атмосферные осадки, K - конденсация, $П_1$ - боковой приток, $П_2$ - переток из нижележащего водоносного горизонта, $П_3$ - фильтрация из рек и озер, Φ_1 - потери из водохранилищ, Φ_K - потери из каналов, Φ_M - потери с орошаемых массивов;

расходная часть: $И_1$ - испарение с поверхности (грунт, вода, снег), $И_2$ - испарение с уровня грунтовых вод, C_1 - боковой отток, C_2 -переток в нижележащий водоносный горизонт, B - расходы на водоснабжение, D - отток в дренажную сеть, $\pm \Delta W$ - суммарное изменение запасов влаги.

При расчетах могут быть использованы не все составляющие уравнения водного баланса. Например, при залегании фунтовых вод глубже 5 м из уравнений исключается испарение с их поверхности (I_2), при отсутствии притока и оттока в нижележащий водоносный горизонт - Π_2 , и C_2 , при отсутствии орошения - Φ_m , при отсутствии дренажа - D и т.д.

В приведенном примере (рисунок 10.1) грунтовые воды характеризуются естественным режимом прибрежного типа со следующими параметрами: минимальный уровень - 53,2 м (декабрь), максимальный - 59,6 м (апрель); амплитуда 6,4 м; периоды изменений - зимне-весенний подъем (135 сут, темп 47,4 мм/сут), весенне-летний спад (92 сут, темп 52,0 мм/сут); осенне-зимний спад (120 сут, темп 27 мм/сут). Уравнение водного баланса имеет вид:

$$A+K+\Pi_1+\Pi_3=I+C_1\pm\Delta W \quad (10.3)$$

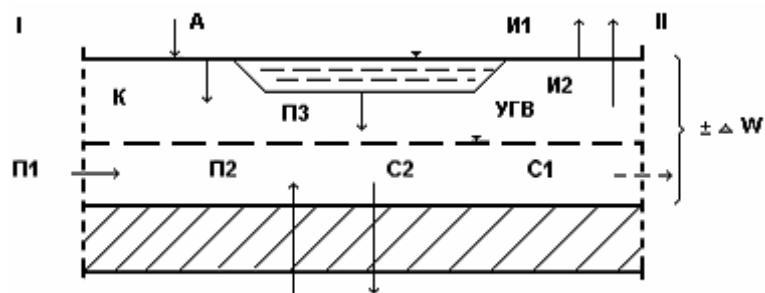


Рисунок 10.3 – Схема баланса грунтовых вод в границах территории I-II за время T

Порядок выполнения задания:

1. По данным таблицы 10.1 построить совмещенные хронологические графики колебаний атмосферных осадков, температуры воздуха, уровней поверхностных и подземных вод (рисунок 10.1-2).
2. По характеру и соотношению полученных кривых определить тип режима подземных вод.
3. Выделить на графике колебания уровней подземных вод характерные фазы режима (рисунок 10.3).

4. Определить по графику колебаний уровней параметры режима: максимальный и минимальный уровни: даты их наступления, амплитуду колебаний уровня, периоды подъема и спада и их темпы.

5. Составить схему водного баланса территории (рисунок 10.3), написать уравнение водного (баланса применительно к установленному типу режима)
[1, 2, 7, 8, 15, 19]

Таблица 10.1 – Исходные данные для определения типа режима и элементов водного баланса подземных вод

Результаты замеров	Варианты											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Месяцы												
X, мм	10	12	75	31	20	11	5	6	17	12	21	11
Температура, °С	-9	-4	3	10	16	18	18	20	12	2	-2	-10
Река, м	52,1	52,2	55,3	54,9	53	52,7	52,4	52,4	52,6	52,8	53,2	52,5
Канал, м	54,4	54,4	54,4	54,3	55,3	55,5	55,4	55,2	54,8	54,0	54,7	54,4
Скважина, м												
1	50,3	50,5	50,6	51,3	51,3	51,2	50,8	50,3	50,1	50,1	50,4	50,2
2	55	55,1	56	56	55,5	55,4	55,1	55,1	55,3	55,4	55,6	55,4
3	53,5	53,5	53,5	53,5	54,5	54,5	54,4	54,3	54,1	53,8	54,2	53,8
4	49,5	49,4	49,3	49,2	49	48,8	48,6	48,5	48,4	48,3	48,2	48,1
5	54,0	54	54,1	53,2	53	52,7	52,5	52,3	52	52,1	52,1	52,2
6	51,4	51,6	51,7	54,2	52,4	52,3	51,9	51,3	51,2	51,1	51,8	51
7	55,5	55,6	57,2	56,6	56,1	55,8	55,6	55,4	55,7	55,9	56,2	55,8
8	54,2	54,3	54,3	54,4	55,1	55,2	55	54,9	54,7	54,4	54,9	54,4
9	51,4	51,3	51,2	51,1	50,9	50,7	50,5	50,3	50,2	50,1	50	49,9
10	53,5	53,5	53,6	52,9	52,7	52,4	52,2	52	51,7	51,8	51,8	51,9
11	50,8	51	51,1	51,8	51,6	51,4	51,2	50,8	50,6	50,5	50,9	50,1
12	54,8	54,9	55,3	55,8	55,3	55,2	54,8	54,7	55	55,2	55,5	55,3
13	53	53	53	53	53,8	53,7	53,6	53,6	53,5	53,3	53,8	53,2
14	54,7	54,5	54,3	54,1	53,8	53,5	53,2	52,9	52,7	52,5	52,1	52
15	54,3	54,3	54,5	54	53,5	53,1	53	52,8	52,5	52,5	52,6	52,7

Список использованных источников

- 1 Ансберг, Е.А. Практикум по общей гидрогеологии / Е.А. Ансберг, В.П. Боровицкий. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. - 230 с.
- 2 Всеволожский, В.А. Основы гидрогеологии: учебник / В. А. Всеволожский. - 2-е изд., перераб. и доп. - Москва : МГУ, 2007. - 448 с.: ил. - (Классический университетский учебник). - Библиогр.: с. 434-437. - ISBN 978-5-211-05403-5.
- 3 Гавич, И.К. Сборник задач по общей гидрогеологии / И.К. Гавич, А.А. Лучшева, С.М. Семенова-Ерофеева. - М.: Недра, 1985. - 156 с.
- 4 Гавич, И.К. Методы обработки гидрогеологической информации с вариантами задач / И.К. Гавич, С.М. Семенова, В.М. Швец. - М.: Высшая школа, 1981. - 160 с.
- 5 Геология: учебник для вузов / А.М. Гальперин [и др.]. – М.: Мир горной книгиГорная книгаИзд-во Московского гос. горного ун-та, 2008. - (Горное образование).. - ISBN 978-5-91003-024-8. - ISBN 978-5-7418-0489-6. - ISBN 978-5-98672-071-5 Ч. III: Гидрогеология. - , 2008. - 401 с.: ил.
- 6 Гордеев, П.В. Руководство к практическим занятиям по гидрогеологии / П.В. Гордеев, В. А. Шемелина, О.К. Шулякова. - М.: Высшая школа, 1981. - 152 с.
- 7 ГОСТ 25100-95. Грунты. Классификация. – М.: Изд-во стандартов, 1995. - 30 с.
- 8 Геологический словарь. В 2-х томах. – М.: Изд-во «Недра», 1973. – Т. 1. - 486 с.; Т. 2 - 454 с.
- 9 Гидрогеология СССР. Том XIV. Урал / под ред. В.Ф. Прейса. - Уральское территориальное геологическое управление. – М.: Изд-во «Недра», 1972. - 648 с
- 10 Дублянская, Г.Н. Методические указания к проведению практических занятий по курсу «Геология и гидрогеология» для студентов дневной формы обучения / Г.Н. Дублянская. - Симферополь: ДИСИ, 1987. - 36 с.
- 11 Карцев, А.А. Нефтегазовая гидрогеология: учебник для вузов / А.А. Карцев, С.Б. Вагин, В. П. Шугрин. - М.: Недра, 1992. - 208 с.: ил.
- 12 Кац, Д.М. Основы геологии и гидрогеологии / Д.М. Кац. – 2-е издание переработанное и дополненное. М.: Колос, 1981 - 351с.
- 13 Кирюхин, В.А. Общая гидрогеология / А.И Коротков, А.Н Павлов. - Л.: Недра, 1988. - 356 с.
- 14 Климентов, П.П.Общая гидрогеология / П.П. Климентов, Г.Я. Богданов. – М.: Изд-во «Недра», 1977. – 356 с.
- 15 Кротова, Е.А. Методические рекомендации к выполнению контрольных заданий и лабораторных работ по гидрогеологии для студентов Ш курса заочного отделения геологического факультета / Е.А. Кротова. – Пермь: Изд-во «Пермского гос. университета», 1977. - 34 с.
- 16 Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология / под ред. Е. С.

Пиннекер - Новосибирск: Наука, 1980. - 229 с.

17 Скабалланович, И.А. Гидрогеологические расчеты/ И.А. Скабалланович. Издание второе дополненное и переработанное. – М.: [б.и.], 1960. – 407 с.

18 Справочное руководство гидрогеолога. В 2-х томах. - Л.: Недра, 1979, Т. 1. 511 с.

19 Справочник по инженерной геологии / под редакцией М.В.Чуринова. -3-е издание переработанное и дополненное. – М.: Недра, 1981.- 325 с.

20 Чернышев, С.Н. Задачи и упражнения по инженерной геологии. / С.Н. Чернышев, И.Л. Ревелис, А.Н. Чумаченко. - М.: Высшая школа, 1984. - 206 с.

Приложение А

(справочное)

Образец выполнения работы

20 мм

Задание № 1

Расчет коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам

30 мм

15 мм

ШТАМП

20 мм

стр1

ОБРАЗЕЦ ЗАПОЛНЕНИЯ ШТАМПА

Вариант:	Группа:	Ф.И.О дата сдачи	Отметка преподавателя
№ 5	07 ГС	Петров И.А. 07.06.2010	

Рисунок А.1