

Проф. Ф. П. САВАРЕНСКИЙ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ОНТИ ГОРТЕОНИ-ОТВИЗДАТ 1954

Гидрогеология

551.48
С-13

Проф. Ф. И. САВАРЕНСКИЙ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ГУУЗ'ом Наркомтяжпрома СССР допущено
к изданию в 1933/4 уч. году в качестве учебника

*Учеб. Гидрогеол. 1934г.
7/10 34г.*

7968



ОПТИ НЕТИ СССР 1933
ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГОРНО-ГЕОЛОГО-НЕФТЯНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
Москва * Ленинград * Новосибирск

АННОТАЦИЯ

«Гидрогеология» проф. Саваренского—пока первый и единственный у нас учебник, наиболее полно охватывающий учение о подземных водах. Существующие русские руководства по гидрогеологии охватывают только часть вопросов, а переводные пособия и руководства построены на примерах нам мало знакомых, не охватывают всех вопросов гидрогеологии или имеют технический уклон. Книга Саваренского имеет исключительный интерес как для учащихся ВТУЗ'ов и ВУЗ'ов, так и для практических работников в области гидрогеологии и инженерной геологии.

Сдано в набор 30 августа 1933 г.
Поступило к печати 27 ноября 1933 г.
Формат бумаги 62×94.
Количество печатных листов 20.
Количество печ. знаков в листе 49920.
Уполн. Главлита № В-60531.

Редактор Н. Н. Иорданский.
Техн. редактор А. С. Полосина.

Горгеонефтеиздат № 83/44.
Тираж 4000 экз.

Заказ № 3026.

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Надо
75	табл. 15	$\frac{\text{Na}_2\text{O}_4}{\text{NaCl}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{SO}_4}{\text{NaCl}}$
85	табл. 16	направление гидранта	направление градиента
121	19 снизу	$v_1 = 0,00004$	$v_2 = 0,00004$
141	2 снизу (рис. 82)	II—область балок	II—область болот
6	формула 17	$v = Cd^3 \frac{H}{l} (0,70 + 0,03t)$	$v = Cd^2 \frac{H}{l} (0,70 + 0,03t)$
29	формула 25	D	g
30	4 сверху	D	g
35	формула 32	$Q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{-2l}$	$Q = ka \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l}$
237	23 снизу	$R = \frac{Q}{mk(H^2 - h_2^2)}$	$R = \frac{mk(H^2 - h^2)}{Q}$
38	11 *	$= \pi k \frac{(2H - s)}{\ln \frac{R}{r}}$	$= \pi k \frac{(2H - s)s}{\ln \frac{R}{r}}$
241	6 *	$Q = vf = Cf$	$Q = vf = Cf \sqrt{\frac{f}{P}} i$
51	Рис. 131	Колодец должен быть показан до водоупорного слоя.	
67	6 сверху	CO	CO ₂
91	4 *	$q_2 = \frac{Q(T - t)}{t_2 - t_1}$	$q_2 = \frac{Q(T - t_1)}{t_2 - t_1}$

Оглавление

Стр.

От автора	5
Введение	7
1. Вода в природе и вода в земной коре	10
Вода в атмосфере, на земной поверхности, в биосфере, в земной коре, в магме	10
Связанная подземная вода и подземные воды в собственном смысле	12
Количество подземных вод в земной коре	13
2. Значение температуры в распределении и состоянии воды в земной коре	13
Распределение температуры по глубине	15
3. Круговорот воды в природе	26
Осадки	27
Испарение	31
Сток	35
4. Физические свойства горных пород, определяющие их отношение к воде	42
Сквозность и пористость	43
Объемный и удельный вес	49
Механический состав и механический анализ рыхлых горных пород	52
Влияние коллоидной части породы на ее сложение, водопроницаемость и механический состав	58
5. Вода в горных породах	62
Различные виды состояния воды в породе	62
Водопроницаемость	67
Капиллярные явления	70
Степень насыщения породы водой и влагоемкость	75
Естественная влажность	77
Водоотдача	79
6. Происхождение подземных вод	80
7. Классификация подземных вод	86
8. Безнапорные воды	90
Грунтовые воды	90
9. Роль рельефа в питании подземных вод	113
Рельеф и микрорельеф	113
Подземные воды и овраги	117
10. Грунтовые воды в аллювиальных отложениях	119
11. Грунтовые воды в ледниковых отложениях	128
12. Грунтовые воды степей	131
13. Грунтовые воды областей недостаточного увлажнения	133
14. Зональность грунтовых вод	138
15. Различные случаи залегания грунтовых вод	143
Грунтовые воды морских побережий	143
Межпластовые безнапорные воды	147
Верховодка	147
16. Болота, их связь с подземными водами и их роль в гидрологии страны	149
17. Влияние леса на грунтовые воды	159
18. Подземные воды предгорных равнин и долины	163
19. Подземные воды в трещиноватых породах	167
20. Карстовые воды	173
21. Подземные воды в условиях вечной мерзлоты	188

22. Напорные воды	194
Артезианские воды	194
Воды тектонических трещин	205
Полунапорные (субартезианские) воды	206
23. Минеральные воды	207
24. Источники	211
Восходящие источники	211
Нисходящие источники	212
25. Движение подземных вод	222
Общие сведения	222
Определение коэффициента водопроницаемости	225
26. Движение подземных вод к водосборным сооружениям	236
Расход канавы	236
Дебит колодца. Формула Дюпюи и формула Смрекера	237
Опытные откачки	243
Применение формулы Дюпюи к напорным водам	248
Поглощающие колодцы	250
27. Определение расхода и производительность подземного потока	252
Ресурсы подземных вод	255
28. Физические свойства и химический состав подземных вод	256
Физические свойства	256
Химический состав	260
Бактериологический анализ	271
29. Химический анализ	272
Количество растворенных веществ	273
Способы выражения химического анализа подземных вод	273
Эквивалентная форма выражения анализа	275
Классификация вод по Пальмеру	278
Нормы качественной оценки воды	285
Критическая оценка химического анализа подземных вод	286
30. Температура подземных вод	289
31. Питание подземных вод	293
32. Режим грунтовых вод	299
Климат и подземные воды	299
Зависимость уровня грунтовых вод от осадков	300
Колебания уровня грунтовых вод	302
Колебания уровня грунтовых вод в зависимости от барометрического давления	304
Влияние выпадающих осадков на поднятие уровня грунтовых вод в колодцах и ход просачивания их в почву	305
Изучение режима грунтовых вод	308
Стационарные исследования грунтовых вод	309
Приложение 1. Атомные веса наиболее часто встречающихся при анализе воды химических элементов	311
Приложение 2. Пересчетные коэффициенты для перечисления ионов в мв-эквивалентной форме	311
Предметный указатель	312

От автора

Крайний недостаток пособий по гидрогеологии и возрастающая потребность в них побудили автора написать предлагаемую книжку. Существующая литература по гидрогеологии, как иностранная, так и наша советская, бедна. Из пособий русских авторов можно указать: П. В. Отоцкий «Грунтовые воды», ч. 2 — Грунтовые воды и леса, 1905; П. Н. Чирвинский «Учебник гидрогеологии», 1922 — краткое конспективное изложение (обе книги давно разошлись) и О. К. Ланге «Краткий курс гидрогеологии», 1931 — отвечающее современному состоянию науки, но краткое руководство. Иностранные и переводные руководства не совсем удовлетворяют нашим современным требованиям. Некоторые, как например прекрасная книга проф. К. Кейльгака, несколько устарели и не содержат общих сведений о физических свойствах рыхлых горных пород, определяющих отношение их к воде и виды состояния воды, в чем наша наука наряду с американской продвинулась уже далеко вперед. Тем же недостатком обладает и книжка Гефера «Подземные воды и источники», переведенная на русский язык и уже разошедшаяся, как и книга Кейльгака. Другие пособия, например Dièner, Aucher, Imbeaux, Canavari, Lasey, Koehne, Prinz, либо не охватывают всех вопросов гидрогеологии, либо имеют технический уклон, как например переведенная на русский язык обстоятельная книга Принца. Кроме того переводные пособия и руководства построены на примерах, нам мало знакомых, что очень затрудняет, особенно учащихся, усвоение приведенных в этих примерах явлений. Между тем гидрогеология в СССР так широко развернулась за последнее время, что сама дает богатейший материал для изучения подземных вод и условий их залегания на конкретных примерах знакомой нам природной и хозяйственной обстановки.

Поэтому автор старался по возможности брать примеры из гидрогеологии СССР, преследуя цель приблизить читателя к природным явлениям, с которыми ему приходится иметь дело. К сожалению из многочисленных работ, исполненных как ранее, так и за последнее время, в напечатанном виде имеются лишь немногие, архивные же материалы не всегда доступны, почему не всегда удавалось приводить подходящие примеры из гидрогеологии СССР.

Естественно, что при сложности вопросов, затрагиваемых гидрогеологией, и обширности соприкасающихся с ней научных дисциплин трудно дать в одной книге исчерпывающий и равномерный материал по всем отделам науки о подземных водах. К тому же необходимость сдать в печать и без того сильно запоздавшую работу лишала автора возможности более обстоятельно проработать некоторые главы. Так например недостаточно подробно развита глава об артезианских водах, отсутствуют сведения о гидрохимических и минеральных выделениях подземных вод, а также не включены сведения по нефтяным и сопочным водам и некоторые другие. Возможны недостатки и ошибки в изложении и объяснении некоторых явлений. За все указания в этом отношении автор будет признателен.

Ф. Саваренский

1933 г.

Кабинет инженерной геологии

МГРИ

Москва, Моховая, 11.

Введение

Гидрогеология имеет предметом изучения подземные воды, их происхождение, условия их залегания, движение, свойства и условия, определяющие те или иные технические мероприятия по использованию подземных вод, регулированию их или удалению.

Поскольку подземные воды заключены в земной коре и их залегание, движение и состав зависят от геологического строения и состава горных пород, гидрогеология настолько тесно связана с геологией, что долгое время рассматривалась как часть геологии. Изучение гидрогеологии вообще и исследование подземных вод обыкновенно невозможны без знания геологии.

С другой стороны, движение подземных вод и технические мероприятия по их использованию или удалению основываются на гидрологии и общих положениях гидравлики. Поэтому эта часть учения о подземных водах получила свое развитие в работах гидрологов и инженеров. Таким образом в литературе по подземным водам намечаются два направления или уклона: геологический (геология подземных вод) и гидролого-технический (гидрология подземных вод).

Учение о подземных водах соприкасается кроме геологии и гидрологии с целым рядом других научных дисциплин: физикой, химией, минералогией, метеорологией и т. п. и требует от гидрогеолога основательной естественноисторической подготовки. Разнообразна и методика исследования подземных вод. Гидрогеология тесно связана с разными отраслями народного хозяйства: водоснабжением, мелиорацией, гидротехническим строительством и пр., которые определяют направление данной научной дисциплины и дают материал для ее развития.

Значение изучения подземных вод чрезвычайно велико. Участвуя в общем круговороте воды на земном шаре, они наряду с поверхностными водами и климатом определяют гидрологический облик страны и между прочим являются фактором постоянного питания рек.

Циркулируя в земной коре, подземные воды участвуют в геологических процессах земли, растворяя одни минеральные соединения и вынося их в области накопления растворимых соединений: океаны и внутриконтинентальные бессточные области и отлагая другие соединения на своем пути, например в трещинах земной коры и при выходе на поверхность. Наконец, переходя в связанное состояние, подземные воды участвуют в построении многих минеральных тел и, освобождаясь из них, снова могут оживать в виде бьющей источником воды.

Исключительное значение имеют подземные воды, особенно учитывая новые идеи конденсационного образования почвенной влаги, в биосфере и в частности в растительности земного шара.

Практическое значение подземных вод в жизни человека всем известно. Достаточно указать, что водоснабжение большинства городов основано на использовании подземных вод. По данным на 1923 г. для 172 городов Европейской части Союза, для водоснабжения пользуются подземными водами 110 городов, или 64%, подземными и поверхностными — 8 городов, или 4,6%, и поверхностными — 54 города, или 31,4%. Особенное значение приобретают подземные воды в тех районах, в которых нет поверхностных вод достаточного количества и качества. Гор. Баку например пользуется для своего водоснабжения водопроводом, берущим воду в 185 км от города. Многие промышленные предприятия не получают развития в силу отсутствия достаточного количества подземных и поверхностных вод. Кроме того почти все отрасли народного хозяйства соприкасаются так или иначе с использованием или удалением подземных вод (орошение, осушение, дорожное и промышленное строительство и т. п.).

Следует отметить, что подземные воды не подходят полностью под понятие полезных ископаемых, и отличают их следующие существенные признаки:

1. Подземные воды не обладают постоянными запасами, как прочие полезные ископаемые, так как они возобновляются в процессе круговорота воды на земном шаре. Определение запасов подземных вод в большинстве случаев не имеет того практического значения, как для всех прочих полезных ископаемых. При использовании подземных вод, например для водоснабжения, приходится рассчитывать не на тот объем, который занимают подземные воды в земной коре или в данном бассейне или водоносном слое, а на приток подземных вод, обеспечивающий правильную эксплуатацию водных запасов.

2. Подземные воды, как жидкое тело, отличаются подвижностью, и в этом отношении из других полезных ископаемых ближе всего к ним стоит нефть, но подземные воды отличаются от нее тем, что в большинстве случаев они находятся в постоянном движении от области питания к области выхода, тогда как миграция нефти может совершаться в геологическом разрезе времени.

3. Наконец подземные воды отличаются от других полезных ископаемых тем, что они далеко не всегда являются «полезными», а наоборот, иногда вредными, и требуется борьба с ними, например когда они являются причиной заболачивания или подтопления или деформаций грунта, например в оползневых явлениях, в явлениях осадки грунта под сооружениями и т. п.

Гидрогеология — наука совсем молодая; многие стороны ее не получили достаточного развития, а методика находится еще в стадии разработки. Достаточно указать, что геофизические методы, нашедшие уже применение в геологии и в рудном деле, пока совсем почти не применяются при исследовании подземных вод. Несмотря на молодость и недостаточную разработанность, в гидрогеологии уже теперь намечается несколько отдельных групп вопросов, объединенных или своим содержанием, или назначением, или методикой; например региональная гидрогеология и предшествующая ей гидрогеологическая съемка, которая ведется на основе геологической съемки или совместно с ней; минеральные воды, выделяющиеся из общей группы подземных вод своими условиями залегания, минеральным составом и температурой, своим назначением и мето-

дикой исследования; динамика подземных вод, изучаемая на основании общих положений гидравлики и с помощью специальных технических приемов на месте (опытные откачки, определение дебитов, скоростей и т. п.), — все эти вопросы настолько уже специальные, что обычно требуют для своего выполнения различных лиц даже с различной подготовкой. Гидрогеологическую съемку например часто ведут геологи, а определение дебита или расчет грунтового потока требуют уже знакомства с техническими приемами и математикой.

Вода в природе и вода в земной коре

Вода в атмосфере, на земной поверхности, в биосфере, в земной коре, в магме

Вода в природе встречается во всех трех состояниях, во всех зонах планеты.

В атмосфере: в парообразном состоянии — в воздухе, в капельно-жидком — в облаках, тумане, дожде и пр. и в твердом — в виде тонких ледяных кристаллов в высоких перистых и слоистых облаках, а также в виде гидрометеоров — снега, града. Вода переходит из одного состояния в другое под влиянием изменения температуры и давления. Количество парообразной воды в воздухе измеряется в граммах на куб. метр или в виде упругости водяного пара в миллиметрах ртутного столба (абсолютная влажность), или в процентах от того количества, которого достаточно для полного насыщения воздуха (относительная влажность). Между поверхностью земли и атмосферой существует постоянный обмен влагой. Земная поверхность отдает воду в атмосферу путем испарения и получает в свою очередь из атмосферы в виде гидрометеоров (дождя, снега, града и т. п.) и конденсации водяных паров на самой поверхности почвы (роса), а также в порах почвы (подземная роса или конденсационная вода).

На земной поверхности вода находится в виде морей, озер и рек, а также льда и снега. Общее количество поверхностных вод, по Крюмелю, измеряется в 1 300 000 000 км³. По Лукашевичу, вся масса морской воды составляет 1 417 400 000 км³. Вернадский («Очерки геохимии») приводит следующие количества:

Воды океанической (не считая растворенных солей)	1 400 000 000 км ³
Воды льдов и суши	4 000 000 »

В биосфере вода находится в растительных и животных организмах и участвует в обменном процессе между живой и неживой материей, значение которого в последнее время выясняется геохимией (Вернадский). Растительный покров, потребляя значительное количество воды и испаряя ее в атмосферу, оказывает существенное влияние на водный баланс верхних слоев земной коры.

В земной коре вода находится в разных состояниях и в разных условиях: в парообразном состоянии — в виде пара, растворенного в воз-

духе, наполняющем поры, промежутки, трещины в горных породах, в жидком состоянии — в виде собственно подземных вод и наконец в твердом состоянии — в виде льда (ледяные пещеры, вечная мерзлота).

Кроме того вода участвует в построении кристаллического вещества некоторых минералов (кристаллизационная вода), в образовании гидратных соединений (гидратная) и в составе молекулярного строения некоторых минеральных соединений (конституционная вода).

В магме вода находится в виде водяного газа, растворенного в ней.

Примеры минералов кристаллизующихся с водой

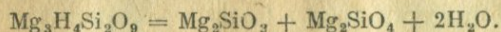
	Содержание воды
Мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	55,9%
Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	20,9%
Карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	39 %

Минералы — водные окислы:

Лимонит $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	25,2%
Боксит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	26,1%
Манганит $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	10,3%
Опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	—

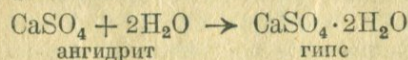
Особую группу составляют так называемые цеолиты — алюмосиликаты, обладающие высокой поглотительной способностью, которые при нагревании теряют свою воду без нарушения строения минерала. Обезвоженные цеолиты, помещенные в водяные пары, быстро восстанавливают свою потерю.

Наконец минералы с гидроксидом в молекулярном ядре, отдающие воду при более высокой температуре, распадающиеся с выделением воды, например серпентин:

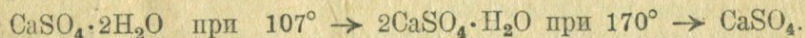


К числу водных алюмосиликатов относятся также: слюды, хлорит, тальк, глины.

Вода, заключенная в минералах, при соответствующих условиях выделяется из них, и, наоборот, во многих реакциях происходит поглощение воды. Так сернокислый кальций CaSO_4 может образоваться в виде безводного минерала ангидрита. При доступе воды ангидрит постепенно превращается в гипс:



и обратно



Процессы обогащения водой и обезвоживания некоторых соединений довольно обычны в верхних слоях земной коры. Сюда относятся процессы гидратации и дегидратации, например гидрохимический процесс образования бурого железняка $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ при выветривании известняков, содержащих FeCO_3 , или при бактериологическом процессе образования болотной руды и т. п.

С другой стороны, может происходить и обратный процесс обезвоживания, который может протекать в различных условиях и различных направлениях: в глубоких слоях под действием давления и температуры водные окислы железа переходят в безводный красный железняк (гематит), в поверхностных же слоях, в почвах и подпочвах, особенно в условиях избыточного увлажнения, гидраты окиси железа переходят в закисные формы солей (FeO).

Другим примером минеральных соединений, легко обогащающихся водой, являются минералы марганца: пиролюзит (безводный MnO_2) и водные марганцевые соединения — вады и псиломеланы, которые могут переходить одни в другие при участии организмов и водных растворов.

Значительно более устойчивыми являются водные минералы, образовавшиеся из магмы или в зоне метаморфизма, но и они способны при известных процессах отдавать заключенную в них воду.

Распределение водных минералов в земной коре зависит от термодинамических условий на разных глубинах.

По Ван Хайзе (Van Hiese), литосфера подразделяется на зону катаморфизма и зону аноморфизма.

Зона катаморфизма (разрушения). Здесь происходит разложение сложных соединений. Реакции с образованием соединений с кислородом и гидратацией. Подразделяется на зону выветривания (до уровня подземных вод) и зону цементации. Общая мощность около 10 км.

Зона аноморфизма (воссоздания). Реакции восстановления; минералы за исключением слюды безводны. Мощность 2—3 км; ниже идет зона развития пластических масс.

Что касается магмы, то в настоящее время можно считать установленным, что водяной газ участвует в растворе магмы.

Водяные пары участвуют в кристаллизации магмы как минерализаторы, а также в образовании рудных выделений гидротермического и пневматолитического происхождения.

Интересно отметить, что древние извержения породы содержат газов (и водяных паров) больше, чем более молодые и современные лавы, что дало повод Левинсон-Лессингу высказать предположение, что не являются ли они результатом позднейших процессов (может быть распада). При вулканических извержениях значительные массы воды выделяются из поднимающейся магмы. Кроме того часть воды удерживается образующейся при остывании лавы горной породой.

В 1902 г. Э. Зюсс опубликовал свою теорию образования подземных вод из водяных паров магмы, которые он назвал ювенильными и в отличие от вадозных вод, циркулирующих в верхних слоях земной коры и образовавшихся от проникновения атмосферных осадков. Многие минеральные и особенно термальные источники, по Зюссу, должны быть ювенильного происхождения. Впоследствии Зюсс несколько видоизменил свою теорию, считая, что из магмы выделяется водород, который в соединении с кислородом дает воду.

Более внимательное изучение терм и минеральных источников приводит однако исследователей к выводу, что большинство их образовалось за счет проникновения в более глубокие слои обычных вадозных вод.

Тем не менее магма может быть источником выделения водяных паров.

Связанная подземная вода и подземные воды в собственном смысле

Таким образом вода кроме капельно-жидкого состояния присутствует в недрах земли в разных других состояниях: заключенная в магме и минералах, в виде водяного пара, в виде физически поглощенной горными породами воды (гигроскопической влажности). Все эти виды воды могут при соответствующих условиях быть источниками образования

капельно-жидкой воды, равно как могут образоваться из нее, т. е. представляют собой некоторую систему равновесия лишь при определенных физико-химических соотношениях.

Эти запасы воды в недрах земли, относимые некоторыми авторами к «подземным водам», представляют собственно запасы так или иначе связанной подземной воды. Мы считаем необходимым расчленив эти понятия и под «подземными водами» в собственном смысле разумеем капельно-жидкую воду, заполняющую пустоты и поры в горных породах, способную к перемещению в них и вытеканию или извлечению из них.

Понятно, что между связанной подземной водой и собственно подземными водами существует определенная зависимость, выражающаяся в переходе воды из одного состояния в другое, но эта зависимость и эти взаимоотношения остаются еще очень мало изученными.

Количество подземных вод в земной коре

Общее количество подземных вод разными учеными определяется весьма различно. Приведем данные, собранные Е. Эмбо (табл. 1).

Таблица 1

Автор вычислений	Дата	Количество свободной подземной воды		
		в млн. м ³	в отношении к объему земного шара	в толщине слоя воды, равномерно покрывающей земной шар в м
Delesse	1861	1 175 085	1 : 921 000	2,304
Slichter	1902	509 000	1 : 214 000	0,998
Van Hise	1904	35 260	1 : 30 715 000	0,068
Chamberlin и Salisbury	1905	От 125 345 до 250 690	От 1 : 8 640 000 до 1 : 4 320 000	От 0,216 до 0,420
M. L. Fuller	1906	15 040	1 : 72 000 000	0,030

Приведенная таблица показывает, насколько различны представления авторов о запасах подземных вод. Это происходит от того, что современное состояние наших знаний не позволяет определить мощность той зоны земной коры, в которой возможно присутствие воды в жидком состоянии, а также определить пористость этой зоны, т. е. отношение объема пор и пустот к объему этой зоны, состоящей из разных горных пород.

2

Значение температуры в распределении и состоянии воды в земной коре

В распределении влаги с глубиной и в предельной глубине залегания подземных вод наибольшее значение принадлежит температуре, которая определяет переход воды из одного состояния в другое, и воз-

растающему с глубиной давлению. Наиболее важным является переход воды из парообразного состояния в жидкое и обратно, который может происходить во всех слоях земной коры, но наиболее возможен и вероятен в зонах верхней и нижней границ подземных вод. Поэтому мы считаем нелишним остановиться несколько на вопросе распределения температуры в земной коре по глубине.

Переход воды из жидкого состояния в парообразное или твердое сопряжен с затратой или с выделением тепла.

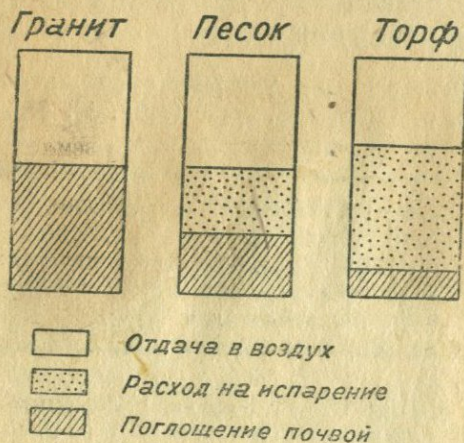
Так при обращении 1 г воды в пар требуется 537 кал тепла, и обратно, столько же калорий освобождается при конденсации, т. е. переходе пара в капельно-жидкое состояние. Смоченная поверхность почвы нагревается от солнечных лучей меньше, чем поверхность иссушенной почвы или горной породы, так как в первом случае значительная часть полученного тепла тратится на парообразование, тогда как во втором случае все поглощаемое тепло идет на нагревание, например в сухих пустынях.

Вода, заключенная в земной коре, связана с водой, заключенной в атмосфере, возможностью взаимного перехода из одной в другую. Принимая во внимание значительное количество тепла, поглощаемого или выделяемого при процессе перехода жидкой воды в парообразную и обратно, надо допустить значительное изменение теплового режима, особенно на границе почвы и воздуха, к которой всего больше приурочены явления испарения и конденсации.

При обращении 1 г воды в лед освобождается 80 кал

тепла, и, обратно при таянии льда затрачивается 80 кал на 1 г льда.

Рис. 1. Распределение солнечного тепла для различных видов почвы (по Р. Гайгер — климат надземного слоя воздуха).



Таким образом и при переходе температуры через 0 изменение физического состояния влаги в верхних слоях почвы связано с изменением теплового режима почвы.

Следует отметить также, что объем при обращении воды в лед увеличивается на 10%. Это обстоятельство имеет существенное значение в процессе выветривания горных пород, минералов и искусственных строительных материалов, а в районах вечной мерзлоты — в явлениях деформации грунта и оснований сооружений.

Можно считать, что из солнечной радиации (излучения) 25% задерживается атмосферой и 75% достигает поверхности земли. Достигая земной поверхности солнечные лучи частью отражаются от земной поверхности, частью же поглощаются ею и идут на нагревание верхних слоев земной коры и прилегающего воздуха. Можно считать, что $\frac{9}{10}$ достигающих земной поверхности лучей поглощается землей и только 10% отражается обратно.

Наибольшим колебаниям температуры подвержены верхний слой почвы и сама поверхность ее. В полдень поверхность земли имеет тем

температуру выше температуры воздуха, причем нагревание в тропических широтах и особенно пустынях может достигать очень значительных размеров. Так в степной области Индии (Агра) наблюдалась температура на поверхности 69°, а в пустынной области штата Аризона САСШ (Тексон) 71,5°.

Из достигнутой поверхности земли солнечной энергии часть тепла идет на нагревание почвы, часть на нагревание воздуха. Присутствие влаги вносит существенное изменение в это распределение, так как значительная часть тепла, главным образом за счет тепла, поглощенного почвой, тратится на нагревание воды.

Поэтому различные виды почв ведут себя неодинаково в отношении теплового режима в зависимости от влажности. По наблюдениям в Финляндии поверхность гранита почти столько же поглощает тепла, сколько отдает прилегающему воздуху, песчаная почва значительную часть тепла тратит на испарение, а болотная торфянистая большую часть тепла тратит на испарение (рис. 1).

Распределение температуры по глубине

Можно наметить несколько зон в земной коре от поверхности земли, различных по тепловому режиму.

Зона суточных колебаний температуры ограничивается лишь самым верхним слоем — почвой — и не превышает обычно $\frac{1}{2}$ —1 м. В этой зоне сказывается влияние солнечного прогревания за день и охлаждения за ночь. Эта зона более значительна, а разность температур разче выражена в летнее время, особенно в странах с континентальным климатом, тогда как при морском климате разность температур дня и ночи не так велика.

Температура почвы на Муганской опытной станции до глубины 0,8 м (в °C):

Зимой (январь 1922 г.)		7 час. утра	1 час дня	9 час. вечера
Температура воздуха		0,63	7,3	1,9
" на поверхности земли		0,4	10,8	0,9
" на глубине 0,1 м . .		2,6	3,9	4,2
" " " 0,2 " . .		5,3	5,5	5,7
" " " 0,4 " . .		6,2	6,1	6,1
" " " 0,8 " . .		—	8,4	—
Летом (июль 1922 г.)				
Температура воздуха		25,3	32,2	24,1
" на поверхности земли		30,9	54,5	24,4
" на глубине 0,1 м . .		27,0	29,0	29,7
" " " 0,2 " . .		28,5	28,8	28,7
" " " 0,4 " . .		27,9	27,8	28,2
" " " 0,8 " . .		—	24,2	—

Зимой под покровом снега суточные колебания температуры совсем замирают.

Зона годовых колебаний температуры охватывает более значительную часть земной коры, но в общем также невелика и измеряется метрами или десятками метров; она также больше в странах с более резким, континентальным климатом, чем в странах умеренного климата. В экваториальной области равна нулю, а под тропиками меньше, чем в более

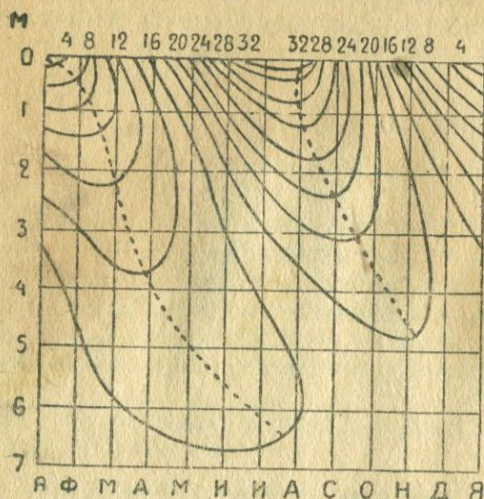
высоких широтах. Прогревание почвы внутрь идет крайне медленно и постепенно, равно как и последующее охлаждение ее за зиму. В силу этого максимум тепла на некоторой глубине наступает с тем большим запозданием, чем глубже данный слой.

В Нукусе, в дельте Аму-Дарьи, на глубине 4 м было (по Доранту, 1874/75 г.).

	Максимум	Минимум
Температура воздуха, °С	26,4 (VII)	-5,6 (I)
„ почвы на глубине 4 м, °С	15,8 (X—XI)	11,9 (IV—V)

т. е. запаздывание выражается для этой глубины в 3 — 4 мес.

При этом разница между максимумом и минимумом постепенно сглаживается с глубиной. Так годовая амплитуда температуры для Ленинграда (по Гласеку)



Глубина, м	Амплитуда, °С
0,0	28,1
0,4	24,5
0,8	18,7
1,6	12,5
3,2	5,4

Максимум тепла достигает наибольшей глубины только к зиме, а холода — к лету.

На рис. 2 представлено распределение температуры с глубиной за год для г. Тифлиса, причем кривые соединяют точки одинаковой температуры за разное время. Такие кривые носят название изоплет. Пунктирной линией, проведенной нормально к изоплетам, показан ход зимнего охлаждения почвы и ход летнего прогревания.

Из рассмотрения этих изоплет можно вывести следующие заключения: 1) период температурной волны, в данном случае между максимумом и минимумом температуры, остается постоянным для любой глубины, именно 6 мес.; 2) время наступления максимума и минимума с глубиной все больше и больше запаздывает; на глубине 6¹/₂ м зимнее охлаждение достигает минимума только в июне-июле, т. е. через 6 мес. после минимума на поверхности; 3) амплитуда температуры с глубиной убывает.

По А. Н. Огильви, при возрастании глубин в арифметической прогрессии амплитуда уменьшается в геометрической прогрессии. Так для г. Тифлиса:

Для глубины 2 м амплитуда	21° — 11° = 10°
„ „ 3 „ „	18° — 14° = 4°
„ „ 4 „ „	16° — 14° = 2°

Промерзание почвы происходит при температуре 0° и ниже. На глубину промерзания почвы влияет географическое положение места. В пределах СССР глубина промерзания почвы (с повторным оттаиванием) увеличивается с юга на север и кроме того с запада на восток, в связи

с усилением континентальности климата. Кроме того на глубину промерзания почвы оказывают влияние многие факторы, а именно: теплопроводность почвы, ее влажность, рельеф (возвышенное или пониженное место, склон — северный или южный), растительность, продолжительность и толщина снежного покрова. Близость грунтовых вод, особенно движущегося грунтового потока, оказывает значительное влияние на промерзание почвы, предупреждая падение температуры ниже 0°. Глубина промерзания почвы имеет большое практическое значение для разного рода строительства, например для заложения оснований зданий, которые при переменном замерзании и оттаивании почвы могут испытывать деформации; особенно же промерзание почвы опасно для водопроводов и канализационных устройств.

Глубина промерзания почвы у нас мало изучена. Некоторыми (П. П. Смиренин, примечание к книге Шульце «Основания и фундаменты») приводятся следующие данные для некоторых мест СССР (в м):

Ленинград	1,77
Москва	1,80
Киев	1,07
Одесса	0,82
Челябинск—Омск	2,40
Иркутск	2,74

По данным Всесоюзного научно-исследовательского института водоснабжения и санитарной техники, глубины замерзания воды в водопроводных трубах зимой 1928/29 г. были для некоторых пунктов (в м):

Алупка	0
Алушта	0,7
Ростов-на-Дону	1—1,5
Харьков, ст. ЮЖД	1,0
Курск	2,0
Москва	2,13 до 3,0
Ленинград	1,0
Кострома	2,50
Вятка	2,30
Свердловск	3,41

Промерзание почвы имеет большое значение в гидрологическом режиме верхних слоев земной коры, так как мерзлая почва является, по мнению большинства ученых, водонепроницаемой, а по мнению некоторых, слабопроницаемой для воды, фильтрующейся с поверхности внутрь.

Надо отметить еще некоторые особенности замерзания воды в почве, а именно вода в очень тонких капиллярах (субкапиллярах) замерзает при температурах ниже 0° и притом тем более низких, чем меньше диаметр капилляра. Кроме того некоторое понижение точки замерзания воды в грунте происходит отчасти и от того, что почвенная вода представляет собой раствор почвенных растворимых соединений и, как раствор, также имеет более низкую точку замерзания.

Для измерения температуры почвы применяются так называемые почвенные термометры, которые представляют собой обыкновенный термометр, укрепленный на конце круглого деревянного стержня, который опускается в эбонитовую трубку, вкопанную в землю на определенную глубину. На некоторых наших метеорологических станциях производят наблюдения над температурой почвы на глубинах: 0,2; 0,4; 0,8;

1,6; 3,2 м. Для измерения температуры больших глубин необходимо применение maximum- и minimum-термометров или термоэлементов.

Зона постоянной температуры. На некоторой глубине разница между температурой зимы и лета уже не сказывается; температура остается постоянной в течение всего года. При этом оказывается, что эта температура близка к средней температуре воздуха данной местности.

Наблюдения показывают однако, что температура постоянного слоя бывает несколько выше средней годовой температуры воздуха данной местности. Так Кайзер приводит следующие данные для трех пунктов:

	Средняя годовая температура воздуха, °С	Температура постоянного слоя, °С
Цюрих	9,0	10,5
Мюнхен	6,9	9,1
Андерматт	3,3	6,1

Глубины постоянного слоя температуры для разных местностей мало известны, так как длительные наблюдения над температурой почвы на разных глубинах ведутся лишь в очень немногих пунктах. Вообще глубина постоянного слоя температуры тем больше, чем резче климатические различия зимы и лета. Поэтому в северных широтах (и соответственно более южных широтах южного полушария) слой постоянной температуры залегает глубже, в полярных областях однако он опять несколько повышается. У нас в пределах СССР эта глубина кроме того увеличивается от северо-западного края с более умеренным климатом к востоку. Между тропиками слой постоянной температуры лежит близко к поверхности, так как там отсутствует влияние зимнего охлаждения и летнего прогревания и имеется лишь слой суточных колебаний температуры. Максимальной глубиной постоянного слоя считают 30 м.

А. Н. Огильви предложен практический метод определения глубины слоя постоянной температуры по данным наблюдений в течение не менее года для нескольких глубин, исходя из того положения, что при увеличении глубины в арифметической прогрессии амплитуда температур изменяется в геометрической прогрессии. Для этого строятся координаты с нанесением по оси x глубин в метрах, а по оси y логарифмов годовых амплитуд температуры до $0,1^\circ$ включительно, считая, что эта величина является пределом точности измерений. Вычисленные амплитуды температур наносятся на координатную сетку. Эти точки в соответствии с указанной выше закономерностью лежат на одной прямой. Продолжая эту прямую до пересечения с осью абсцисс, находят на последней искомую глубину постоянного слоя температуры.

На приведенном чертеже (рис. 3) нанесены наблюдения А. Н. Огильви амплитуды температуры для Боржома (Грузия), а именно: 8° на глубине 4 м, 5° на глубине 6 м и 2° на глубине 10 м. Пересечение продолжения прямой через эти точки дает на абсциссе глубину 23 м.

Наши наблюдения над температурой земной коры слишком ограничены, чтобы делать дальнейшие выводы, но надо полагать, что кроме зоны годовых колебаний температуры существует еще зона многолетних или вековых колебаний температуры, так как глубина температурного хода должна быть неодинакова в различные годы, а в среднем и в разные периоды.

Температурная зональность грунта имеет большое значение в гидрогеологии, так как помогает в некоторых случаях по наблюдению за температурой воды судить о принадлежности ее к тому или иному водоносному горизонту или судить о глубине, с которой появляется вода.

Вечная мерзлота. В северной части нашего материка (и Америки) в силу охлаждения верхних частей земной коры ниже 0° и постоянному слою, имеющему температуру ниже 0° , наблюдается слой вечной мерзлоты.

По определению М. И. Сумгина, которому принадлежит большое число обстоятельных работ по изучению этого явления, вечномерзлой почвой или вечной мерзлотой называется слой почвы или породы, находящейся на некоторой глубине от дневной поверхности, имеющей отрицательную или нулевую температуру, длящуюся непрерывно неопределенно долгое время. Вода, заключенная в таком слое, находится в твердом состоянии в виде льда, и ледяные включения малой или большой мощности являются в таком случае как бы своеобразной горной породой или цементом для рыхлых горных пород. Если в некотором слое, имеющем отрицательную температуру, вода содержится в незначительном количестве, недостаточном для цементирования рыхлой породы, то такой случай получил у некоторых исследователей название сухой вечной мерзлоты.

Слой или участки грунта в толще вечномерзлого слоя, имеющие температуру выше 0° и содержащие воду в жидком состоянии, носят местное название «таликов».

Слой почвы, лежащий над вечномерзлым слоем и ежегодно оттаивающий летом и снова замерзающий зимой, называется слоем летнего оттаивания или зимнего промерзания. Этот слой называют также деятельным, так как к нему приурочены все наиболее существенные процессы в жизни вечномерзлой территории, а именно: к нему приурочена корневая система растений, в нем устанавливается своеобразный режим грунтовых вод, через него происходит теплообмен с более глубокими вечномерзлыми слоями, и кроме того оттаивание и замерзание его является причиной деформаций как самого грунта, так и возводимых на нем сооружений.

Поверхность вечномерзлого слоя обыкновенно неровная, ее рельеф

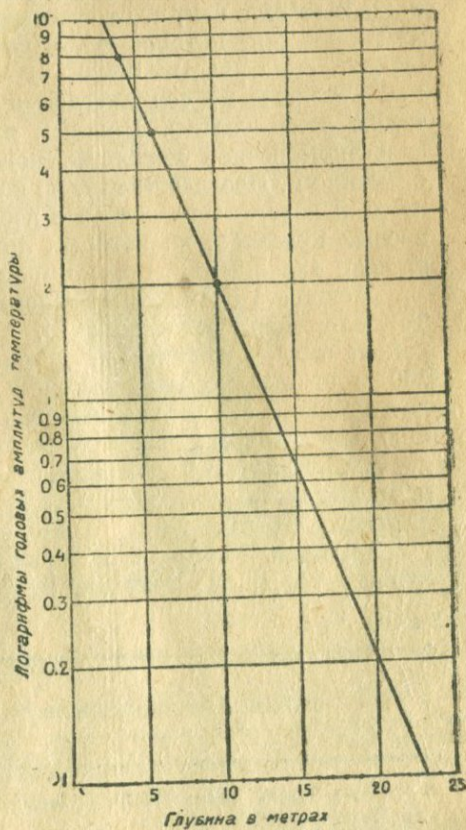


Рис. 3. Графический способ определения глубины постоянного слоя температуры (по Огильви).

изменяется на коротком протяжении. Так например на ст. Зилово Забайкальской ж. д. глубина эта наблюдалась на 2,5 м, а в 300 м от этого пункта на 8,6 м.

Таким образом слой вечной мерзлоты ограничивается сверху границей с ежегодно оттаивающим и смерзающимся деятельным слоем, а снизу проходит по границе с зоной постепенного повышения температуры с глубиной, где температура должна быть близка 0° или несколько ниже в связи с тем, что точка замерзания воды понижается при увеличении давления, которое испытывают эти более глубокие слои. Бывают однако такие участки земли, где зона зимнего промерзания и слой вечной мерзлоты не соприкасаются между собой и между ними остается талый слой (талик). Наконец наблюдаются и более сложные случаи залегания вечной мерзлоты, когда слои вечной мерзлоты чередуются с таликами. Последний тип, не нашедший еще надлежащего объяснения, по всей вероятности связан с неоднородностью пород и наличием водоносных прослоев, по которым циркулируют воды, не достигающие той степени охлаждения, при которой они могли бы замерзнуть.

Мощность слоя вечномерзлого грунта может быть очень значительна. Так например, по данным В. А. Обручева, в Олекминско-Витимском районе нижняя поверхность вечной мерзлоты залегает на глубине 60 — 100 м от поверхности; по наблюдениям Миддендорфа около Якутска на глубине 115,5 м была обнаружена температура $-2,5^{\circ}$ и, по вычислению Миддендорфа, глубину мерзлоты можно предполагать в 187 — 204 м. В Иркутской губернии, по Львову, средняя глубина нижней границы мерзлоты от 19 до 37 м. В Клондайке (Аляска) вечная мерзлота доходит до 61 м.

Приведем указания на мощность вечной мерзлоты для некоторых пунктов (из М. И. Сумгина) (табл. 2):

Таблица 2

Районы и места наблюдений	Мощность вечной мерзлоты, м	Пройдена ли толщина вечной мерзлоты
I. Север Европ. части СССР, Пустозерск . . .	17,83	Пройдена
II. Якутская АССР, Якутск	116,4	Не пройдена
III. Витимо-Олекминская горная страна, Успенский прииск	50—51	Пройдена
IV. Забайкалье, железнодорожная ст. Бушулей	66—67	"
V. Дальневосточный край, бассейн средней Зси, Гераимовский участок	50	Не пройдена
VI. Восточная Сибирь, бассейн Нижней Тунгуски	25	Пройдена
VII. Петров-Забайкальской	49,01	—
VIII. Ст. Сохондо	55,47	—
XI. Ст. Зилово	51,21	—
X. Ст. Сковородина	18,13	—

Температуры вечной мерзлоты изучены еще очень мало. Произведенные в некоторых местах определения дают обыкновенно температуры немного ниже 0°. Так например для ст. Сохондо Забайкальской ж. д. температура 1,0° была наблюдаема с глубины 10,7 м до 23,5 м. В Шергинской шахте (Якутск) наблюдения 1844—1846 гг. дали температуры от $-11,18^{\circ}$ на глубине 2,13 м до $-3,00^{\circ}$ на дне шахты, т. е. 116,4 м. В последнем

Наличие вечной мерзлоты в северных широтах с средней годовой температурой воздуха ниже 0° представляется объяснимым, если принять во внимание, что температура постоянного слоя близка к средней годовой температуре воздуха данной местности.

Значительно труднее объяснить наличие вечной мерзлоты в виде отдельных островов в более южных зонах, где годовая температура воздуха выше 0°. В данном случае приходится принимать во внимание всю совокупность климатических и физикогеографических условий, а именно: низкие температуры воздуха в течение продолжительного времени года, континентальность климата, выражающуюся в малом количестве осадков, в большом излучении тепла с поверхности почвы и резкости колебаний температуры. Немалую роль играет также малая мощность снежного покрова в сопоставлении с низкими температурами воздуха зимой и большим излучением тепла при ясном небе. Тонкий снежный покров не может защитить поверхность земли от охлаждения, между тем сам по себе он отличается исключительно большой способностью к отражению падающих на него солнечных лучей. Так, по Ангстрему, отношение отраженной лучистой солнечной энергии к падающей для разных поверхностей:

Почвы без растительности, сухие	0,12 до 0,18
То же, влажные	0,03 " 0,09
Почвы, покрытые растительностью	0,18 " 0,33
Старый снег	0,70
Свежевыпавший снег	0,81

Таким образом снежный покров поглощает только 20—30% падающих на него солнечных лучей. А так как продолжительность снежного покрова значительна в северных широтах, то понятно, насколько этот фактор влияет на недополучение тепла от солнечных лучей. С другой стороны, отдача тепла слоем мерзлоты должна быть очень значительна в силу большей теплопроводности этого слоя. Теплопроводность горных пород в естественных условиях залегания колеблется от 0,0004 до 0,004 э-кал/см² в секунду, тогда как теплопроводность льда достигает 0,006. Таким образом наличие в рыхлых породах льда значительно повышает теплопроводность породы и соответственно этому должен увеличиваться геотермический градиент (см. дальше). На потерю тепла поверхностью почвы влияет в высокой степени мощность снежного покрова, который, как известно, предохраняет почвы от охлаждения в холодное зимнее время.

На охлаждение поверхности земной коры влияет также рельеф местности. Опускание и застывание холодного воздуха в понижениях местности, особенно отгороженных какими-либо высотами от ветра, способствует понижению температуры воздуха зимой и охлаждению почвы.

Во всяком случае имеющихся в настоящее время фактических данных слишком недостаточно, чтобы можно было подвести твердое теоретическое обоснование под явление вечной мерзлоты во всем его объеме. Отдельные попытки объяснения вечной мерзлоты по температуре воздуха, мощности и продолжительности снежного покрова еще не решают вопроса в целом.

Во всяком случае изучение вечной мерзлоты как явления сегодняшнего дня нельзя считать правильным. В последнее время образова-

ние вечной мерзлоты начинают рассматривать с точки зрения изучения исторического процесса этого явления. Имеются многочисленные факты, указывающие на значительную древность вечной мерзлоты. В различных пунктах вечномерзлотной зоны Сибири известно до 30 находок частей и даже целых трупов вымерших животных ледникового периода, например мамонта, некоторые из которых настолько хорошо сохранились в мерзлом грунте, что мясо их подалось собаками и хищниками и даже местными жителями. Очевидно, что со времени гибели этих животных и до настоящего времени условия консервации их остатков мало менялись. Кроме того по берегам Северного Ледовитого океана и Новосибирских островов наблюдаются ископаемые льды, разделенные между собой толщей глин с костями и бивнями мамонтов. Отсюда вытекает следствие, что вечная мерзлота имеет свою геологическую историю, восходящую к периоду оледенений севера Европы. Многие исследователи поэтому считают современную вечную мерзлоту остатком накоплений льда в предшествующие ледниковые эпохи.

Площадь распространения вечной мерзлоты огромна и в СССР исчисляется в 7—8 млн. км², т. е. одна треть всей площади СССР, а площадь, ограниченная южной границей распространения мерзлоты, по позднейшим исчислениям М. Сумгина, более 9 500 000 км².

Интересно отметить, что единично лед в горных породах встречается в течение круглого года и в значительно более южных широтах. Так например найдена вечная мерзлота на северном склоне горы Развалки около Железноводска (А. Н. и Н. А. Огильви) на глубине 1,5 м в россыпи трахитовой породы. Подобное явление объясняется большой проницаемостью породы, опусканием в ее пустоты холодного воздуха и конденсацией паров.

Зона повышения температуры с глубиной (геотермического градиента). Начиная от слоя постоянной температуры, вниз температура постепенно повышается. Геотермический градиент или градус выражает расстояние, соответствующее повышению температуры на 1°.

Наблюдения над температурой в глубоких скважинах, в шахтах и при прорытии туннелей показывают, что градиент бывает различен в разных местностях и по видимому для разных глубин.

Измерение на больших глубинах	Глубина, м	t° C
Каменноугольная шахта, Розбридж (Англия)	745	34,5
Буровая скважина, Шпренберг (южнее Берлина)	1 268	48,1
„ „ Шлудебах	1 716	56,6
„ „ Парушовиц (глубина 2 003,3 м)	1 959	69,25
„ „ Чухово (Верхняя Силезия, общей глубиной 2 239,7 м)	2 221	83,4
Буровая скважина, Н. Lake у Фермонта (Северная Америка, общей глубиной 2 310 м)	2 133,6	77,8

Наблюдения над температурой на глубине скважин (более 200 м) в Баку (Д. В. Голубятников) дали в общем такие результаты:

	Минимум	Максимум
При глубине скважин до 320 м	24°	38°
„ „ „ „ 640 „	33°	40°

По Томсону, прирост теплоты до 30 км изменяется в арифметической прогрессии, глубже — в геометрической. В среднем можно при-

нять геотермический градиент равен 33 м, т. е. повышение с глубиной на 1° соответствует углублению на 33 м.

Различие геотермического градиента для разных мест объясняется различием геологического строения. Причинами отклонения могут быть: 1) различная теплопроводность горных пород, 2) близость магматических очагов, 3) геохимические процессы, идущие с выделением тепла, как например превращение ангидрита в гипс, окисление и полимеризация нефти в нефтяных залежах и т. п., 4) рельеф земной поверхности, 5) наличие циркулирующих подземных потоков.

Теплопроводность некоторых горных пород и минералов (в кал/см² в секунду):

Воздух	0,0012	Мрамор	0,005
Вода	0,0012	Мел	0,002
Лед	0,06	Песчаник	0,002—0,006
Снег	0,0005	Гранит	0,004
Кварц	0,004	Базальт	0,006
Каменная соль	0,014	Гнейс	0,005
Известковый шпат	0,01	Порфир	0,005
Торфяная земля, сухая			0,0003
То же, насыщенная водой			0,001
Глина сухая			0,0003
То же, насыщенная водой			0,002
Песок сухой			0,0004
То же, насыщенный водой			0,004

Влажность породы и особенно полное насыщение ее водой сильно повышают теплопроводность. Наоборот, сухие пористые и сильно трещиноватые породы благодаря присутствию плохого проводника тепла — воздуха имеют пониженную теплопроводность. В кристаллических телах теплопроводность больше в направлении длинной оси кристалла. В сланцеватых породах теплопроводность больше в направлении слоя, чем нормально к нему.

Близостью вулканических очагов объясняется малый геотермический градиент в Японии.

Присутствие нефти также уменьшает градиент. Для Апшеронских месторождений нефти, по Абрамовичу, температуры и градиенты наблюдались:

Раманы, скв. № 267	глуб., 536,76 м,	t° С 37°,	геотермический градиент 23,75 ж
Сабунчи "	№ 39 "	587,88 "	" 29° "
" "	№ 224 "	626,22 "	" 40° "
Раманы "	№ 256 "	679,47 "	" 45,7° "

Фонтанирующая нефть имеет температуру до 50°.

В горах геотермический градиент возрастает в силу охлаждающего влияния окружающей воздушной среды. Примером влияния рельефа земной поверхности и циркулирующих подземных вод может служить Симплонский туннель (рис. 5). Геоизотермы сближаются в долинах и расходятся под горным массивом. Особая аномалия в положении геоизотерм наблюдалась в южной части туннеля, где туннель пересекал мощные потоки подземных вод низкой температуры, питающиеся в снеговой области гор.

Зная размеры геотермического градиента T , среднюю годовую температуру воздуха данной местности t_0 и глубину слоя постоянной температуры n , можно вычислить приблизительно температуру t_n для

любой глубины или глубину m , соответствующую любой температуре, по формулам:

$$t_m = t_0 + \frac{m-n}{T};$$

$$m = T(t_m - t_0) + n.$$

Там, где величина геотермического градиента и глубина постоянного слоя неизвестны, можно определить температуру для той или иной глубины только грубо приближенно.

Таким образом можно предполагать следующую температуру (в °C):

На глубине	1 000 м	должна быть приблизительно	30
" "	2 000 "	" " "	60
" "	3 300 "	" " "	100
" "	10 000 "	" " "	300
" "	12 000 "	" " "	360

т. е. близкая к критической температуре воды.



Рис. 5. Геозотермы по профилю Симплонского туннеля.

В месте *C* снижение геозотермы вызвано наличием обильных холодных подземных потоков.

Принимая данные t и геотермический градиент T , можно полагать, что вода в жидком состоянии не заключена ниже 10—12 км.

Слихтер принимает эту глубину в 6 миль (10 км) под сушей и 5 миль (8 км) ниже дна океана и общее количество пустот и пор в 10% объема горных пород.

Надо полагать, что пустоты, в которых может сосредоточиться вода, присущи лишь ограниченной зоне, мощность которой принимают до 6,5 км, самое большее 17,6 км.

Геотермические данные очень существенны для определения глубины и условий образования и циркуляции подземных вод. Подземные воды воспринимает температуру тех пород, в которых они залегают. С другой стороны, бывают случаи, когда сами подземные воды влияют на распределение температуры с глубиной, как это видно на примере Симплонского туннеля. С температурой подземных вод познакомимся в дальнейшем.

Главнейшая литература:

1. Мухометов И. В. Физическая геология. Т. I. Общие свойства и состав земли. 3-е изд.
2. Броунов П. И. Курс метеорологии. 1927.
3. Ячевский Л. А. Материалы по геотермике. 1912.
4. Сумгин М. Вечная мерзлота почвы. Владивосток 1927.
5. Сумгин М. Вечная мерзлота. Издание Академии наук, 1931.
6. Огильви А. Н. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. Геологическое издательство, 1931.

Вопросы и упражнения:

1. В каком виде и состоянии находится вода в атмосфере, в земной коре, в магме, в минералах?
2. Какие зоны в земном шаре можно установить по признаку нахождения воды в том или ином виде?
3. Какую температуру постоянного слоя земли можно предполагать в Ленинграде, Москве, Харькове, Тифлисе, Иркутске?
4. Какую температуру можно предполагать в Москве, Харькове, Тифлисе на глубине 100, 200, 500, 1 000, 2 000 м? Средние годовые температуры воздуха: Москвы 3,7°, Харькова 7,6°, Тифлиса 12,9°.
5. На какой глубине можно ожидать температуру, близкую 50, 100, 300° в Москве, Харькове, Тифлисе?
6. Разберитесь в методе выражения зависимости явления от времени изоплетами.
7. Сравните широту района Нерчинска с Москвой и попытайтесь найти объяснение, почему в Нерчинске имеется вечная мерзлота.
8. Чем объясняется расширение зоны вечной мерзлоты в Азиатской части СССР к востоку?
9. Почему на севере Сибири при низких температурах и вечной мерзлоте все же нет оледенения?
10. Определите по данным изоплет для Тифлиса глубину залегания слоя постоянной температуры.

3

Круговорот воды в природе

Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность суши, могут иметь тройную роль: часть их стекает по склонам, попадает в ручьи и реки и поступает в море, часть испаряется поверхностью земли и растительностью обратно в атмосферу, а часть просачивается вглубь (инфильтрация) и идет на пополнение подземных вод, имеющих в конце концов тоже сток в реки и затем в море. Таким образом:

O (осадки) = C (непосредственный сток) + I_c (испарение) + I_n (инфильтрация).

Соотношение этих трех слагаемых не является чем-то неизменным и постоянным, а зависит от целого ряда природных условий места и времени.

Таким образом сток с суши происходит как путем непосредственного стекания выпавших осадков по поверхности земли, так и путем инфильтрации атмосферных осадков в почву и дальнейшего движения в виде подземных вод, вытекающих далее в речные долины и поступающих в море. Непосредственный (поверхностный) сток зависит от длины пути и уклона поверхности и происходит сравнительно быстро, тогда как подземный сток зависит кроме того от проницаемости горных пород и происходит сравнительно с поверхностным очень медленно.

Если объединить поверхностный и подземный сток, то водный баланс земной поверхности складывается из следующих элементов:

Годовое испарение с морей	I_m
Годовые осадки на поверхности морей	O_m
Годовое испарение с суши	I_s
Годовые осадки на поверхности суши	O_s
Годовой сток рек	C

Поверхность морей испаряет ежегодно воды столько, сколько выпадает на нее атмосферных осадков и стекает с суши в виде рек, т. е.

$$I_m = O_m + C.$$

С суши же испаряется относительно меньшее количество воды, равное количеству выпадающих на нее осадков за вычетом стока в море, т. е.:

$$I_c = O_c - C.$$

Из этого сопоставления видно, что часть воды, испаряемой океанами, переносится и выпадает на сушу, возвращаясь затем в океан через сток.

По Фриче (Великанов М. А. «Гидрогеология суши»), эти количества выражаются следующим образом (в км³):

Испарение с морей	384 000
" с суши	81 300
Осадки на море	353 360
" " суше	111 940
Речной сток в море	30 640

Осадки

Осадки, их количество и распределение играют большую роль в выяснении питания подземных вод, а потому учет их представляется гидрогеологу иногда совершенно необходимым, например в выяснении условий питания и обеспеченности того или иного водоносного горизонта или источников, капируемых для водоснабжения какого-либо населенного или промышленного пункта.

Измерение осадков производится на метеорологических станциях и дождемерных пунктах помощью дождемеров — приборов (рис. 6), состоящих из вертикального цилиндрического ведра из цинка или оцинкованного железа с сечением в 500 см² с двойным дном. Верхнее дно имеет вид воронки, укрепленной на некотором расстоянии от дна, и имеет целью предохранить атмосферные осадки, стекающие с него на дно, от испарения. Сбоку у ведра имеется трубка, через которую из дождемерного ведра можно выливать воду в дождемерный измерительный стакан, который градуирован так, что одному крупному делению соответствует 50 см³ воды, т. е. слою воды в дождемере в 1 мм. Промежутки между этими делениями делятся в свою очередь на 10 частей, из которых каждая следовательно соответствует $\frac{1}{10}$ миллиметрового слоя воды в дождемере. Дождемер устанавливается на столбе на высоте 1,5 м над землей, так чтобы край дождемерного ведра приходился на 2 м над землей. Для предохранения от выдувающего действия ветра вокруг дождемерного ведра к столбу прикрепляется коническая воронка, так назы-

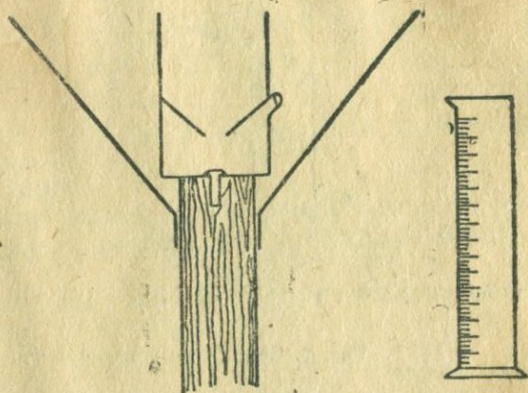


Рис. 6. Дождемер и дождемерный стакан.

ваемая защита Нифера. Обыкновенно замеряют количество осадков, выпадающих за сутки. Для этого снимают ведро и переливают воду в измерительный стакан. В зимнее время необходимо внести предварительно ведро в дом, чтобы нападавший снег растаял. Количество атмосферных осадков выражают в миллиметрах или реже в сантиметрах слоя воды, который образовался бы над данной поверхностью от осадков, выпавших за определенный срок. Для определения длительности и интенсивности дождей на метеорологических станциях устанавливаются также самопишущие приборы: п л ю в и о г р а ф ы и о м б р о г р а ф ы.

Для выяснения обеспеченности питания подземных вод за счет осадков гидрогеологу необходимо бывает располагать данными по количеству осадков за более или менее продолжительное время. Обыкновенно эти сведения можно получить с ближайших метеорологических станций.

Для измерения количества осадков в труднодоступных и высокогорных местностях можно пользоваться особомo'рода суммарными дождемерами, предложенными проф. В. Г. Глушковым, применявшимися например в высокогорной части бассейна оз. Севан в Армении.

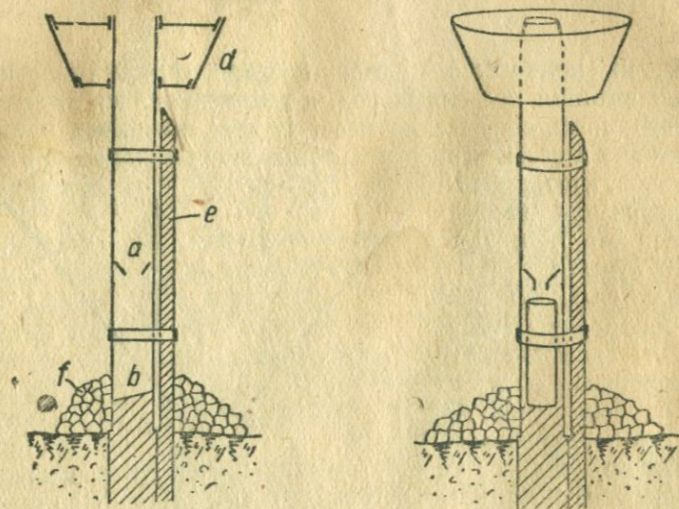


Рис. 7. Суммарные дождемеры (по В. К. Давыдову).

Такой дождемер (рис. 7) состоит из полого цилиндра, сделанного из оцинкованного железа, высотой 220 см и диаметром 22,3 см. Нижним концом с впаянной внизу наклонной перегородкой *b* этот цилиндр насаживается на столб, врытый в землю. Сверху к цилиндру приклепывается воронкообразная защита *a*. Приблизительно ниже середины впаивается отверстие *f*, туго закрывающееся гайкой, через которое можно слить воду в измерительный стакан. На рис. 7 показано устройство дождемера этого типа и другого, несколько переконструированного, с ведром в нижней части цилиндра и большей емкостью самого цилиндра. Самый прибор полезно прикрепить еще к вкопанной стойке *e*. На дно дождемера наливается немного незастывающего масла, которое, плаывая на поверхности воды, предохраняет ее от потери на испарение. Учет собранной дождемером воды производится периодически по мере возможности и дает годовое количество осадков, если же посещения возможны чаще, то и по сезонам или месяцам.

Для общей характеристики климата обыкновенно приводятся средние годовые количества осадков. Наибольшее среднее годовое количество осадков известно для Индии и Океании.

Мапойрам, Индия	12 665 мм
Черрапунджи, Индия	11 626 "
Остров Канай, Сандвичевы острова	12 500 "

В СССР наибольшее количество атмосферных осадков (1 200 — 2 400 мм) выпадает на Черноморском побережье Кавказа от Батума до Сочи. Насколько физикогеографические условия определяют и сами определяются количеством атмосферных осадков, можно судить по Кавказу, на Черноморском побережье которого выпадает за год до 2 400 мм осадков, а на Каспийском, в окрестностях Баку, всего лишь 240 мм. В одном случае налицо буйная растительность с участием вечнозеленых и субтропических форм, в другом — бурые выжженные солнцем солончаки полупустыни.

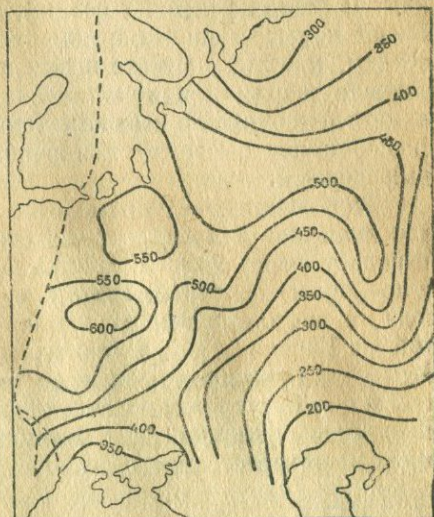


Рис. 8. Изогеты Европейской части СССР.

На прилагаемой карточке Европейской части СССР (рис. 8) показано распределение многолетних средних годового количества осадков (изогет).

В горных странах наблюдается повышение количества осадков с высотой. Ввиду трудности получения непосредственных данных в высокогорных областях приходится иногда принимать приближенные данные, на основании некоторой средней величины прироста осадков на высоту, определенной по немногим пунктам наблюдений.

Данные многолетних наблюдений над осадками на разных высотах в Италии в районе источников, снабжающих водой Рим:

	Количество осадков	Увел. на 1 м
Тиволи на высоте 257 м над уровнем моря	965,1 мм	—
Субиако " " 42 " " " "	1 343,4 "	2,6 мм
Субиако " " 512 " " " " "	1 470,8 "	1,2 "
Валленьера на высоте 825 м над уровнем моря	1 763,9 "	0,9 "

То же для бассейна источников Капо-Селе, питающих грандиозный Апулийский водопровод:

	Количество осадков
Капо-Селе на высоте 420 м над уровнем моря	1 251,7 мм
Матердомини на высоте 590 м над уровнем моря	1 698 "
Сернеркия " " 600 " " " " "	1 498,7 "
Баньоли Ирпино на высоте 650 м над уровнем моря	1 663,7 "
Вольтурара на высоте 687 м над уровнем моря	1 570,0 "
Лаго-Лачено " " 1 170 " " " " "	1 701,6 "
Монтеверджине на высоте 1 270 м над уровнем моря	2 361,8 "
Среднее повышение 1,3 мм на 1 м	

Для бассейна высокогорного оз. Севан (Армения) С. С. Кузнецов принимает прирост осадков в 3,7 мм на 10 м повышения.

И. В. Фигуровский принимает для Малого Кавказа в пределах Азербайджана 2,5 мм на 10 м.

Для уяснения роли атмосферных осадков в питании подземных вод необходимо знать не только количество атмосферных осадков, но также: а) распределение их по времени, б) вид осадков (твердые или жидкие) и в) интенсивность осадков.

Распределение осадков по времени в сопоставлении с прочими метеорологическими условиями определяет их значение для инфильтрации. В наших условиях осадки, выпадающие в зимнее и летнее время, имеют меньшее значение для инфильтрации, чем весенние и осенние осадки, так как в зимнее время и сами осадки являются в большинстве случаев твердыми и почва является мерзлой, не пропускающей воду; в летнее же время высокая температура и большая сухость воздуха способствуют быстрому испарению, особенно слабых непродолжительных дождей.

Вид осадков — твердые или жидкие — имеет исключительно важное значение для гидрологии страны. В Западной Европе, где снега выпадает очень мало и он стает зимой же, а почва не промерзает, атмосферные осадки стекают в реки более равномерно в течение всего года, а инфильтрация их в почву обеспечена круглый год. В восточной же Европе, у нас, почти половина осадков выпадает в твердом виде. Эти осадки остаются лежать до весны, и только весной при оттаивании почвы они могут просачиваться вглубь и идти на питание подземных вод. Зато сильно увеличивается весенний поверхностный сток, вызывающий высокие весенние половодья.

Таблица 3

Средние многолетние метеорологические данные для Петровско-Разумовского

Элементы климата	М е с я ц ы												Среднее за год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
✓ Количество осадков, мм	25	22	27	33	49	67	74	75	52	49	36	27	536
Наибольшие суточные количества осадков, мм	13	15,5	19,4	23,7	35,4	41,5	45,7	52,8	52,6	53,7	23,7	14,8	53,7
Количество дней с осадками	15,8	13,8	13,6	11,4	12,5	14,4	14,2	15,3	14,7	14,8	15,9	16,8	173,3
Число дней со снегом	14,8	13,1	12,2	5,5	0,6	0	0	0	0,3	4,3	11,8	15,8	78,4
✓ Средняя температура воздуха, °С	10,9	-9,2	-5,2	3,4	12,4	16,0	18,4	15,9	10,1	4,0	-2,8	-8,2	3,7
Число дней с морозом	30,3	27,5	23,5	16,5	2,3	0,2	0	0	2,3	13,5	23,6	29,5	174,2
✓ Абсолютная влажность воздуха, мм	2,0	2,1	2,7	4,4	7,2	9,6	11,4	10,3	7,6	5,3	3,5	2,5	5,7
✓ Относительн. влажность воздуха, %	86	83	79	74	68	71	73	77	81	83	87	87	79

Наконец интенсивность атмосферных осадков оказывает свое влияние на возможность инфильтрации их. Ливни менее полезны для питания

грунтовых вод, чем продолжительные хотя бы и менее интенсивные дожди, так как во время ливней большая часть воды не успевает впитаться и быстро стекает по поверхности в ближайшие понижения и в реки. Очень слабые дожди, особенно в теплое время, также не могут иметь значения для инфильтрации, так как выпавшая влага, смочившая поверхность земли и промочившая лишь небольшой слой почвы, успевает испаряться.

Приводим пример метеорологических данных для района Москвы (Петровско-Разумовское) по многолетним наблюдениям (табл. 3).

Кроме верхних осадков (дождь, снег, град, крупа, роса) в увлажнении почвы имеют существенное значение также так называемые нижние осадки (роса, иней, изморозь), которые обыкновенно не учитываются дождемером, но количество которых может быть иногда довольно значительно. К сожалению эти осадки обычно не измеряются, хотя в питании подземных вод они могут иметь в некоторых местах существенное значение.

Для определения величины весеннего стока применяют снегомерные наблюдения, которые заключаются в измерении в конце зимы толщины снежного покрова и определении его плотности для определения количества получаемой из него воды.

Испарение

Из всех элементов водного баланса труднее всего поддается определению величина испарения.

Испарение с земной поверхности складывается из испарения с свободных водных поверхностей, с поверхности почвы и листьев непосредственно и наконец из испарения воды зелеными растениями (транспирация).

На величину испарения влияют метеорологические условия, характер поверхности и слагающих ее пород и их состояние и наконец характер растительного покрова. Так как величина испарения не может быть определена непосредственно измерением каким-нибудь способом, то ее определяют обычно вычислением, именно по разности между осадками и стоком. Для каждой местности существует некоторая зависимость величины испарения от количества атмосферных осадков, которая может быть выражена общей формулой:

$$z = ax + b,$$

где z — испарение за год в мм,

x — количество осадков в мм,

a и b — коэффициенты, различные для разных бассейнов, например:

	a	b
Ока до г. Орла	0,90	58,0
Днепр до Киева	0,95	95,0
Майа	0,75	26,0

Так как величина испарения с земной поверхности не поддается непосредственному измерению, то для характеристики климата можно пользоваться определением величины испаряемости. Под испаряемостью понимается способность водной поверхности испарять при данных условиях то или другое количество воды. Для определения испаряемости пользуются так называемыми испарителями. Испаритель

Вильда представляет собой чашку, устанавливаемую на особом рода весы (рис. 9); устанавливается он в метеорологической будке. По количеству наливаемой в чашку воды определяют величину испаряемости, которую выражают в миллиметрах слоя испаряющейся воды. Для определения испаряемости с водной поверхности применяют пловучие испарители (рис. 10).

Следует различать понятия: испарение и испаряемость. Под испарением понимается фактическая величина испарения воды с земной поверхности, под испаряемостью же подразумевается способность водной поверхности испарять то или другое количество воды в определенную единицу времени. Обыкновенно испаряемость превосходит величину испарения. Так например испаряемость для Малоузенска равняется 908 мм в год, тогда как величина испарения для этого района может быть принята равной 250 мм.

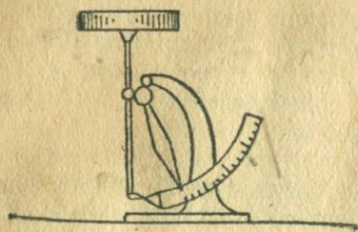


Рис. 9. Испаритель Вильды.

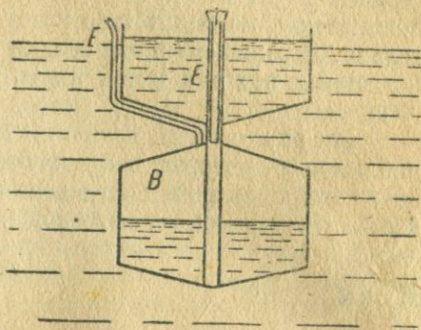


Рис. 10. Пловучий испаритель Лермантова.

Испаряемость и испарение зависят также от «недостатка насыщения» воздуха, под которым разумеется разность между тем количеством влаги, которое необходимо для полного насыщения воздуха при данной температуре, и тем количеством, которое содержится в воздухе. Чем больше недостаток насыщения, тем больше испаряется воды. Испарение возрастает с температурой. Поэтому испаряемость увеличивается в жаркие месяцы и достигает значительных размеров в странах жарких, где она часто в несколько раз превосходит величину атмосферных осадков. Приведем некоторые примеры для разных климатических условий.

	Осадки, мм	Испаряе- мость, мм	Отношение испаряемости к осадкам
Ленинград	470	331	0,70
Москва	538	434	0,81
Саратов	361	643	1,78
Малоузенск	277	908	3,28
Астрахань	157	750	4,78
Баку	246	908	3,70

Ветры, особенно восточные, сухие в наших областях, также усиливают испарение.

Что касается характера поверхности и слагающих ее пород, то испарение зависит от влажности, прогреваемости, неровности почвы, растительного покрова и ориентировки склонов.

Более темные компактные породы, способные сильнее прогреваться, быстрее испаряют влагу и иссушаются. Неровная поверхность, как представляющая большую поверхность соприкосновения с воздухом, например всаханная, при прочих равных условиях отдает влаги больше, чем ровная. Растительность, особенно лесная, защищает поверхность почвы от непосредственного испарения с нее в силу того, что лес уменьшает инсоляцию, ослабляет действие ветра, наконец так называемая лесная подстилка, состоящая из отмерших растительных остатков, в том числе опавших листьев, предохраняет почву от излишнего испарения. Поэтому верхний слой почвы в лесу бывает обычно влажнее, чем в поле. По наблюдениям Эбермайера, почва в лесу испаряет примерно в три раза меньше, чем в соседнем поле. Большая влажность присуща в лесу лишь верхнему почвенному слою, что же касается более глубоких слоев, то, предполагается, что, наоборот, лес действует иссушающе. Наконец в интенсивности испарения очень большую роль играет экспозиция склона. Склоны с южной ориентацией иссушаются значительно сильнее, чем северные, в чем легко убедиться например по железнодожным откосам, обращенным к северу и югу.

На величину испарения влияет в сильной степени влажность горной породы и ее поверхности. В этом отношении значительную роль играет близость грунтовых вод или другого источника влажности. По мере того как влага испаряется с поверхности почвы и поступает в атмосферу, снизу по капиллярам поступают новые порции воды. Таким образом возникает вертикальный ток воды снизу вверх. Этот ток воды зависит как от скорости капиллярного поднятия, так и от способности поверхностной влаги к испарению, которая в свою очередь зависит от температурных условий и относительной влажности воздуха. Эти два процесса взаимно регулируют друг друга. Почва не может испарить влаги больше того, что может поглотить при данной температуре и влажности воздух и, с другой стороны, воздух не может получить влаги больше того, что доставляет к поверхности почвы капиллярное поднятие. Глубина грунтовых вод оказывает свое влияние на величину испарения, особенно если эта глубина невелика и не превышает высоты капиллярного поднятия воды. Испарение капиллярно-поднимающейся воды, имеет большое значение в водном режиме сухих степей, пустынь и болот. Болота в летнее время, по мере того как уровень свободной воды понижается, продолжают отдавать воду путем капиллярной подачи воды к поверхности испарения. Проф. Опшонов считает болота не собирателями влаги, обеспечивающими питание рек, а, наоборот, расточительными расхододелателями влаги.

В степях с сухим пустынным и полупустынным климатом при близости грунтовых вод испарение их путем капиллярного поднятия к поверхности и отдачи в атмосферу происходит тем интенсивнее, чем ближе залегают грунтовые воды.

В Муганской степи (В. Ф. Мильнер и Ф. П. Саваренский) были поставлены наблюдения над величиной испарения с поверхности почвы в лизиметрах в поле с подведенной к основанию монолитных образцов водой на разной глубине, причем получились следующие результаты (за июнь 1930 г.):

Испаряемость по испарителю Вильде в будке	156,7 мм
Испарение с водной поверхности на поверхности почвы в поле	246,7 "
С поверхности почвы при глубине стояния воды 10 см	186,3 "
То же при глубине 20 см	60,6 "
То же при глубине 50	15,8 "

Испарение воды, капиллярно-поднимающейся к поверхности из запасов грунтовых вод, происходит лишь там, где грунтовые воды близки, в других же случаях испарение с поверхности почвы происходит за счет потери пленочной и гигроскопической воды, находящейся в порах на частицах почвы. Как показывают опыты и наблюдения (А. Ф. Лебедев), перемещение пленочной и гигроскопической воды происходит сравнительно медленнее, чем капиллярной, причем пленочная вода теряется в конце концов через перемещение и испарение, что же касается гигроскопической, то испарение ее идет лишь до известного предела и часть гигроскопической воды остается в породе.

Кроме непосредственного испарения воды с самой поверхности, испарение происходит и внутри самой почвы путем перехода капельно-жидкой (а также гигроскопической) воды в парообразное состояние и выделение влаги в атмосферу уже в парообразном состоянии. С другой стороны, и водяные пары, проникающие в поры почвы и горной породы, могут там конденсироваться. Подробнее эти явления будут рассмотрены дальше.

Испарение воды растениями, или так называемая транспирация растений, значительно увеличивает общую потерю воды земной поверхностью, увеличивая ее иногда в несколько раз.

По Вольни, транспирационная способность растений убывает в следующем порядке: а) вечнозеленые хвойные породы, б) лиственные деревья, в) многолетние травы (луга) и г) сельскохозяйственные растения.

К. Людеке дал следующую сводку наблюдений над испарением в разных условиях атмосферных осадков и при различной поверхности почвы в лизиметрах.

Годовое количество осадков, мм	500	600	700	800
Годовое испарение с голой поверхности, мм	209	221	234	246
То же в % к годовому количеству осадков	42	37	33	31
Годовое испарение с травой, мм	386	437	484	538
То же в % к годовому количеству осадков	77	73	69	67
Годовое испарение с водной поверхности, мм	537	528	522	516
То же в % к годовому количеству осадков	107	88	75	65

Исследование баланса влаги в почве, а именно количественное определение воды, расходуемой на испарение почвой и на транспирацию растений, а также определение количества инфильтрующейся в почву воды возможно лишь в условиях специального эксперимента, где устраняется многообразие природных условий, и предпосылки для понимания того или иного явления заведомо известны. Для постановки таких опытных исследований рекомендуется лизиметрический метод, применяемый главным образом в сельскохозяйственных опытных учреждениях. Лизиметром называется сосуд, в который помещается почва, и который вкапывается в землю в уровень с поверхностью земли. Лизиметры делаются бетонные или металлические и имеют форму ящика или цилиндрического сосуда. Размер сосудов бывает разный, от 0,5 до 1 м в поперечнике и 0,5—1 м глубиной. В дне бетонного лизиметра сбоку имеется отверстие для стока воды, поступающей от атмосферных осадков или при поливе и фильтрующейся через почву. К этому отверстию имеется сбоку выемка-подход для того, чтобы можно было проникать туда и ставить измерительный сосуд для сбора фильтрационной воды. При металлических лизиметрах применяется двойной цилиндр: внешний, вкопанный в землю, остается неподвижным, внутренний же с почвой вставляется

в него и может выниматься для периодического взвешивания. Лизиметр заполняется обыкновенно почвой или породой в нарушенном состоянии, что для песчаных почв мало нарушает естественные условия; для структурных же почв и грунтов такая нарушенность сильно искажает природные условия, хотя наполнение сосуда производится постепенно, с уплотнением и с сохранением последовательности слоев (горизонтов) почвы, взятых из почвенного шурфа. Желательно применение лизиметров с почвой или породой с сохранением естественного сложения, т. е. с монолитным куском породы, но такого рода лизиметры крупного размера устроить трудно.

К сожалению лизиметрический метод пока не находит применения в гидрогеологической практике для решения конкретных вопросов фильтрации, конденсации водяных паров, выщелачивания солей, капиллярного передвижения воды и растворимых солей и пр., что объясняется тем, что гидрогеология до недавнего времени пользовалась главным образом полевыми экспедиционными методами исследования и только последнее время стала прибегать к методам лабораторного исследования; что же касается стационарных полевых методов, к которым относятся и лизиметрический, то они находят применение почти исключительно в сельскохозяйственном опытном деле.

Сток

Количество воды, стекающей с определенной площади и отводимой далее реками в море, зависит прежде всего от климатических условий местности. Чем больше атмосферных осадков, чем меньше испарение, тем больше сток. В засушливых районах, например на юго-востоке Европейской части СССР, летом реки не имеют течения, пересыхают. Сток зависит также от характера осадков. Кратковременные дожди обыкновенно тратятся на впитывание почвой и испарение. Ливни резко увеличивают сток, образуя паводки. Выпадение зимних осадков также имеет влияние на сток и его распределение в течение года. Зимние осадки на западе Европы способствуют увеличению речного стока; твердые осадки (снег) в Восточной Европе уменьшают сток за зимнее время, зато вызывают усиленный сток (паводки, наводнения) весной. В реках, питающихся за счет ледников, сток увеличивается во время таяния последних летом, и половодья у таких рек бывают не весной, а летом.

Сток обычно определяется для площади всего бассейна какой-либо реки в нижней точке ее, т. е. ближе к устью, для части же бассейна реки — в наиболее низкой для данного отрезка реки точке.

Для определения стока производят замеры расхода воды в реке. Для этого организуют гидрометрические станции и посты. На водомерных постах производятся замеры горизонтов воды (ежедневно). Время от времени при разных горизонтах определяется расход воды, для чего измеряются скорости течения реки по поперечному сечению реки (створу) на определенных расстояниях и глубинах. Вычисленная средняя скорость v , умноженная на площадь сечения F дает расход реки Q :

$$Q = vF.$$

Измерение скоростей производится вертушками, батометрами, поплавками. Зная расходы воды для некоторых характерных горизонтов и располагая данными колебания горизонтов реки за год, можно найти

расход для любого горизонта (кривая зависимости расхода от горизонтов), а также подсчитать сток за целый год или часть его.

Зависимость между стоком и осадками в общем виде может быть выражена:

$$y = ax - b,$$

где y — количество стока, выраженное в миллиметрах слоя воды, x — количество осадков тоже в миллиметрах.

Значения a и b различны для разных районов. Келлер дает для Средней Европы следующие значения: $a = 0,942$; $b = 405$, которые для наших условий не подходят.

Отношение стока y к осадкам x за определенное время, например за год, носит название коэффициента стока α , т. е. $\alpha = \frac{y}{x}$, или его выражают в процентах от атмосферных осадков, т. е. $\alpha = \frac{y}{x} \cdot 100\%$.

Другое выражение для величины речного стока называется модулем стока, под которым понимается количество воды в литрах в секунду, стекающее с 1 км^2 площади бассейна.

$$\gamma = \frac{Q \text{ л/сек}}{F \text{ км}^2} \quad \checkmark$$

Модуль стока меняется в течение года очень значительно. Наибольший интерес представляют: максимальный модуль, соответствующий весеннему половодью, и минимальный модуль, характеризующий грунтовое питание реки при наименее благоприятных условиях.

Для Оки выше Орла

$$\gamma_{\max} = 248 \text{ л/сек}; \quad \gamma_{\min} = 0,02 \text{ л/сек}; \quad \gamma_{\text{ср. годовой}} = 3,6 \text{ л/сек}.$$

Модуль стока может быть вычислен из величины стока, выраженной в миллиметрах слоя воды. Так например если для Оки выше Орла средний годовой сток равен 114 мм , то средний годовой модуль стока, т. е. количество воды с 1 км^2 в одну секунду, будет:

$$\gamma = \frac{114 \cdot 1000^2}{1000 \cdot 365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60} \text{ м}^3/\text{сек}$$

или

$$0,0036 \cdot 1000 \text{ л/сек} = 3,6 \text{ л/сек},$$

Приведем некоторые данные по стоку для нескольких европейских рек (по Труфанову и Великанову) (табл. 4):

Таблица 4

Название реки	Площадь бассейна, км^2	Осадки	Испарение	Сток	Коэффициент стока	Модуль годового стока, л/сек
Рейн	201 586	830	463	367	44,2	11,7
Висла	193 014	620	462	158	25,5	5,7
Дунай (до Вены)	804 204	749	506	243	32,5	7,8
Днепр (до Киева)	336 000	551	428	153	26,3	4,9
Дон	430 252	403	337	66	16,4	2,1
Ока (до Орла)	4 900	555	441	114	20,5	3,6
Волга	1 409 333	463	317	146	31,6	4,7
Нева	251 450	532	158	374	70,3	11,9

Модуль стока зависит от климатических условий местности. В Европейской части СССР модуль стока имеет наибольшую величину в северо-западной части (Ленинградская область) и наименьшую — в юго-восточной. На прилагаемой карте Кочерина приводятся линии равного стока для Европейской части СССР (рис. 11).

Речной сток с бассейна данной реки заключает в себе воды, как стекающие непосредственно по склонам в реку от выпадающих атмосферных осадков или тающих снегов, так и воды от тех же атмосферных осадков, но совершившие более долгий путь от места инфильтрации осадков в землю до места выхода водоносного слоя.

Таким образом речной сток состоит из поверхностного и подземного. Во время длительного периода бездождя река получает свое питание исключительно за счет подземного стока. Наоборот, во время лаводков воды, получающиеся за счет подземного стока, составляют очень небольшую часть общей величины стока. В наших условиях северной половины Восточной Европы за весь зимний период, когда осадки выпадают в виде снега, а морозный период длителен и препятствует таянию и просачиванию, меженный режим реки обусловлен обычно запасами подземного стока. Замечено, что после продолжительного периода бездождя уровень подземных вод в бассейне реки падает, многие колодцы остаются без воды, а источники иссякают, что свидетельствует о том, что происходит истощение запасов подземных вод за счет отдачи их на питание реки. Наоборот, при длительных осадках наблюдается повышение уровня грунтовых вод и пополнение их запасов. Интересно отметить, что после продолжительного периода засухи при наступлении дождей первое время поверхностный сток бывает преуменьшен по сравнению с нормальным, что объясняется тем, что часть осадков поступает в грунт на возобновление истощенных запасов подземных вод.

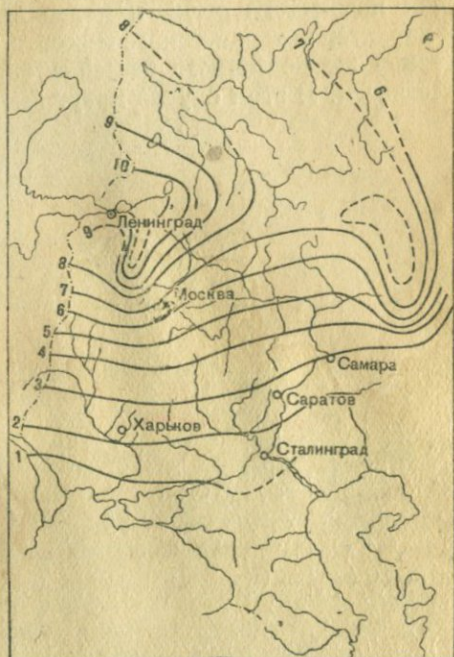


Рис. 11. Изолинии среднего многолетнего модуля стока в литрах в секунду с 1 км² для Европейской части СССР.

Баланс вод, циркулирующих в бассейне, обыкновенно подсчитывается за год. Год удобнее считать с осени и до осени следующего года из тех соображений, что с осени начинают выпадать зимние осадки, которые за зиму остаются без движения в виде снежного покрова и только весной поступают в оборот. Поэтому гидрологический год считается не с 1/1 по 1/1, а обыкновенно с 1/X по 1/X.

Если мы подсчитаем количество осадков в бассейне и величину стока за определенный год, то получим уравнение (Пенка и Опшкова).

$$O(\text{осадки}) = И(\text{испарение}) + C(\text{сток}) \pm d,$$

где $\pm d$ представляет собой или прибыль воды в бассейне за счет пополнения запасов подземных вод во время выпадения осадков, после засушливого периода, или убыль за счет отдачи подземных вод на питание реки.

При многолетних наблюдениях, когда влажные и сухие годы сменяют друг друга, прибыль или убыль подземных водных запасов взаимно компенсируют друг друга, и уравнение примет вид:

$$O = П + С.$$

Когда идет речь о поверхностном и подземном стоке, то обычно имеется в виду площадь поверхности данного бассейна. Между тем бассейн подземного стока и поверхностного могут не совпадать. Размер и характер поверхностного бассейна определяется топографией местности, размер же подземного бассейна определяется геологическим строением местности. В этом случае могут быть разные соотношения.

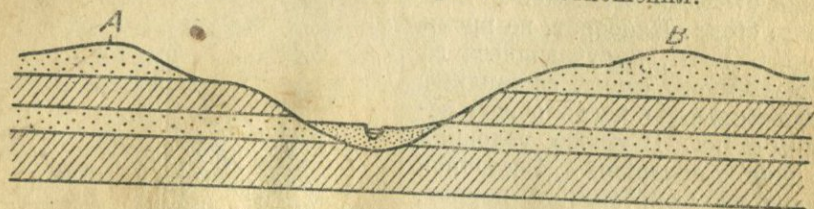


Рис. 12.

AB — бассейн поверхностного и подземного стока.

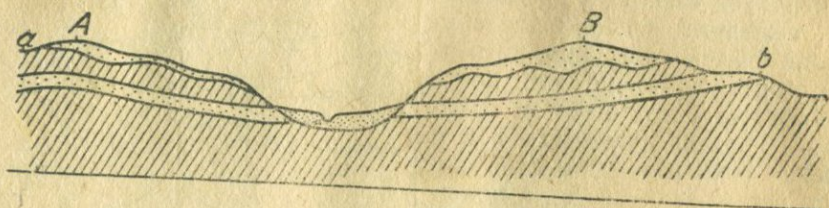


Рис. 13.

AB — бассейн поверхностного стока; *ab* — бассейн подземного стока.

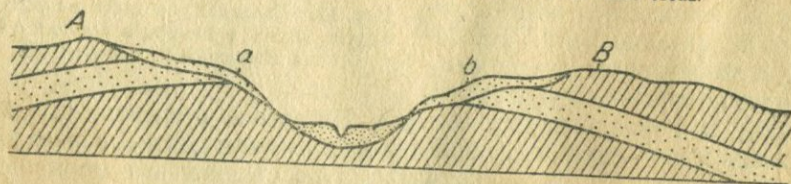


Рис. 14.

AB — бассейн поверхностного стока; *ab* — бассейн подземного стока.

1. В простейшем случае водоносные слои залегают горизонтально или наклон их совпадает с наклоном всей страны, т. е. и с соседними бассейнами, находящимися в таком случае в одинаковых условиях. Тогда поверхностный бассейн совпадает с подземным (рис. 12).

2. Когда водоносные пласты залегают не горизонтально, то может быть или превышение площади подземного бассейна над поверхностным (рис. 13) или же, наоборот, бассейн подземного стока меньше поверхностного (рис. 14). В первом случае подземный сток происходит с большей

площади, и в данный бассейн могут поступать осадки, выпадающие в соседнем бассейне и там инфильтрующиеся. Во втором случае, наоборот, часть осадков, инфильтрующихся в данном бассейне будет уходить по водоносным слоям в соседний бассейн и соседнюю реку или даже в более отдаленные области (рис. 15).

3. Более сложным является случай при неровном залегании грунтовых вод в моренном ландшафте. В этом случае поверхностный бассейн совпадает с подземным тогда, когда подземный рельеф водоупорных слоев, например морены, отражается в поверхностном рельефе. При очень пестром составе ледниковых наносов в некоторых случаях трудно определить подземный бассейн с большой точностью и приходится мириться с приближенным представлением о нем (рис. 16).

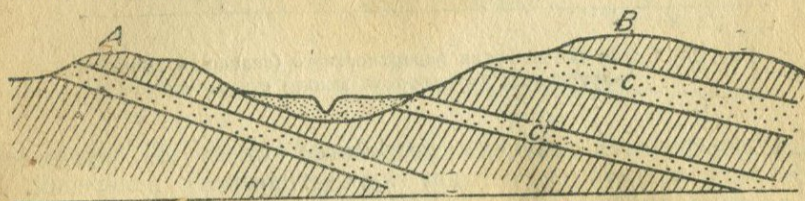


Рис. 15.

AB — бассейн поверхностного стока; cc' — водоупорные слои.



Рис. 16.

AB — бассейн поверхностного стока; ab — бассейн подземного стока.

В изменении размеров бассейна подземного стока может играть большую роль также наличие карстовых явлений. Имеется много примеров поглощения карстом вод одной реки и выхода их в бассейн другой реки.

Классический пример подобного явления представляет р. Дунай в ее верхнем течении около сел. Меринген и Туттлинген. Развитые здесь известняки Белых Юрских гор, выходящие в русло реки, поглощают воды Дуная, причем в меженное время — полностью, при высокой же воде — значительную часть речного стока. Поглощенные воды выходят затем в бассейне Рейна в виде Аахского источника.

Таким образом речной сток Q состоит из поверхностного стока Q_s и подземного или внутреннего Q_i , т. е. $Q = Q_s + Q_i$. Как уже говорилось ранее, в сухое время года, в межень, когда осадки не отражаются на повышении уровня воды в реке, будучи невелики в сравнении с потерями на испарение и транспирацию растений, или в зимнее время весь речной сток обусловлен подземным, внутренним стоком, т. е. $Q = Q_i$. В весеннее же время в наших реках поверхностный сток во много раз превосходит подземный.

В ходе подземного питания реки, т. е. внутреннего стока, так же как и для поверхностного, имеются свои максимумы и минимумы. В усло-

виях наших рек имеются два максимума, соответствующие: один — второй половине весны, т. е. последующей за поверхностным максимумом, весенним паводком, и другой — осени, когда увеличиваются осадки и их просачивание в грунт и уменьшается испарение, как это видно на прилагаемой схеме (по Труфанову) (рис. 17).

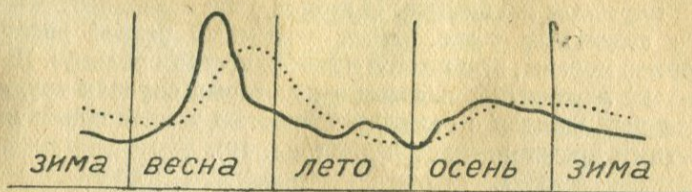


Рис. 17. Схема соотношения поверхностного (сплошная линия) и внутреннего (пунктирная линия) стока.

Для определения размера подземного стока на определенном участке реки пользуются методом гидрометрических измерений. Для этого на реке выбирают два пункта в расстоянии L км, в которых производится замер расходов. Если расстояние значительно, то для большей точности замер в нижнем пункте производится через промежуток времени, равный времени прохождения воды от верхнего пункта к нижнему, т. е. через $\frac{L}{v}$ секунд, если v выражает скорость течения в секунду в тех же линейных мерах, что и L . Разность расходов между нижним по течению пунктом и верхним, деленная на расстояние, определяет размер подземного питания δ на данном участке реки на единицу ее протяжения, который выражают или в м^3 или в $\lambda/\text{сек}$:

$$\delta = \frac{Q_{11} - Q_1}{L} \text{ м}^3/\text{сек} = \frac{Q_{11} - Q_1}{L} 1000 \lambda/\text{сек}$$

или же разность расходов делят на площадь части бассейна, прилегающей к данному отрезку реки, и тогда получают модуль подземного стока. При этом предполагается, что на данном протяжении река не имеет притоков. Если же притоки имеются, то одновременно определяется их общий расход и вычитается из приведенной разности.

Этот способ может дать очень интересные и важные для характеристики подземного стока величины, но может применяться только там, где грунтовое питание на данном участке составляет значительную величину. В противном случае разность расходов может лежать в пределах погрешности гидрометрического способа замера расходов и дать таким образом неверные результаты. Гидрометрический способ применяется также в тех случаях, когда река теряет часть своей воды на пути через инфильтрацию в дно, для определения потери воды.

Для определения размера подземного стока в данном бассейне реки пользуются также вычислением по разности между всем расходом и паводками. Так например, если в меженное время пробегает по реке паводок, то построив кривую расходов (рис. 18) за время, охватывающее паводок, можно исключить количество воды, приходящееся за счет паводка, т. е. поверхностного стока (т. е. определить площадь m/n и

вычтешь ее из общей площади $AmlnB$). Обработав таким образом кривую расходов реки за год и исключив все паводки, получают величину подземного стока.

Размер грунтового питания для Днепра был подсчитан Е. В. Оппоковым, который нашел, что общий средний годово́й сток $Q = 137$ мм. В том числе на долю грунтового питания (Q_1) приходится 45 мм, что составляет 33% от годового стока или 8,5% от осадков.

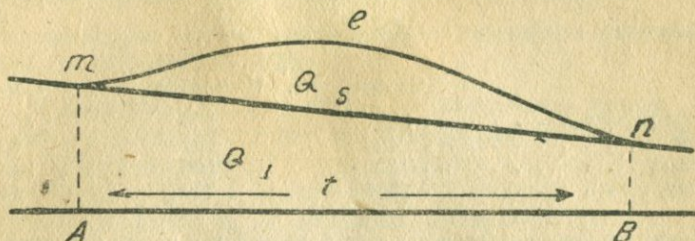


Рис. 18. Кривая расхода с волной паводка (по Труфанову).

Для Оки выше Орла такой подсчет был сделан Гейнцем, причем выяснилось, что грунтовое питание составляет 14% от общего стока, или около 3% от количества осадков.

Поытку определения коэффициента подземного стока для части бассейна оз. Севан (Гочча) в горах Малого Кавказа дает С. С. Кузнецов¹. Определяя дебит родников, вытекающих из туфогенных пород и порфиритов Гинейского хребта, и сопоставляя его с средним количеством атмосферных осадков, С. С. Кузнецов получает для отдельных водосборов небольших оврагов коэффициент подземного стока от 12,9 до 15,7%, а для всего Гинейского хребта от 9,8 до 11,8%.

Главнейшая литература:

- Великанов М. А. Гидрология суши. М. 1925.
 Труфанов А. А. Речная гидрология. М. 1923.
 Советов. Курс гидрологии. М. 1929.
 Кочерин Д. И. Средний, годовой, многолетний и месячный сток Европейской части Союза. Труды Моск. инст. инж. трансп., вып. VI, 1927.
 Оппоков Е. В. Режим речного стока в бассейне верхнего Днепра. Ч. 1 и 2, 1914.
 Кочерин Д. И. Инженерная гидрология. 1932.

Вопросы и упражнения

1. Из каких величин складывается баланс воды на земном шаре?
2. Где больше испарение на море или на суше?
3. Как измеряется количество атмосферных осадков?
4. Ознакомьтесь с картой годового распределения осадков в Европейской части Союза.
5. Найдите по карте приблизительное среднее годовое количество осадков для Твери, Горького, Казани, Самары, Саратова, Астрахани.
6. Какое различие между понятиями: «испарение» и «испаряемость»?
7. Прекращается ли испарение в наших широтах зимой?
8. Какова потеря воды через испарение за год для пруда с крутыми стенками с площадью зеркала 20 000 м² в районе Малоузенска (Заволжье)?
9. Имеет ли значение для испарения с поверхности земли направление склона?
10. Как определяется сток?

¹ Бассейн оз. Севан (Гочча), т. III, вып. I, Издание Академии наук, 1930.

11. Что такое коэффициент стока?
12. Что такое модуль стока?
13. Что такое расход реки, и как он определяется?
14. Как влияет на поверхностный сток рельеф, растительность, характер осадков, проницаемость почвы?
15. Какая разница в речном стоке у рек Европейской части Союза и Западной Европы, у рек северных и южных, у рек равнинных и горных?
16. Из каких частей состоит речной сток?
17. Как определяется подземный сток с бессейна?
18. Какая разница между бассейном поверхностного стока и подземного стока?
19. Вычислите коэффициент стока и модуль стока для следующих рек:

	Осадки	Испарение	Сток
Коннектикут	1092	533	559
Дон	403	337	66
Дунай	749	506	243
Колорадо	254	210	44

20. Может ли быть коэффициент стока больше 1 и в каких случаях?
21. Может ли быть коэффициент подземного стока больше коэффициента поверхностного стока?

4

Физические свойства горных пород, определяющие их отношение к воде

Отношение горных пород к воде, или, как иногда выражаются, их «водные» свойства, заключаются главным образом в их влагоемкости, водопроницаемости, капиллярных явлениях и растворимости.

Первые свойства зависят от петрографического состава и строения породы, последнее — растворимость — зависит от минерального состава пород.

Для ознакомления с характером пород, их минеральным и химическим составом, структурой, происхождением и свойствами отсылаем читателей к соответствующим источникам и руководствам; из вышедших на русском языке за последнее время можно указать:

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, акад. Петрография. 1925.

В. И. Лучицкий, проф. Курс петрографии. 1932.

А. Н. Заварицкий, проф. Введение в петрографию осадочных пород. 1932.

Относительно почв и рыхлых осадочных пород, являющихся подпочвой, можно найти сведения, характеризующие их физические свойства, в литературе по почвоведению, в частности в курсах почвоведения:

К. А. Глинка. Почвоведение.

С. А. Захаров. Курс почвоведения. 1931.

За последние годы в связи с развитием строительной техники за границей и у нас начали изучать физические свойства пород, особенно рыхлых, с точки зрения механического воздействия на них. Изучение физико-технических свойств горных пород, слагающих поверхностную толщу земной коры, выделялось в особую дисциплину «грунтоведение». Работами в области грунтоведения за последние годы выяснены многие физические свойства осадочных пород: песков и глин, чрезвычайно существенные для понимания явлений, связанных с поглощением, выделением и движением в них воды (литература на русском языке указана в конце главы).

По отношению к воде и подземным водам в горных породах надо принять во внимание:

- 1) стратиграфию и тектонику их;
- 2) формы залегания (массивы, пластовое, жилы, штоки, гнездообразное и пр.);
- 3) литологический состав и присутствие растворимых соединений и коллоидов; фациальные изменения;
- 4) сложение (компактное, рыхлое, связанное и несвязное).

Скважность и пористость

Главным свойством горных пород по отношению к воде является их скважность, т. е. наличие в них тех или других пустот, промежутков, пор и т. п. Часто это свойство пород называют пористостью, но мы под пористостью будем разуметь лишь тот вид скважности, который обусловлен собственно порами, т. е. мелкими промежутками капиллярного характера (капиллярная скважность). Под некапиллярной скважностью будем разуметь наличие в породе пустот более крупного размера, чем капиллярные.

Итак, промежутки в горных породах, доступные для воды, могут быть:

- а) крупные, некапиллярные (некапиллярная скважность);
- б) мелкие, капиллярные, или поры (капиллярная скважность, или собственно пористость).

Совокупность тех и других дает общую скважность породы. Сопоставляя те и другие промежутки в отношении передвижения в них воды, следует отметить существенное различие. В первых, т. е. крупных, вода перемещается, подчиняясь силе тяжести и не испытывая сопротивления молекулярного пленочного натяжения. Движение воды в этом случае подчиняется закону Шези, причем неровности стенок пустот, их извилистость и неправильность увеличивают коэффициент трения. Во вторых, капиллярных промежутках движение воды зависит от капиллярных сил и подчиняется закону Дарси.

Некапиллярные, крупные промежутки и пустоты в породе могут быть самого различного происхождения, а именно:

Пещеры, каверны и каналы, получающиеся в результате выветривания, выщелачивания или вымывания породы. Такие образования чаще всего встречаются в известняках, доломитах, гипсоносных породах и т. п. и носят название карстовых пустот. Размеры пустот, пещер и каналов в породах, склонных к карсту, достигают значительной величины. Иногда целые реки, встречая на своем пути карстовые известняки, уходят под землю и продолжают свой путь в виде подземных потоков. Роль карста в гидрогеологии некоторых местностей чрезвычайно велика и накладывает свой отпечаток не только на водоносность страны, но и на ее гидрографию и рельеф. В известняках, даже мало способных к образованию карста, все же довольно часто встречаются пустоты, которые обозначаются при бурении артезианских скважин, как «провал» инструмента, как например при бурении на воду в каменноугольных известняках Подмосковского артезианского бассейна, где встречаются такие «провалы» до 3 и более фут. Если пустоты в известняках не заняты водой, то по ним может циркулировать воздух. В одной из буровых скважин в б. Тульской губернии, вошедшей в девонские

доломитизированные известняки, был замечен постоянный ток воздуха («ветер»).

Пещеры и пустоты присущи однако не только осадочным известковым породам, но и изверженным, особенно эффузивным. В гранитах пещерообразные пустоты образуются иногда в результате вываливания отдельности на краю бывшего обрыва. В эффузивных породах, например андезитах и базальтах Закавказья, пустоты являются в результате неровностей поверхности излития лав, неравномерности их остывания и образования трещин и наконец в результате позднейшего выветривания. На склонах Алагеза (в Закавказье) наблюдаются так называемые «тыр-тыр» — звуковые явления в устьях пещер, напоминающие шум подземного потока. Исследованиями Академии наук в 1929 г. установлено однако, что причина шумов заключается не в движении подземного водного потока, а в колебании воздуха. В общем пустоты в изверженных породах надо рассматривать как частный случай их общей трещиноватости.

Наконец пустоты и пещеры довольно обычны в области развития гипсоносных и соленосных пород. Так например они довольно обычны в пестроцветных мергелях и глинах пермской системы, богатых залежами гипса, в результате выщелачивания последнего.

Трещины. Трещиноватость присуща большинству твердых осадочных пород и изверженных, особенно в поверхностной части. Трещиноватость горных пород является следствием различных причин: остывания излившихся лав, расслаивания по плоскостям надластования, тектонических сил, метаморфизма, наконец выветривания. Трещины определяют отдельность породы, которая, как известно, бывает различной формы и размеров. При этом в разных сечениях общая пропускная способность породы может быть различна в зависимости от направления трещин. Так например в гранитах в пределах порожиистой части Днепра наблюдается система трещин трех направлений: двух близких к вертикальному, под углом $60 - 90^\circ$ к горизонту, и одной секущей, близкой к горизонтальному, совпадающему с пластовым характером интрузивного тела. Эта система трещин определяет параллелепипедальную отдельность гранитов. Для излившихся пород Закавказья, андезитов и базальтов, характерна столбчатая отдельность, причем трещины направляются обычно нормально к поверхности лавовых пород.

С поверхности трещины обычно бывают расширены в результате позднейшего выветривания и иногда достигают значительной ширины, книзу же обыкновенно суживаются и переходят в волосные. Иногда трещины бывают заполнены в большей или меньшей степени минеральными выделениями (жилы) или продуктами выветривания или механического, или химического разрушения той же породы.

Естественно, что общая площадь промежутков в разном сечении породы может быть различна, а потому и проницаемость ее неодинакова в разных направлениях. Определение проницаемости таких трещиноватых пород затруднительно и, в случае постановки непосредственного опыта с просачиванием воды — случайно. Общее представление о «свободной профили» такой породы, т. е. площади пустот на определенном сечении породы, может быть получено путем зарисовки стенки породы, лучше всего в свежих карьерах. Помощью рулетки или складного метра и горного компаса можно заснять и нанести на планшет расположение всех трещин на плоскости обнажения и, определив ширину трещин,

подсчитать отношение свободного сечения к общей поверхности породы. Таким образом например в районе плотины Днепростроя для открытой поверхности гранитов в берегах можно было принять свободное сечение трещин в 3% от всей поверхности.

Трещиноватостью обладают обыкновенно в большинстве случаев и твердые осадочные породы: известняки, доломиты, песчаники и т. п. При исследовании трещиноватости таких пород надо обращать особое внимание на пластовый характер их. Часто одни слои более компактны и обладают меньшей трещиноватостью, чем другие, выше или ниже расположенные. Особенное внимание надо обращать на возможное переслаивание твердых осадочных пород с прослойками более глинистого состава или даже глины. Трещиноватость усиливается в некоторых случаях под воздействием гидрохимических процессов, причем в силу выщелачивания могут образоваться более крупные пустоты. Усиление трещиноватости наблюдается также в местах особенно сильных тектонических нарушений, например в сводах антиклиналей, в флексурах, в надвигах, где порода разбита на более мелкие отдельности и сопровождается иногда более крупными трещинами.

Особое положение в данном случае занимают сбросовые тектонические трещины, которые могут пересекать всю толщу напластований на значительную глубину. Сбросовые трещины являются проводниками поверхностных вод в более глубокие части земной коры, и, с другой стороны, проводниками минеральных и термальных вод, поднимающихся с глубины под действием гидростатического напора или давления газов.

Определение проницаемости трещиноватых пород может быть сделано непосредственными опытами с откачкой воды из колодцев или нагнетания в них воды. Во всяком случае и здесь полезно иногда бывает заснять и зарисовать сеть трещин в стенке карьера или свежего обнажения и определить характер, направление и общий размер сечения трещин.

К трещиноватым породам надо отнести также некоторые метаморфические породы, как например кристаллические и глинистые сланцы и сланцеватые глины. Трещиноватость их обусловлена давлением, вызвавшим расслаивание породы в преобладающем направлении. Отдельности такой породы обычно имеют неодинаковые размеры: с длинной осью в плоскости сланцеватости и короткой в нормальном направлении. В породе такие отдельности представляют собой как бы чешуйчатое расположение. Очевидно, что проницаемость этой породы будет различна в направлении, перпендикулярном сланцеватости, и параллельно ему. Параллельное сланцеватости направление трещин имеет немаловажное значение для устойчивости такой породы, если она водонепроницаема или проницаема водой.

К некапиллярным промежуткам надо отнести также пустоты и промежутки в крупнообломочных рыхлых породах, как например осыпях, россыпях и скоплениях валунов, крупной гальки и т. п. Промежутки между отдельными обломками могут быть значительными, и такие породы являются исключительно легко проницаемыми. Определение общей скважности таких пород может быть сделано обычным способом определения пористости (см. ниже), но в более крупном масштабе. Для этой цели можно воспользоваться деревянным ящиком размером примерно $0,5 \times 0,5 \times 0,5$ м, зашпаклевав все щели, наполнить его породой и по объему воды, вливаемой в ящик, определить общую сумму пустот

(пор). Допустим при этом, что для наполнения ящика с породой водой до поверхности пошло 50 л. Тогда скважность

$$P = \frac{0,05}{0,5 \cdot 0,5 \cdot 0,5} = \frac{0,05}{0,125} = 0,4, \text{ или } 40\%.$$

Наконец к пустотам некапиллярного характера относятся пустоты и каналы, образующиеся иногда в почвах и поверхностных рыхлых породах от деятельности животных или от сгнивания растений. Так например в лессовидных породах и в суглинках и глинах сухих степей водопроводящую роль играют ходы кротов, сусликов и других землеросов, что служит иногда причиной размывания и порчи плотин (Тульский, Самарский районы и др.). Такую же роль играют иногда отгнившие корни растений и древесины.

К некапиллярным промежуткам относятся также ячеистые пустоты и так называемые поры в изверженных горных породах (лавах), образовавшиеся при их остывании за счет выделения пузырьков газа или водяных паров. Особенно богаты ими поверхностные части лавовых потоков и особенно шлаки и вулканические туфовые породы.

Так например, по определению С. С. Кузнецова, вулканические туфы Закавказья из окрестностей оз. Гокча имеют до 33% пористости.

Пористость андезито-базальтов Закавказья зависит от наличия округлых или овальных пор диаметром 0,05—0,1—1,0, редко 2,5 мм, замкнутых, или сообщавшихся между собой тонкими канальцами. М. П. Казаковым была подсчитана пористость для андезито-базальтовых лав западного берега оз. Гокча в Армении по шлифам под микроскопом, причем она варьировала от 1,56 до 19,27%.

Значительно более пористыми являются шлаковые лавы, поры которых в одних случаях измеряются диаметром 0,4—0,6—1,0 мм и пористость колеблется от 10,94 до 25,31%, в других, более ячеистых, поры достигают размера 2—7 мм в диаметре и больше, а пористость достигает 70%.

Капиллярные промежутки или поры присущи всем породам. Даже наиболее плотные массивнокристаллические (изверженные) породы, например гранит, обладают очень тонкой пористостью. Проницаемость рыхлых осадочных пород обусловлена их капиллярной пористостью, т. е. промежутками между частицами породы малого размера, представляющими собой тонкие капиллярные ходы.

Капиллярными могут быть как поры, так и трещины. Капиллярными свойствами обладают поры диаметром менее 0,5—1 мм, а трещины, начиная с ширины 0,25 мм.

Капиллярные промежутки в свою очередь подразделяются на собственно капилляры и субкапилляры. Вода, заключающаяся в капиллярах, в природных условиях может перемещаться под влиянием силы тяжести и гидростатического напора. Субкапилляры имеют размеры, начиная с 0,0002 мм для круглых пор и 0,0001 мм для трещин. Силы, удерживающие пленочную воду на поверхности частиц, распространяются здесь через все сечение поры или трещины, в силу чего вода, заключенная в них, неспособна перемещаться подобно капиллярной воде. Субкапилляры присущи большинству твердых пород. К субкапиллярным же надо отнести промежутки в глинах, в силу чего глины считаются породой практически водонепроницаемой. В глинах, вода, заключенная в субкапиллярах, может перемещаться не иначе, как под очень боль-

шим давлением. Насыщение глины водой или выделение воды из глины сопровождаются изменением ее объема: в первом случае происходит набухание глины, во втором — усадка глины.

Пористость рыхлой осадочной породы зависит от размера слагающих ее зерен, ее однородности или неоднородности, от формы зерен или частиц, их минерального состава, наконец от плотности сложения породы.

Одной из наиболее распространенных пористых проницаемых пород является песок.

Пористость песка определяется одним из способов, описанных ниже. Под пористостью подразумевается отношение суммы всех пустот в определенном объеме ее к данному объему породы. Таким образом, если через v обозначим объем породы, через v_p объем пор, то пористость, или иначе порозность, $p = \frac{v_p}{v}$, или в процентах $P = \frac{v_p}{v} 100\%$.

Приводим данные пористости различных горных пород, определенные разными авторами опытным путем и сведенные в таблицу Е. Эмбо (табл. 5).

Пористость рыхлых осадочных (обломочных) пород зависит от размера зерен, их формы, однородности и их сложения.

Если представить себе породу, состоящую из совершенно округлых зерен (шаров) одинаковой величины, то пористость будет зависеть от того, как будут уложены эти зерна.

При условии, что все шарообразные зерна будут соприкасаться каждое с своими соседями, можно представить себе два характерных случая: первый, когда зерна уложены рядами, образуя куб (рис. 19а), и второй, когда они образуют тетраэдр (рис. 19б). В первом случае, как показывает простое геометрическое вычисление, объем промежутков между шарами выразится в 47,64%, во втором — в 26,18% от всего объема.

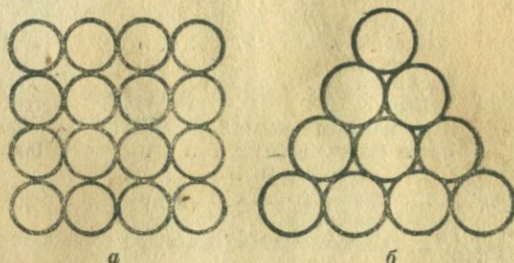


Рис. 19а и 19б. Различное сложение зерен.

Таким образом пористость зависит от того, как располагаются зерна.

При этом надо заметить, что при однородности зерен отношение пор к общему объему, т. е. пористость не зависит от размера зерен, т. е. диаметра шаров. Это также может быть доказано путем соответствующего простого геометрического вычисления¹.

Как увидим в дальнейшем, проницаемость породы тем не менее зависит от размера зерен, так как на нее влияет не только общий объем промежутков, но самый размер их, а также размер общей поверхности смачивания.

Общая же поверхность всех частиц, или поверхность соприкосновения породы с водой,

¹ Мы не считаем нужным приводить здесь эти элементарные вычисления. Желющие могут найти подробный геометрический разбор данных положений у Краснопольского.

увеличивается с уменьшением размера частиц или зерен грунта.

Таблица 5

Род горной породы	Авторы исследований	Число исследованных образцов	Пористость в % объема			
			меньш.	больш.	среднее	
Категория I, породы плотные	Граниты, кристаллические сланцы, гнейс	Buckley	14	0,02	0,56	0,16
	То же	Merrill	22	0,37	1,85	1,20
	Диабазы и габбро	"	3	0,84	1,13	1,01
	Кварцит	"	1	0,84	1,13	0,8
	Обсидиан	Delesse	1	0,84	1,13	0,52
Кристаллические аспидные сланцы	"	2	0,49	7,55	3,95	
Категория II, породы пористые	Известняки, мраморы и доломиты	Buckley	11	0,53	13,36	4,85
	Оолитовые известняки	Merrill	8	3,28	12,44	7,18
	Мел (Лондонский бассейн)	Chapman	6	3,28	12,44	16,83
	Гипс (Англия)	Geikie	2	1,32	3,96	2,64
	Мел твердый (Туронск., Камбра, Франция)	Dollé	2	7,7	8,3	8,00
Мел (сенонский и туронский, Камбра)	"	16	22,2	37,2	29,2	
Категория III, породы пористые и проникаемые	Песчаник	Buckley	16	4,80	28,28	15,89
	То же	Merrill	—	3,46	22,8	10,22
	Песчаник нефтеносный (САСШ)	Melcher	84	3,4	37,7	17,5
	Пески (однородные)	King	Многоч.	26,0	47,0	35,0
	" (смешанные)	"	То же	35,0	40,0	38,0
	" тонкие (част. < 1 мм)	Renk	"	35,0	40,0	55,5
	" гравий (част. > 1 мм)	"	"	35,0	40,0	37,9
	" тонкие (част. < 1 мм)	Velitschkowski	"	40,64	41,87	41,25
" гравий (част. > 1 мм)	То же	"	35,24	37,38	36,31	
" " ледников (САСШ)	Meinzer	7	20,0	37,5	29,54	
" " речной аллюв.	"	Многоч.	20,0	37,6	48,0	
Кат. IV, породы пор. и непор.	Ледниковый ил и валунная глина, САСШ	"	7	11,5	21,0	15,14
	Болотный ил	"	1	11,5	21,0	36,0
	Глины	King	Многоч.	44,0	47,0	45,0
	То же	Geikie	"	44,0	47,0	53,0
Культурная почва	Department of Agriculture U. S.	Многоч.	45,0	65,0	55,0	

В действительности обломочные породы состоят из зерен различной формы. Редкие породы, как например хорошо отмытые аллювиальные пески, обладают сравнительной однородностью зерна. Вообще же в обломочных породах встречаются частицы различного механического состава.

Для наиболее распространенных обломочных пород: песков, суглинков, глин, пористость увеличивается с увеличением глинистости, а именно: пористость песка меньше, чем суглинка и значительно меньше, чем глины. Для песков характерна пористость 30—35%, тогда как для глин она достигает 40—45 и больше процентов.

Объемный и удельный вес

Если мы обозначим: g — вес образца сухой породы в целом, или твердой массы его, что одно и то же, а v — объем данного образца, то отношение

$$\frac{g}{v} = D$$

выражает собой так называемый объемный или кажущийся удельный вес породы, т. е. вес единицы объема породы — величина сама по себе представляющая значительный интерес для характеристики горных пород, а также для определения веса тех или других слоев или участков земной коры или грунта при подсчете земляных работ.

Если же возьмем отношение веса сухого образца g к объему твердой массы его v_t , то получим величину удельного веса породы т. е.

$$\frac{g}{v_t} = d.$$

Определение удельного веса производится в пикнометре, для чего твердые породы предварительно раздробляют и растирают в агатовой ступке в мелкий порошок.

Определение объемного веса для образцов произвольной формы производится в объемомере. Имеется несколько типов объемомера. Обыкновенно это стеклянный цилиндр с делениями, в который помещается испытуемый образец, и бюретка, из которой наливается вода. По разности объема, занятого одной водой, и объема воды при погруженном образце определяется объем образца v . Зная его вес g , находят объемный вес. Испытуемый кусок породы должен быть первоначально обезвожен нагреванием (рекомендуется до 60°) и погружен в парафин для того, чтобы изолировать его от проникновения в поры воды. Объем пошедшего на заливку образца парафина, вычисленный по весу и удельному весу парафина, вычитается из объема образца.

Способы определения пористости могут быть различны. Приведем главнейшие из них, для чего введем следующие обозначения:

v — объем образца породы в целом,

v_t — объем твердой массы породы,

v_p — объем пор в нем.

Отсюда

$$v = v_t + v_p,$$

или, зная объем образца v и объем твердой массы породы в образце v_t , можно найти объем пор v_p , именно:

$$v_p = v - v_t$$

и, взяв отношение объема пор к общему объему образца, получим значение пористости p :

$$p = \frac{v_p}{v}$$

или то же значение, но в процентах:

$$P = \frac{v_p}{v} 100\%.$$

Существует несколько приемов определения пористости.

1. Объемный способ заключается в определении объема образца породы и определении объема воды, заполняющей поры. Этот способ применяется для крупнообломочных пород и песков, объем которых при нарушении естественного сложения хотя и изменяется, но не очень сильно. Для этого в мерный сосуд, например цилиндр, насыпают при потряхивании для более равномерной осадки сухую породу до определенной черты, например 100 см^3 . Затем начинают приливать воду из бюретки или мерного же цилиндра. Так как при наливании воды сверху возможно задерживание воздуха и образование пузырьков последнего внутри породы, можно применять стеклянную палочку для размешивания породы. Под конец приставшая к палочке порода может быть смыта некоторым количеством воды из той же бюретки в сосуд с пробой. Вода наливается до тех пор, пока лишняя капля не будет уже оставаться на поверхности породы в углублении на ней. Отношение объема потребленной воды к объему песка выражает его пористость.

Если объем песка v , а объем пошедшей на замещение пор воды v_p , то пористость

$$P = \frac{v_p}{v} 100\%.$$

2. Весовой способ определения пористости основан на определении веса, объема и удельного веса. Для твердых пород можно пользоваться вышленными кубиками. Если нам известен удельный вес данной породы d , то из сопоставления удельного веса d , объема v и веса g можно найти пористость следующим образом:

$$d = \frac{g}{v - v_p},$$

где v_p объем пор.

Отсюда

$$v_p = \frac{vd - g}{d},$$

а пористость

$$P = \frac{vd - g}{vd} 100\%.$$

Можно применять и другой способ выражения:

$$P = \left(1 - \frac{g}{vd}\right) 100\%, \text{ или } P = \left(1 - \frac{D}{d}\right) 100\%,$$

где D — объемный вес, который, как известно, определяется отношением веса g к объему v .

Тот же весовой способ можно применять к рыхлым породам, например песку. Для этого определяют удельный вес песка в пикнометре и затем определяют кажущийся (объемный) вес некоторого объема песка. По этим данным определяется пористость по ранее приведенной формуле.

Более точные результаты дает метод Мелькера (Melcher), находящийся в последнее время применение у нас в гидрогеологической практике. Этот способ подробно изложен в брошюре В. А. Зильберминц и В. Н. Крестовникова «К вопросу о методике определения пористости горных пород».

Способ Мелькера заключается в определении объема куса породы с ненарушенной структурой и его удельного веса. Для этого один кусок

породы, тщательно очищенный от пыли и приставших крупинок, взвешивается и затем погружается на 2—3 секунды в расплавленный парафин (парафин надо нагревать лишь немного выше температуры его плавления, а образец лучше иметь холодный, чтобы парафин остывал на поверхности образца, а не успевал проникать в поры породы). Поверхность парафинированного образца тщательно осматривается, и если на ней окажутся трещинки, пузырьки воздуха и другие повреждения, то они исправляются расплавлением парафина раскаленной иглой. Когда парафин застынет и охладится, образец взвешивается для определения по разности веса парафина. После этого образец подвешивается на тонкой платиновой проволоке или нити и взвешивается в прокипяченной дистиллированной воде определенной температуры. Так как вода могла проникнуть в поры породы через незамеченные повреждения в парафиновой оболочке, следует сделать контрольное взвешивание образца в воздухе, для чего вынутый из воды образец осторожно высушивается снаружи прикладыванием полотенца или фильтровальной бумаги и взвешивается. Если при этом обнаруживается увеличение веса, то это свидетельствует о том, что в образец проникла вода, на что делается соответствующая поправка. Зная удельный вес парафина и вес парафиновой оболочки, определяют его объем. Определив вес образца с парафином в воздухе и воде, определяют за вычетом парафина вес вытесненной воды, а стало быть, пользуясь соответствующими таблицами зависимости плотности воды от температуры, определяют и объем вытесненной воды, т. е. объем испытуемого образца v . В другом куске образца определяется удельный вес породы d . Для этого кусок раздробляется в агатовой ступке или, в случае песка, растирается. Проба взвешивается, затем высушивается при температуре 100—150° и по охлаждении в эксикаторе взвешивается. Таким образом узнается количество гигроскопической воды. После этого образец оставляют некоторое время на воздухе для восстановления гигроскопической воды, а затем порошок всыпают в пикнометр для проверки, не потерялась ли часть порошка при переносе в пикнометр. Затем пикнометр наполняется водой и определяется удельный вес породы.

Существует еще целый ряд различных методов определения пористости горных пород и вообще пористых тел (что бывает важно при исследовании некоторых материалов, например фарфора, некоторых строительных материалов и пр.).

В. А. Зильберминц и В. Н. Крестовников при исследовании горных нефтеносных пород Грозненского района пользовались методом Мелькера и методом Скобельцина, основанном на определении величины водопоглощения образца после насыщения его аммиаком. При этом авторами получены были следующие величины пористости (взяты некоторые примеры и средние величины для грозненских пород и пород из других районов):

Черные горы, р. Сулак	Рыхлый песчаник	24,92%
" " " "	Твердый кварцевый песчаник	19,93%
" " " "	Плотный песчаник	13,01%
" " р. Ачи-Су	Плотный извест. песчаник	15,55%
" " " "	Мелкозернистый песчаник	18,13%
Опока неизвестного возраста	{ 39,51% 31,01% }	средн. 35,27%
Песчаник шокшинский (из ледниковых отложений)	{ 0,88% 0,34% }	" 0,61%

Известняк темносерый плотный, Донбасс	{ 0,94% 0,24% }	Средн.	0,59%
То же, другого горизонта	{ 0,67% 0,67% }	"	0,67%
Старогрозненский промысел	Мелкозернистый слюдястый песчаник		20,56%
"	Кварцевый рыхлый песчаник		23,69%
Серноводск	Песок		31,91%
"	Плотный известковидный песчаник		10,80%
Черные горы	Мелкозернистый рыхлый песчаник		35,58%
"	Серая сильно песчаная глина		16,77%

Механический состав и механический анализ рыхлых горных пород

Физические свойства рыхлых горных пород зависят от их механического состава, т. е. размера составляющих частиц. Рыхлые осадочные породы заключают в себе частицы самой различной величины — от нескольких миллиметров и долей их, а иногда и более крупных обломков горных пород и минералов, до микроскопически малых частиц и даже частиц, лежащих вне пределов видимости, вплоть до молекулярно рассеянного вещества, находящегося в растворе грунтовой воды и грунтовой влаги.

Таким образом рыхлую горную породу можно рассматривать как совокупность частиц горных пород и минералов в различной степени рассеяния (табл. 6).

Таблица 6

Крупный обломочный материал	Грубые дисперсии (суспензии)	Коллоиды	Молекулярно рассеянное вещество
Частицы более 0,02 мм в диаметре — валуны, галька, гравий, песок	Частицы размером от 0,02 до 0,0001 мм (20 до 0,1 μ) — пыль, ил, глина	Частицы от 0,0001 до 0,000001 мм (0,1 μ до 1 μ), коллоиды — глины, гидраты окиси железа, кремнезема, глинозема и других мелко раздробленных минералов и органических веществ	Частицы в среднем меньше 2 μ . Молекулы, ионы
Видимы невооруженным глазом	Видимы в микроскоп	Невидимы в микроскоп, но присутствие более крупных обнаруживается ультрамикроскопом	—
Могут находиться во взвешенном состоянии лишь в движущейся воде	В воде могут находиться во взвешенном состоянии продолжительное время	В воде находятся во взвешенном состоянии неопределенно долгое время и в виде ложных растворов	В растворенном виде в грунтовой воде и влаге и в поглощающем комплексе
—	—	Обладают Броуновским движением в растворе	—
—	Не проходят через обычные фильтры	Проходят через обычные фильтры	—
—	Способны свертываться от электролитов	Свертываются от электролитов	Могут выпадать из раствора с образованием элементов более крупного размера, кристаллических или аморфных

Из приведенной таблицы видно, насколько различны свойства различных по величине компонентов рыхлой горной породы. Сочетание их создает большое разнообразие рыхлых пород в отношении физических свойств и в частности в отношении к воде: водопроницаемости, влагоемкости и других признаков.

Расчленение породы на различные фракции по величине частиц и изучение свойств отдельных фракций требуют различных и в некоторых случаях очень сложных приемов. Более крупная часть породы может быть расчленена при помощи гранулометрического или механического анализа, коллоидная же часть требует применения приемов коллоидной химии.

Гранулометрический анализ состоит в расчленении породы по величине частиц, начиная от самых крупных. Он находит применение в различных технологических испытаниях грунтов и материалов, например для определения крупности гравия для бетонных работ, для некоторых видов керамического производства и т. п. Для расчленения более мелких частиц применяют ситовый анализ и механический анализ способом отмучивания.

Для полного представления о составе породы, содержащей крупные обломочные элементы, необходимо провести целый ряд определений. Так например для галечников, содержащих гальки разного размера и песчано-глинистые частицы, заполняющие промежутки между ними, следует определить содержание всех фракций, начиная от самых крупных. Для этого определенный объем породы, например кубический метр, или какую-либо долю кубического метра извлекают из грунта, запелняют ящик определенной емкости и определяют объем породы, подлежащей дальнейшему расчленению на фракции. Затем это количество грунта разделяют на фракции, пропуская постепенно через грохота-решета с отверстиями в 5, 3, 2, 1 см и отделяя таким образом обломки больше 5 см, затем обломки от 5 до 3 см, от 3 до 2 см и т. д. Более крупные камни могут быть отобраны руками и их размер определен непосредственным измерением.

Эти манипуляции следует проводить над плотным настилем или лучше над брезентом с тем, чтобы не растерять остающиеся более мелкие частицы. Отделяемые фракции поступают в мерное ведро для определения их объема. Для более точного определения и пересчета на весовое содержание следует в ведро, содержащее данную фракцию, налить воды до поверхности породы с тем, чтобы, определив объем пошедшей на заполнение промежутков воды, можно было перейти к определению объема зерен данной фракции без промежутков между ними. Зная удельный вес пород, составляющих данную фракцию, для чего просматривают петрографический состав обломков или зерен, перечисляют полученную фракцию в весовых единицах и в процентах ко всей породе.

Оставшаяся на брезенте более мелкая часть породы подвергается в дальнейшем ситовому и механическому анализу, что может быть сделано уже не в поле, а в лаборатории.

Для пород мелкозернистых, не содержащих большого количества зерен больше 0,5—1 см, анализ сводится к разделению на ситах и дальнейшему отмучиванию одним из способов механического анализа или же к упрощенному глазомерному способу.

Глазомерный или визуальный способ механического анализа в простейшем виде заключается в том, что образец породы сравнивают с образ-

цом, для которого имеется точный механический анализ. Для этого составляют шкалу механического состава из проанализированных образцов, размещенных например на разделенной пластинке или ящичке. Испытуемый образец, насыпанный таким же слоем на дощечке или пластинке, сравнивают с образцами шкалы, передвигая вдоль нее и определяя состав на-глаз и наощупь. Этот способ очень приближенный и может применяться лишь при массовом определении очень большого количества образцов, для которого производство точного механического анализа невозможно.

Микроскопический способ заключается в просматривании образца рыхлой породы, насыпанного тонким слоем на стеклянную пластинку, в микроскоп или бинокулярную лупу. Масштабом для определения размера частиц служит микрометренная сетка.

Ситовый метод. Для более точного анализа для крупных фракций применяется метод последовательного просеивания породы через сита с отверстиями определенного диаметра: 0,1, 0,5, 1, 2, 5, 10 мм. Образец предварительно разминается в ступке резиновым пестиком. Удобно пользоваться системой сит, помещающихся одно над другим. При встряхивании зерна определенной крупности задерживаются на определенных ситах, а более мелкие просеиваются в нижние сита.

Для дальнейшего расчленения более мелких частиц породы пользуются водой, применяя один из методов **механического** анализа. Методов механического анализа имеется несколько, большинство из них основано на отмучивании частиц в спокойной воде (Вильямса, Сабанина, Кюна-Вагнера) или в токе воды (Шене, Шульце). Имеются способы, обоснованные на разнице плотности чистой воды и воды с взмученной массой частиц (Вигнер, Цункер). У нас пользуется наибольшим распространением метод проф. А. Н. Сабанина, который заключается в взмучивании почвы или породы с водой и сливании сифоном с определенной глубины через определенное время мутной жидкости, повторным доливанием воды и отмучиванием до полного осветления. Тогда в стакане, в котором производится отмучивание остаются лишь частицы диаметром больше определенного. В слитой взмученной воде производят дальнейшее отмучивание. По способу Сабанина производится отмучивание частиц до размера 0,01 мм в диаметре, частицы меньшего диаметра определяются обыкновенно по разности. В последнее время входит в употребление способ Робинсона, который заключается в взятии особой пипеткой проб взмученной жидкости с определенной глубины, исходя из скорости падения частиц согласно формуле Стокса:

$$v = \frac{2}{g} \cdot gr^2 \frac{D-d}{\mu} \text{ см/сек},$$

где g — ускорение силы тяжести в см,

r — радиус частицы в см,

D — удельный вес частиц,

d — удельный вес воды,

μ — коэффициент вязкости воды. По способу Робинсона можно сравнительно быстро разделить частицы диаметром до 0,001 мм.

В результате деления на ситах и отмучивания породы можно разделить на фракции, содержащие частицы в пределах определенных диаметров.

Существует очень много номенклатур фракций породы по механическому составу¹. Большинство этих номенклатур выделяет крупные фракции больше 2 мм в диаметре, песчаные фракции от 2 до 0,1 или 0,05 мм, пылевые частицы от 0,1 до 0,01 мм. Частицы меньше одной сотой миллиметра (0,01 мм) в диаметре раньше обозначались в почвоведении как «глина физическая», т. е. совокупность мелких как глинистых, так и иного состава фракций, обладающих некоторыми общими свойствами с глинами. В последнее время большинство исследователей склоняется к тому, чтобы к «глине» относить частицы меньше 0,005 мм или даже менее 0,001 мм, выделяя фракцию от 0,01 до 0,001 мм как фракцию «ила».

В 1931 г. комиссией при Институте геологической карты разработана номенклатура фракций механического анализа:

Крупные валуны	свыше 300 мм в диаметре
Мелкие "	от 300 " до 100 мм
Галька (окатанная)	} " 100 " " 10 "
Щебень (угловатый)	
Гравий (окатанный)	} " 10 " " 2 "
Дресва (угловатая)	
Грубый песок	" 2 " " 1 "
Крупный песок	" 1 " " 0,5 "
Средний "	" 0,5 " " 0,25 "
Мелкий "	" 0,25 " " 0,10 "
Пыль	" 0,10 " " 0,01 "
Ил	" 0,01 " " 0,001 "
Глина	менее 0,0001 мм

Приведем несколько анализов различных пород (табл. 6а):

Таблица 6а

Название породы	Процент частиц диаметром, мм						
	> 2	2—1	1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,001	< 0,001
Барханный песок, Репетек, Кара-Кумы	—	—	2,8	97,2	Следы		—
Аллювиальный песок со дна р. Москвы	12,68	13,14	66,10	6,84	0,42	0,82	—
Лёсс в районе Днепростроя	—	—	0,02	16,43	80,75	1,40	1,40
Делювиальный суглинок, Карасахкал, Кавказ	—	0,21	5,95	15,60	25,36	43,68	13,25
Глина, угленосный ярус, Бобрики	—	—	—	12,25	7,50	71,00	9,00
Девонская глина, Свирстрой	—	—	—	1,40	11,02	35,50	52,08
Глина кембрийская	—	—	4,50	2,05	2,83	75,19	15,43
Каолин, Глуховск (Черниговского округа)	—	—	—	0,55	1,95	8,87	88,63

¹ Подробное сопоставление различных номенклатур желающие могут найти в статье Землякова Б. Ф. и книге М. М. Филатова (см. список литературы к гл. 4.)

Гранулометрический состав древнеаллювиальных песчано-галечных отложений Волги у Камышина:

Диаметр, мм	%
> 10	26,32
10—7	2,07
7—5	1,14
5—3	1,35
3—1	3,51
1—0,25	20,14
0,25—0,05	41,90
0,05—0,01	0,90
< 0,01	2,67

Механический состав можно изобразить графически кривой. Для этого на горизонтальной оси откладывают диаметры частиц или логарифмы их, а на вертикальной — процентное содержание. При этом принято вести расчет не для каждой фракции отдельно, а по совокупности фракций, начиная от самой мелкой (или от самой крупной), так например для песка приведенного ниже анализа процент частиц по совокупности фракций выразится следующим образом (табл. 7):

Таблица 7

Диаметр частиц в мм каждой фракции	% по отдельным фракциям	Диаметр частиц в мм по совокупности	% по совокупности фракции
От 5 до 3	2,4	Менее 5	100
„ 3 „ 1	8,2	„ 3	97,6
„ 1 „ 0,5	32,4	„ 1	89,4
„ 0,5 „ 0,1	48,5	„ 0,5	57,0
„ 0,1 „ 0,01	7,3	„ 0,1	8,5
Менее 0,01	1,2	„ 0,01	1,2

Кривая механического состава может быть построена двояко. В первом случае на горизонтальной оси откладываются отрезки, соответствующие диаметрам, а по вертикалям откладывается процентное содержание всех частиц менее того или иного диаметра (рис. 20).

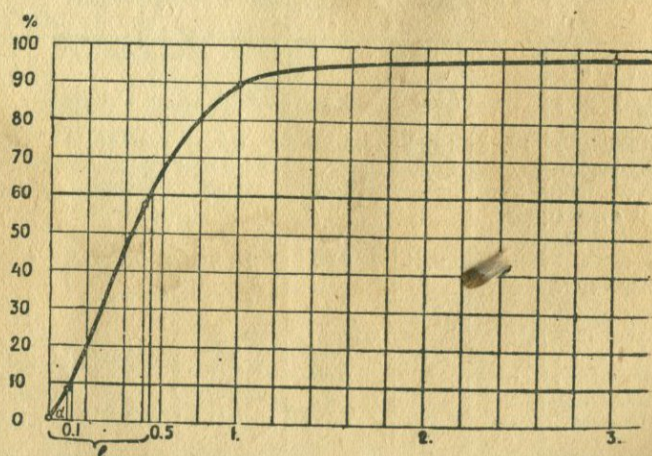


Рис. 20. Кривая механического состава песка (обыкновенная).

$$d = 0,12 \text{ мм. } e = 0,54. r = \frac{e}{d} = 4,5.$$

Во втором случае составляется логарифмическая кривая (рис. 21). Для этого на горизонтальной оси откладываются не диаметры, а логарифмы их. Если например анализ доведен до диаметра 0,001 мм, то можно отложить на оси X логарифмы диаметров, выраженных в миллиметрах или для простоты в микронах, т. е.

lg	0,001 мм, или	1 μ	0
"	0,01 "	10 "	1
"	0,1 "	100 "	2
"	1 "	1 000 "	3
"	10 "	10 000 "	4

Для того чтобы найти диаметр, соответствующий определенному процентному содержанию, опускаем перпендикуляр из пересечения кривой с линией процентов на ось X и получаем отрезок, соответствующий логарифму искомого диаметра.

Механическим анализом в гидрогеологии пользуются для определения водопроницаемости породы. Для этого вводятся некоторые

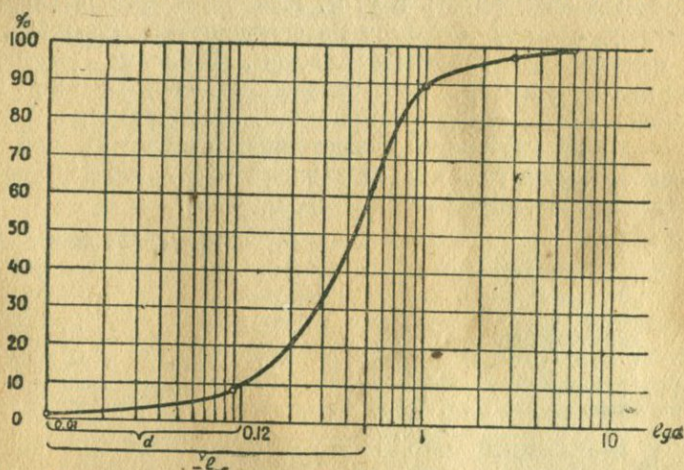


Рис. 21. Кривая механического состава песка (логарифмическая).

$$d = 0,12 \text{ мм. } e = 0,50. f = \frac{e}{d} = 4,2.$$

особые величины. Характерными величинами являются: средняя величина зерна, эффективная или действующая величина зерна и коэффициент однородности.

Средняя величина зерна может быть дана лишь для очень однородных пород с определенной господствующей фракцией, диаметр частиц которой и может быть принят как средний между пределами ограничивающими эту фракцию. Так например для ранее приводимого песка (табл. 7), средним диаметром зерна можно считать 0,5 мм.

Эффективная или действующая величина зерна представляет собой попытку приравнять свойства неоднородной по величине зерна породы к свойствам некоторой однородной породы. Под эффективной величиной принимается диаметр частиц, получаемый на кривой механического состава при пересечении ее линией 10%. Другими словами, под эффективной величиной разумеется такой предельный диаметр, меньше которого в породе содержится 10% от всех частиц.

Коэффициент однородности (или неоднородности) служит для проверки применимости эффективной величины зерна при определении величины водопроницаемости породы. Под этим коэффициентом понимается отношение диаметра, определяемого пересечением кривой с линией 60%, к диаметру эффективной величины, или, другими словами, коэффициентом однородности служит отношение абсцисс, соответствующих 60% и 10%, непрерывной кривой механического состава (рис. 20). Для того чтобы можно было воспользоваться для расчета водопроницаемости эффективной величиной, коэффициент однородности не должен превосходить 5. В противном случае порода является уже настолько неоднородной, что применение формул для вычисления коэффициента фильтрации становится нецелесообразным.

В зависимости от преобладания той или другой фракции горную породу относят или к песчаным, или к суглинистым, или к глинистым. Решающую роль в определении состава породы играют коллоидные частицы и суспензии, которые обуславливают связность породы, ее структурность, водопроницаемость и т. п. Классификация рыхлых пород по механическому составу строится по соотношению фракций, главным образом песчаных и глинистых частиц. Наиболее употребительной является классификация, построенная на соотношении количества частиц больше 0,01 мм и частиц менее 0,01 мм в диаметре.

Комиссией по изучению четвертичных отложений при Институте геологической карты принята следующая схема классификации пород по содержанию частиц диаметром менее 0,01 мм:

Название породы	Количество частиц
	< 0,01 мм в диаметре
Песок	в % До 5
Глинистый песок	От 5 до 10
Супесь	" 10 " 20
Суглинок	" 30 " 50
Глина	Более 50

Лёсс и лёссовидные породы характеризуются фракцией мелкого песка и пыли, которых в типичных лёссах бывает свыше 50—60%.

Влияние коллоидной части породы на ее сложение, водопроницаемость и механический состав.

Идеи о дисперсных свойствах почв, давшие возможность подойти к разрешению целого ряда сложных вопросов в учении о почве, должны оказаться столь же плодотворными и в применении к изучению горных пород, их водных свойств и влияния на них солевого состава подземных вод. Целый ряд вопросов о происхождении осадочных пород и современных морских отложений (илов), о способе их отложения, о процессах диагенеза и метасоматоза может получить освещение при изучении горной породы в ее разделении на мельчайшие компоненты. В вопросах же гидрогеологии исследование коллоидной части породы разъясняет нам наблюдающееся иногда изменение физических свойств породы, в частности ее водопроницаемости.

Коллоиды, а равно и более грубые дисперсии (суспензии), как известно, обладают способностью свертываться в присутствии электролитов. Обычно эти мельчайшие частицы, будучи взвешены в воде, несут

на себе отрицательный заряд. Введение в раствор даже незначительных количеств солей, а именно ионов с положительным зарядом, вызывает коагуляцию, свертывание частиц и выпадение их из раствора. Этой способностью свертывания суспензий пользуются при очистке питьевых и сточных вод.

Воды, циркулирующие в горных породах, обычно содержат большее или меньшее количество растворенных в них тех или иных солей, входящих в состав горных же пород или чаще получающихся в результате выветривания.

Процессы выветривания в широком смысле слова подчиняются определенной географической зональности. В связи с этим и состав грунтовых вод изменяется в зависимости от обогащения теми или иными продуктами выветривания, в результате чего по мере движения с севера нашей равнины на юг мы наблюдаем накопление в грунтах, почвах и грунтовых водах последовательно: карбонатов, сульфатов и наконец в сильно засушливых районах также и хлоридов.

Растворенные в воде соли (карбонаты, сульфаты и хлориды главным образом щелочей и щелочных земель) действуют на дисперсную часть породы и вызывают образование агрегатов. Какова природа этих агрегатов, насколько они устойчивы и т. д., — мы точно не знаем, так как не имеем еще данных для разрешения этих вопросов. Вместе с тем изменяются существенно физические свойства породы, ее пористость, сложение, проницаемость. К. К. Гедройц в одной из своих работ по изучению коллоидных свойств почв¹ отмечает, что структура почв обязана своим происхождением той же способности дисперсионной среды образовывать агрегаты и системы агрегатов, достаточно прочные в отношении распыляющего действия воды. Очевидно, те же явления имеют место и при образовании определенной структуры некоторых преимущественно глинистых осадочных пород. Изменением этого физического состояния породы объясняются в некоторых случаях деформации в ней, что нередко наблюдается в гидротехнической практике при изменении водного режима грунта. Понятие о коллоидном состоянии почвенного мелкозема позволило К. К. Гедройцу подойти к освещению целого ряда сложных процессов в жизни почв, объясняющих как генезис их, метаморфизм, так и физические свойства и их плодородие.

Идеи «поглощающего комплекса», развитые К. К. Гедройцем в ряде превосходных работ, несомненно плодотворны и для объяснения многих явлений, протекающих в осадочных горных породах в условиях наличия влаги и растворимых солей. В общих чертах, по К. К. Гедройцу, почву, а равно и осадочную горную породу можно рассматривать состоящей грубо из двух групп минеральных соединений или солей.

К первой группе относятся алюмосиликаты и силикаты («сложные» соли, по К. К. Гедройцу) и продукты их конечного распада при выветривании (окиси Fe, Si, Al) — соединения устойчивые, нерастворимые в воде и подвергающиеся лишь путем длительного процесса выветривания. Ко второй группе относятся растворимые или более или менее растворимые в обычных условиях соединения, т. е. соли хлористые, сернокислые и углекислые («простые» соли, по К. К. Гедройцу). При высокой

¹ Гедройц К. К., проф. Почва как культурная среда для сельскохозяйственных растений. Почвенные коллоиды и солонцеватость почв. Издание Носовской сельскохозяйственной опытной станции, стр. 20, Киев 1920.

степени дисперсности, т. е. раздробленности минеральных соединений первой группы до коллоидного состояния, эти соединения могут вступать в реакции обменного разложения с «простыми» солями, находящимися в растворе почвенных или грунтовых вод. Совокупность алюмосиликатов и силикатов (а в почве также и органических гуматных соединений) в состоянии высокой дисперсности, обладающих способностью обменивать основания с основаниями растворимых солей, носит название «поглощающего комплекса». К. К. Гедройц полагает, что в состав его входят как коллоидная часть (т. е. частицы от 0,00025 до 0,000001 мм), так и более грубо дисперсная часть (суспензии) от 0,00025 до 0,001 мм.

В результате обменных реакций часть оснований переходит из растворенных в воде солей в поглощающий комплекс, в свою очередь отдающий часть своих катионов. Мы не имеем возможности останавливаться здесь подробно на учении о поглощающем комплексе. Отметим лишь те моменты, которые интересуют нас непосредственно в нашей работе.

Характер катионов, вступивших в поглощающий комплекс, налагает известный отпечаток на всю морфологию почвенного образования и в нашем случае на физические свойства породы.

Известно, что по степени коагулирующей способности многовалентные ионы (Fe^{+++} , Al^{+++}) обладают большей энергией, чем двухвалентные, а двухвалентные (Ca^{++} , Mg^{++}) большей, чем одновалентные ионы (K^+ , Na^+ и другие, кроме водорода).

Поглощение щелочноземельных металлов (Ca^{++} и Mg^{++}) сопровождается уменьшением дисперсности породы, способствуя образованию из отдельных частичек — агрегатов их — как первичных, т. е. состоящих лишь из частиц высокой дисперсности, так и вторичных, состоящих как из высоко дисперсных частиц, так и частиц более крупного размера. Наоборот, катионы щелочей, в частности натрия, способствуют увеличению степени дисперсности, распылению породы на мельчайшие составляющие коллоидные и дисперсные частицы. Полное замещение катионов поглощающего комплекса почвы натрием приводит к образованию солонца — почвы, обладающей очень большой вязкостью во влажном состоянии.

Присутствие водопроницаемых солей, например карбонатов и сульфатов кальция, в грунтах засушливых пустынных областей объясняет некоторые особенности их сложения. Так например при гидрогеологических исследованиях в Муганской степи в Закавказье было обнаружено, что грунты, глинистые по механическому составу, обладают сравнительной рыхлостью, легкой проницаемостью для оросительных вод и обладают фильтрационными свойствами, не соответствующими высоко дисперсным глинистым породам.

Присутствие воднорастворимых солей в грунте оказывает влияние на механический анализ. Многими исследователями (Гиссинк, Робинсон, Землячченский, Охотин и др.) было замечено, что при механическом анализе почв и грунтов получались различные результаты в зависимости от способа подготовки породы к анализу и способа самого анализа, особенно для грунтов, содержащих растворимые соли. В некоторых способах для устранения свертывания частиц в воде рекомендуется введение диспергирующего иона, например аммония. Так например Гиссинком приводятся данные, что количество фракции от 0,2 до 0,02 мм в диаметре для одной и той же почвы колебалось от 4 до 40% в зависимости от способа подготовки почвы к анализу.

Для выяснения этого явления и выяснения особенности грунтов Муганской степи по нашим заданиям и под руководством Ф. С. Соболева в лаборатории Тимирязевской сельскохозяйственной академии были произведены механические анализы и которых образцов грунта с разной подготовкой его. Анализ производился по Робинсону по трем различным схемам:

1. Предварительные операции сводились до минимума для того, чтобы по возможности приблизиться к естественным условиям. Навеска породы растиралась резиновым пестиком, переносилась в цилиндр, и отбор проб пипеткой производился из разбавленной до литра пробы без всякого удаления солей.

2. По второй схеме навеска породы промывалась водой до удаления хлористых солей, и отбор производился из муты, освобожденной от этих солей.

3. По третьей схеме порода предварительно подвергалась обработке слабой соляной кислотой для разрушения карбонатов и очень слабым раствором HCl и NaCl для удаления сульфатов, а затем промывалась для удаления хлористых солей.

Результаты механического анализа для одной породы по разным схемам получились весьма различные, как видно из табл. 8 и рис. 22.

Так частиц диаметром меньше 0,01 мм получилось (табл. 8):

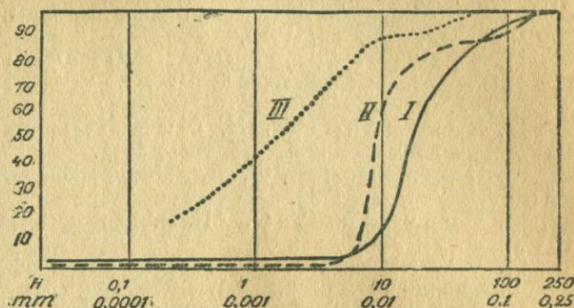


Рис. 22. Кривая механического состава глины Муганской степи с глубины 100 — 120 см по трем схемам анализа.

Таблица 8

Способ	Водососный суглинок из р-на Ленина	Водососный суглинок из Джафархана	Водососный песок из Джафархана	Суглинок из Джафархана
По I схеме	5,54	15,90	7,76	15,78
" II "	10,00	33,46	9,18	65,38
" III "	46,00	53,20	12,73	90,12
" Сабанину	49,52	56,98	16,02	85,69

Таким образом при выборе способа анализа и подготовки к нему необходимо учесть особенности породы, а также и цели, для которых производится анализ.

Главнейшая литература:

1. Астапов С. В. Очерки по изучению физических свойств почвы. Матер. по опытно-мелиор. делу, Инст. сельскохоз. мелиорации, 1928.

2. Гидротехгео. Инструкция по лабораторно-экспериментальным работам. Вып. 4, 1932.

3. Глинка К. Дисперсные системы в почве. Л. 1924.
4. Глушков В. Г. Новые методы механического анализа. Труды почв. инст., вып. 3—4, Л. 1930.
5. Домрачева Е. А. Физико-механический и химический анализ почвы. Краткое руководство, М. 1931.
6. Зауэрбрей И. И. Обзор современных германских работ по установлению связи между водными свойствами и механическим составом почво-грунтов. Издание Научно-мелиор. инст., Л. 1927.
7. Захаров С. А. Краткий курс практических занятий по почвоведению. 1930.
8. Земляков Б. Ф. К вопросу о классификации и номенклатуре рыхлых осадочных пород. Изв. ГГРУ, вып. 34, 1931.
9. Зильберминц В. А. и Кленова М. В. О новых методах механического анализа и классификации фракций. Труды Инст. прикл. минер. и металлургии, вып. 29, 1926.
10. Земятченский П. А. и Охотин В. В. О механическом анализе обломочных рыхлых горных пород по методу Робинсона. Иссл. дорож. бюро ЦУМТ, вып. 19, Л. 1928.
11. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Ч. I, Гидро-геологическая лаборатория, рукопись, 1931.
12. Карпинский А. А. Методы определения физико-механических свойств грунтов. Л. 1931.
13. Мирчинк Г. Ф. Классификация рыхлых горных пород. Изв. ГГРУ, вып. 34, 1931.
14. Полянов Б. Б. К вопросу о классификации кластических грунтов. Изв. Научно-мелиор. инст.
15. Розов Л. П. Изменение дисперсности почв под влиянием протекающих в них биологических процессов. Научно-иссл. инст. гидротехн. и мелиор., 1931.
16. Сабанин А. Н. Различные способы механического анализа и способ двойного отмучивания с малой навеской. Почвоведение № 1 и 2, 1903.
17. Саваренский Ф. П. Механический состав как показатель водопроницаемости и зависимость его от дисперсных свойств грунтов. Матер. по опытно-строит. работам на Мугани, вып. 3, Баку 1929.
18. Филатов С. А. Почвы и грунты в дорожном деле. М. 1932.
19. Яковлев С. А. О классификации и номенклатуре рыхлых осадочных пород. Издание ГГРУ, вып. 34, 1931.

5

Вода в горных породах

Различные виды состояния воды в породе

Вода в горных породах может находиться в следующих различных состояниях: парообразном, в виде гигроскопической воды, пленочной, гравитационной капиллярной воды, гравитационной свободной воды и наконец в твердом состоянии.

Парообразная вода находится в воздухе, заполняющем пустоты и поры в породе. Упругость водяных паров воздуха зависит от влажности породы. Предполагается, что когда влажность ее превышает так называемую максимальную гигроскопичность породы, то упругость водяного пара является максимальной, и всякий избыток влаги или ведет к оседанию в капельно-жидком виде, или к перемещению пара с большей упругостью в сторону воздуха, содержащего водяные пары с меньшей упругостью. Обычно в грунтах, кроме самого верхнего слоя почвы в 5—10 см, влажность редко падает ниже максимальной гигроскопичности, а потому упругость водяных паров можно считать максимальной и тем большей, чем выше температура.

Гигроскопическая вода присуща всем твердым, особенно пористым, телам и состоит из тех частиц воды, которые удерживаются поверхностью породы в силу сцепления между породой и водой. Очевидно, что гигроскопичность мелкообломочной породы будет тем больше, чем больше ее пористость, т. е. общая поверхность всех частиц. Содержание гигроскопической воды не является постоянным для породы, а зависит от влажности окружающего воздуха. В более сухом воздухе порода отдает часть гигроскопической воды, которая, обращаясь в пар, переходит в воздух, и обратно, в более влажном воздухе количество гигроскопической воды в породе увеличивается. Максимальной гигроскопичностью породы можно считать то количество воды, которое удерживается породой в воздухе, насыщенном водяным паром. Гигроскопическая вода может перемещаться в породе, только переходя в парообразное состояние.

Количество гигроскопической воды определяется путем высушивания образца породы при 105—110° до постоянного веса. Содержание гигроскопической воды зависит от целого ряда условий: влажности, давления и температуры воздуха. В крупнозернистых породах гигроскопической воды меньше, чем в глинистых. В грубых песках гигроскопическая вода падает до 0,5%, в тяжелых глинах возрастает до 15%, а в богатых гумусом почвах еще больше. «Максимальная» гигроскопичность, по А. Ф. Лебедеву, определяется таким образом: сухую почву помещают тонким слоем под колпаком, где находится 2,5-процентная H_2SO_4 . Колпак помещается в термостате Ру, и влажность, соответствующая максимальной гигроскопичности, определяется после того, как почва приобрела постоянную влажность (А. Ф. Лебедев).

По Митчерлиху, наибольшая гигроскопичность определяется над 10-процентной H_2SO_4 при разреженном давлении. «Наибольшей» гигроскопичностью называется также то количество воды, которое почва содержит в поглощенном состоянии в атмосфере, насыщенной парами воды при средней температуре 15° (Коссович).

Определение максимальной гигроскопичности по Лебедеву и наибольшей по Митчерлиху не совпадает, особенно для глинистых грунтов. Так определения для некоторых грунтов Муганской степи дали следующие результаты (табл. 9):

Таблица 9

	Вода гигроскопическая, %	Максимальная гигроскопичность по Лебедеву, %	Наибольшая гигроскопичность по Митчерлиху, %
Глина	3,97	14,77	9,79
„	3,65	22,22	14,91
„	5,61	20,67	13,84
„	7,06	19,08	14,32
Песок глинистый . .	2,69	6,09	4,66
„	1,95	2,68	2,62

Пленочная вода. Смоченная водой порода способна удерживать воды больше, чем это соответствует ее максимальной гигроскопичности, хотя пустоты и поры ее еще не заполнены сплошь водой. Пленочную воду можно

представить себе как такую, которая, как и гигроскопическая, удерживается на поверхности частиц породы, но в виде пленки. Схематически можно представить это в том виде, как это изображается А. Ф. Лебедевым (рис. 23). Пленочная вода способна перемещаться в породе как жидкая вода с одной частицы на другую. Перемещение это зависит от притяжения массы породы и может быть представлено следующим образом (рис. 24). На двух соприкасающихся зернах породы пленочная вода располагается в виде пленки неодинаковой толщины. Частица воды x на зерне a находится в меньшем расстоянии от центра притяжения зерна b , чем,

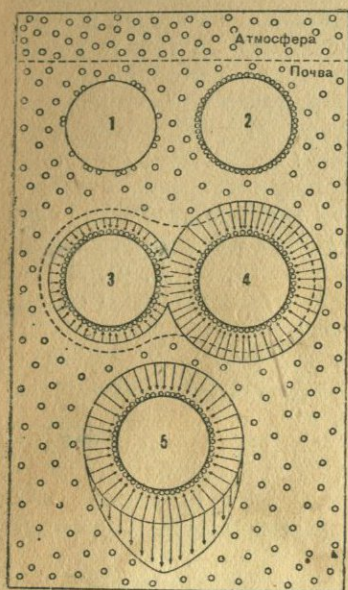


Рис. 23. Схематическое представление о видах воды на частицах породы (по А. Ф. Лебедеву).

1 — соответствует гигроскопической воде; 2 — максимальной гигроскопичности; 3 — пленочной воде; 4 — максимальной молекулярной влагоемкости; 5 — когда влажность превышает максимальную молекулярную влагоемкость, и избыток воды собирается в виде капли, готовой оторваться от частицы под влиянием силы тяжести.

зерна a и перемещается в силу притяжения на поверхность зерна b . Так происходит до тех пор, пока толщина пленки на том и другом зерне выравнивается.

Пленочная вода прочно удерживается на поверхности частиц. Силы, удерживающие ее значительно превосходят силу тяжести, в силу чего пленочная вода не подчиняется силе тяжести, т. е. не может перемещаться под влиянием силы тяжести. Наконец пленочная вода не передает гидростатического напора, что понятно, так как она не заполняет пространства пор.

А. Ф. Лебедев предлагает называть максимальной молекулярной влагоемкостью наибольшее количество воды, удерживаемое породой в виде пленочной воды.

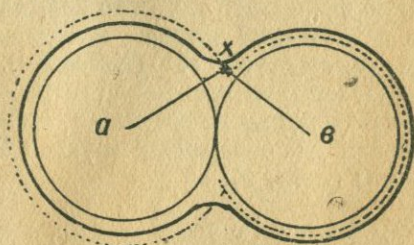


Рис. 24. Перемещение пленочной воды с одной частицы a на другую b .

Пунктиром показана первоначальная пленка воды на частицах a и b ; x — частица воды, перемещающаяся с зерна a на зерно b .

Количество пленочной воды может быть определено путем смачивания породы при условии свободного стекания излишней воды, не задерживающейся капиллярными силами. Для песков например можно воспользоваться стеклянной трубкой, наполненной песком, такой длины, которая заведомо превышает бы высоту капиллярного поднятия воды. Пропустив через такую колонну песка некоторое количество воды, определяют влажность порции песка из верхней части колонны. Лучше применять центрофугу, как это делал А. Ф. Лебедев, с числом оборотов 50 000 в минуту. Грунт, первоначально смоченный и помещенный в центрофугу, освобождается при ее вращении от излишней воды, и в нем остается вода, соответствующая гигроскопической и пленочной.

Количество пленочной воды и максимальной молекулярной влагоемкости зависит от размера поверхности всех частиц грунта. Поэтому у песчаных грунтов эта влагоемкость меньше, у глинистых больше. А. Ф. Лебедевым даны следующие величины максимальной молекулярной влагоемкости по отдельным фракциям механического состава (табл. 10).

Таблица 10

	Диаметр частиц, мм	Максимальная молекулярная влагоемкость, %
Крупный песок	1—0,5	1,57
Средний	0,5 —0,25	1,60
Мелкий	0,25—0,1	2,73
Песчаная пыль	0,1 —0,05	4,75
Ил	0,05—0,005	10,18
Глина	0,005	44,85

Таким образом уже по механическому составу можно судить о величине максимальной молекулярной влагоемкости. А. Ф. Лебедевым были определены величины максимальной молекулярной влагоемкости для смеси песка с глиной и сопоставлены с данными, полученными вычислением (табл. 11).

Таблица 11

Песок, %	Глина, %	Максимальная молекулярная влагоемкость в %, полученная	
		экспериментально	по вычислению
100	0	1,60	—
0	100	44,85	—
20	80	36,50	36,20
40	60	26,84	27,55
60	40	18,92	18,90
80	20	9,46	10,25

Если перечислить количество воды на суммарную поверхность частиц, то толщина пленки воды выразится в долях микрона.

Капиллярная вода. Под капиллярной водой мы разумеем воду, заполняющую капиллярные промежутки и удерживаемую в них силой поверхностного натяжения. Эти воды подчиняются как силе тяжести, так и поверхностному натяжению. Поэтому в пористой породе вода не только заполняет пору до определенного уровня, но и поднимается по капиллярам на определенную высоту над постоянным свободным зеркалом грунтовых вод. Если уровень грунтовых вод опускается, то опускается и зона капиллярных вод. Если капиллярные воды находятся в породе, полностью насыщенной водой, т. е. в ней нет более крупных некапиллярных незаполненных водой промежутков, то капиллярная вода может передавать гидростатический напор. В своем движении капиллярная вода подчиняется закону Дарси (см. дальше). В песчаной породе, содержащей

воду, надо различать две зоны: зону насыщения, где вода заполняет как капиллярные, так и некапиллярные промежутки, и зону капиллярного поднятия, где вода заполняет только капиллярные промежутки. А. Ф. Лебедев выделяет в этой группе еще так называемую *подвешенную* воду, т. е. такую капиллярную воду, которая не сообщается снизу с сплошным слоем грунтовых вод, а поддерживается поверхностным натяжением на границе вода — воздух снизу капилляра. Такой случай нахождения воды наблюдается в степных грунтах, в которых грунтовые воды залегают глубоко.

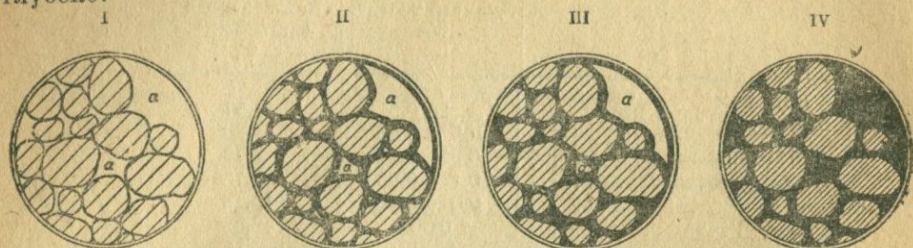


Рис. 25. Различные случаи содержания воды в песке.

I — вода гигроскопическая; II — вода пленочная; III — вода капиллярная; IV — вода гравитационная свободная; *аа* — крупные некапиллярные промежутки.

Свободная вода — тоже гравитационная, но не зависящая в своем распределении в породе от поверхностного натяжения и подчиняющаяся исключительно силе тяжести. Такая вода приурочена к пустотам более крупного характера, например к трещинам. Это обычная вода, заполняющая трещиноватые породы, например известняки, песчаники и т. п. Она способна перемещаться под действием силы тяжести и образовать подземный поток. Такие воды передают гидростатический напор, как вода сообщающихся сосудов. В этом отношении в различных условиях залегания эти воды могут быть напорными или ненапорными, о чем будет сказано ниже.

На рис. 25 изображены различные случаи содержания воды в песчаной породе.



Рис. 26. Распределение воды в трубках по д'Андрамоу.

Приведем здесь некоторые опыты, поясняющие различные виды нахождения воды в породах, например в песке.

Д'Андримоном был поставлен опыт с леском, помещенным в трубку, составленную из 14 отдельных частей по 5 см длиной с хорошо прилифованными краями.

Затем эта колонна высотой в 70 см одним концом погружалась в сосуд с водой, уровень которой поддерживался постоянным. По истечении 9—10 дней колонна разбиралась, и в каждом из колец брался песок, в котором определялась влажность. Распределение влаги в колонне показано на прилагаемом чертеже (рис. 26). Отрезок *AB* соответствует полному насыщению водой, отрезок *BC* и *CD* — капиллярной

воде, *DE* — пленочной воде, *EF* — скрыто влажному состоянию песка и *FG* — сухому состоянию, соответствующему состоянию песка до постановки опыта.

Такого же рода опыт был поставлен А. Ф. Лебедевым. Через трубку, состоящую из отдельных колен общей длиной в 2 м, наполненную речным песком, фильтровалась вода. После того как прекратили подливать воду в трубку, истечение воды из нижнего конца еще продолжалось некоторое время. Когда оно прекратилось, трубка разбиралась, и определялась влажность песка через каждые 10 см.

Получились следующие результаты:

Очевидно, что в третьей зоне удержалась только пленочная вода, соответствующая максимальной пленочной влажности почвы (молекулярной влагоемкости, по А. Ф. Лебедеву). В первой зоне удержалась капиллярная вода, соответствующая капиллярной или абсолютной влажности песка и удерживаемая снизу поверхностным натяжением воды на границе с воздухом (подвешенная вода, по А. Ф. Лебедеву), а во второй, переходной зоне, где влажность постепенно уменьшается кверху, вода находится частью в пленочном, частью в капиллярном состоянии. В более тонких капиллярных промежутках вода заполняет полностью их, в более же широких вода не может подниматься на такую же высоту и удерживается в виде пленки только на поверхности песчаных зерен.	Высота,	Влажность,	
	см	%	
	200	1,95	
	190	1,81	
	180	2,03	
	170	2,07	
	160	1,94	
	150	1,79	
	140	1,99	
	130	1,98	3 Зона постоянной влажности (пленочная вода)
	120	2,03	
	110	1,91	
	100	1,87	
	90	2,05	
	80	2,01	
	70	1,94	
	60	1,99	
	50	2,10	
	40	2,37	2 Зона переходной влажности
	30	6,51	
	20	15,47	1 Зона наибольшей влажности (капиллярная вода)
	10	16,87	
	0	16,25	

Водопроницаемость

Скважность определяет два чрезвычайно важных свойства горной породы: ее водопроницаемость, т. е. способность пропускать через себя воду, и влагоемкость, т. е. способность вмещать и удерживать определенное количество воды.

Водопроницаемость зависит от скважности и характера пустот и пор. Одна величина скважности или пористости еще не определяет степени водопроницаемости. Порода может обладать очень значительной пористостью, как например глина, в которой пористость часто достигает 50%, и в то же время практически быть водонепроницаемой. Тогда как песок с 30% пористости будет хорошо проницаем для воды. В данном случае играет роль размер пустот, или диаметр пор.

По степени водопроницаемости все горные породы можно подразделить на три группы: 1) водопроницаемые, 2) полупроницаемые и 3) непроницаемые. К водопроницаемым породам относятся все осадочные крупнообломочные несцементированные породы, как галечники, гравий, песок, россыпи, а также все остальные сильно трещиноватые породы.

К полупроницаемым можно отнести такие породы, как глинистые пески, лёсс, торф, более рыхлые разности песчаников, реже — пористые известняки и мергеля.

К непроницаемым породам, которые также называют водоупорными, принадлежат все массивные кристаллические породы и осадочные, если только они не трещиноваты, а из обломочных несцементированных — глины.

Таким образом целый ряд пород, именно массивные, могут быть и водопроницаемыми и водонепроницаемыми в зависимости от того, как их рассматривать. Такие породы, как гранит, плотный песчаник и известняк, являются непроницаемыми сами по себе, но если их рассматривать в естественных условиях залегания, где они могут быть разбиты многочисленными трещинами, то они будут отличаться сильной водопроницаемостью. Проницаемость, зависящую от наличия трещин в породе, Дюбрэ называл проницаемостью *en grand*, тогда как проницаемость, зависящую от наличия пор в самой породе, — проницаемостью *en petit*. В первом случае проницаемость зависит от некапиллярной скважности, во втором — от пористости.

Существуют такие породы, которые обладают и тем и другим видом водопроницаемости, например некоторые рыхлые мергеля и некоторые рыхлые песчаники, которые проницаемы сами по себе в силу своей пористости и кроме того могут быть проницаемы в силу их трещиноватости.

Следует обратить внимание на то, что некоторые породы обладают различной водопроницаемостью в разных направлениях. Такая анизотропность породы обуславливается иногда ее текстурными особенностями или же слоистостью. Типичным примером сильно анизотропных пород являются аллювиальные отложения, состоящие из чередующихся слоев более крупного и более мелкого песка, а также прослоек глинистых песков и глин. В этом случае водопроницаемость в вертикальном направлении будет меньше, чем в горизонтальном, так как вода на своем пути будет встречать слабопроницаемые и водонепроницаемые прослойки, задерживающие продвижение воды, тогда как в горизонтальном направлении просачивание по более проницаемому слою не будет встречать препятствий.

Глины, как уже указывалось выше, отличаются значительной пористостью, которая превосходит пористость песков. Несмотря на это, глины относят к практически водонепроницаемым породам. Слабая проницаемость глин объясняется, во-первых, тем, что поры в глине чрезвычайно тонки (субкапилляры), и вода в них должна испытывать при движении колоссальное сопротивление, создаваемое поверхностным натяжением частиц. Поверхность же всех частиц в глине чрезвычайно велика. Во-вторых, на водопроницаемость оказывает влияние также и форма пор. В отличие от песка частицы глины имеют не округлую, а чешуйчатую форму, и промежутки между ними поэтому имеют щелевидный характер, что уменьшает поперечное сечение пор и увеличивает поверхность соприкосновения воды с породой. Наблюдения в обычных природных условиях дают нам возможность считать глины водонепроницаемыми. Глинистые слои являются водоупорным ложем для накапливающихся над ними в рыхлых породах грунтовых вод. Глина применяется для устройства наиболее ответственных частей земляных плотин в предупреждение их фильтрации и т. д.

Тем не менее, согласно работам К. Терпаги, глины могут быть проницаемы для воды. Глины, как известно, обладают способностью при сма-

чивании или высыхании изменять свой объем. При высыхании глина сжимается, при этом часто растрескивается. При насыщении же водой глина разбухает. Связность глины объясняется поверхностным натяжением воды, заключенной в глине. Если на поверхность влажной глины приложить значительное давление, то начинается сжатие глины. При этом часть воды под влиянием передачи этого давления на воду, заключенную в капиллярах, устремляется из глины. То же самое происходит и при высыхании глины: по мере потери глиной воды на испарение поверхностное натяжение оставшейся в глине воды вызывает стягивание частиц глины, аналогично тому, что происходит при искусственном сжатии глины. Таким образом при соответствующем давлении и влажности глины вода способна перемещаться в капиллярах глины, и при больших давлениях глина может пропускать через себя воду. Процесс этот протекает чрезвычайно медленно, так как скорости движения воды в глине чрезвычайно малы. Новые данные по проницаемости глин под большим давлением еще не нашли своего отражения в гидрогеологии, но возможно, что смогут объяснить некоторые явления, до сих пор не имевшие достаточно удовлетворительного объяснения.

Водопроницаемость торфа. Торф представляет собой массу растительных остатков в различной степени их разложения, от сохранивших еще свое анатомическое строение частей растения (особенно древесных пород) до аморфной массы. Торф принадлежит к породам очень пористым, сильно влагоемким. Влагоемкость торфа может достигать громадных размеров до 1500%, особенно сфагновый торф (т. е. произшедший из мха *Sphagnum*), что объясняют особым строением клеточной ткани этого растения. Проницаемость же торфа действительно очень мала. Наблюдаются случаи, когда карьер или ямы в торфе остаются долгое время без воды, тогда как соседняя выработка или яма наполнены водой.

Опыты лабораторного исследования и наблюдения над дренирующим влиянием осушительных канав заставляют прийти к заключению, что движение воды в торфяниках происходит иначе, чем в мелкозернистой горной породе, например в песке.

Новейшие исследования водных свойств торфов в Гос. институте сельскохозяйственной мелиорации (проф. А. Д. Брудастов, Я. Я. Гетманов) устанавливают, что различные виды торфа обладают различной степенью водопроницаемости.

А. Д. Брудастов выделил при своих работах три вида торфа: первый — аморфный, состоящий из мелких крупинок аморфного вещества, второй — из не вполне еще разложившихся остатков травянистых растений и мхов, сохранивших еще свое анатомическое строение, но уже смешанных с аморфной массой, третий — торф из явно выраженных растительных (древесных) остатков.

По мнению А. Д. Брудастова, вода в аморфном торфе находится не в состоянии непрерывных потоков; а в виде отдельных капелек вперемежку с воздухом. Этим объясняется чрезвычайно малая водопроницаемость и водосточа аморфного торфа. Для проверки этого был поставлен опыт с просверленной трубой и фильтровальной сеткой с острым наконечником, погружаемым в аморфный торф. При откачивании насосом с разрежением воздуха до 0,1 ат не удавалось извлечь из трубы ни одной капли воды. К сожалению остается неизвестным, была ли опущена труба в зону насыщения торфа или зону капиллярного поднятия.

Вторая группа торфов отличается тем, что по неразложившимся древесным остаткам возможно движение воды.

В третьей группе торфов, состоящих из слабо разложившихся древесных остатков, движение воды имеет характер движения по некапиллярным пустотам и приближается по своему характеру к движению воды в трещиноватых породах. В стенках осушительных канав можно видеть, как вода струится из промежутков расщепленной массы древесины, образующей хороший горизонтальный дренаж.

Вопрос о движении грунтовых вод в торфе надо считать находящимся в стадии разработки. Одним из существенных вопросов при изучении водоносности торфов является выяснение зоны капиллярного насыщения торфа водой, которая может быть очень значительна в силу особого строения торфа и наличия сосудистых волокон растительных остатков, проводимость воды в которых зависит от присутствия в них воздуха, и зоны насыщения, т. е. той зоны, где водой заполнены не только тонкие волосные ходы, но и более крупные промежутки, приуроченные к древесным остаткам. Капиллярная зона должна обладать очень малой степенью водоотдачи, и естественно, что осушительные канавы, вскрывающие эту зону, не могут дренировать торфяной массив.

Капиллярные явления

Горные породы, особенно рыхлые обломочные, в силу их пористости обладают способностью к капиллярному передвижению воды по сообщающимся порам. Капиллярные явления в пористых породах подчиняются общим законам физики, но осложняются тем, что капиллярные ходы в горной породе представляют собой сложную сеть сообщающихся промежутков разного сечения и формы.

Закон капиллярного поднятия воды в тонких трубках был формулирован Жюреном (Jurin, 1718): высота поднятия жидкости (в случае смачивания) или опускания (в случае несмачивания) в капиллярной трубке обратно пропорциональна диаметру канала трубки:

$$h = \frac{2a^2}{d},$$

где a^2 , так называемая «капиллярная постоянная» жидкости; она равна высоте подъема этой жидкости в мм (при полном смачивании стенок) в трубке радиуса 1 мм. Для воды эта величина равна 15,4 (при 0°). Следовательно для воды можно принять: $h = \frac{30}{d}$.

Известно также, что капиллярное поднятие уменьшается с повышением температуры жидкости. Так для воды

$$h_z = h_0(1 - 0,002t).$$

Особенное значение имеют капиллярные явления в рыхлых обломочных или так называемых рыхлых зернистых породах, в которых величина капиллярного поднятия воды зависит от размеров зерна, однородности этих зерен, а также от строения (структуры) породы и целого ряда других условий.

Аттерберг дает следующую высоту поднятия воды для различного диаметра частиц:

Диаметр частиц, мм	Высота поднятия воды, мм
5,0 — 2,0	25
2,0 — 1,0	66
1,0 — 0,5	131
0,5 — 0,2	246
0,2 — 0,1	428
0,1 — 0,05	1 055
0,05 — 0,02	1 869

В явлении капиллярного поднятия воды играют роль два момента: высота поднятия и скорость поднятия.

Гильгард дает следующие цифры для грунтов с разным диаметром зерна:

Диаметр зерен, мм	Максимальная вы- сота поднятия, мм	Число дней необхо- димых для макси- мального поднятия
2	114,3	80
1	241,3	100
0,5	279,4	136
0,3	330,2	188
0,16	488,9	191
0,12	666,7	158
0,072	888	144
0,047	1 352	160
0,025	2 667	300
0,016	3 099	475
Песчаный ил	1 321	144
Глина	1 537	350

При диаметре зерен в 2,2—2,5 мм капиллярное поднятие воды фактически не имеет места.

Высота поднятия больше в влажных грунтах, чем в сухих. Так например Whipple получил следующие результаты с сухими и влажными песками (табл. 12):

Таблица 12

Действующая величина зерна	Коэффициент однородности	Высота поднятия воды в конце 2-го месяца, мм	
		Сухой песок	Мокрый песок
1,0	В	До 38,1	От 152,4 до 279,4
1,5	общем	От 76,2 до 101,6	" 279,4 " 431,8
0,4	между	" 101,5 " 127,0	" 355,6 " 508,0
0,5	1,17	" 139,7 " 177,8	" 431,8 " 635,0
0,25	и	" 165,1 " 203,2	" 593,0 " 711,2
0,03	1,53	" 406,4 " 482,6	" 1 651,0 " 1 981,2

Капиллярное перемещение воды происходит не только в вертикальном направлении, но во всех направлениях от места соприкосновения породы с водой.

Способы определения скорости и высоты капиллярного поднятия обыкновенно пользуются для этого стеклянными трубками диаметра не меньше 2 см. Один конец трубки завязывают кисеей. В трубку насыпают испытуемую породу. Если порода связная (суглинок, глина), то ее предварительно размельчают, разминая в руках или растирая в ступке резиновым пестиком. При насыпании породы следует постукивать о трубку для того, чтобы порода уложилась в трубке равномернее и плотнее и не образовалось в породе пустот и трещин, и чтобы при смачивании рыхло насыпанная порода не дала неравномерной осадки. Всякий разрыв сплошности породы вызывает разрыв капилляров и прекращает дальнейший подъем воды. После насыпания породы завязанный конец трубки несколько погружают в сосуд с водой и устанавливают так, чтобы он оставался все время смоченным. О высоте поднятия воды судят по изменению

окраски породы (потемнению). В первые минуты поднятие воды происходит очень быстро, особенно у песчаных пород. Затем скорость постепенно убывает и через несколько дней измеряется миллиметрами в день, а через несколько месяцев — долями миллиметра. Так например для суглинков из Муганской степи скорости вначале были таковы:

О высоте капиллярного поднятия судят по высоте поднятия в тех же трубках. При этом опыт редко продолжается достаточно длительное время, чтобы считать его вполне законченным. Обыкновенно скорость поднятия с течением времени становится уже едва заметной. В наших опытах над грунтами Муганской степи была достигнута следующая высота (табл. 12а):

Время		Высота поднятия в мм.
17/II	12 ч. —	0
	12 „ 05 мин.	45
	12 „ 10 „	65
	12 „ 20 „	100
	12 „ 40 „	160
	14 „ 10 „	300
18/II	16 „ 25 „	400
	20 „ 00 „	510
	13 „ 10 „	735
	21 „ 10 „	790

Таблица 12а

Порода	Через сколько дней	Достигнутая высота, мм	Скорость в первые сутки, мм	Скорость в последние сутки, мм
Суглинок	85	1606	730	2
Глина	25	907	270	25
„	25	995	640	5
„	114	1536	593	2
„	207	1250	743	0,5
Суглинок легкий	207	1960	732	1

Высоту капиллярного поднятия воды в породе можно измерять еще другим способом, основанным на том положении, что отрицательное капиллярное давление зависит от радиуса капилляра в месте раздела жидкости и воздуха и не зависит от диаметра остальной части трубки.

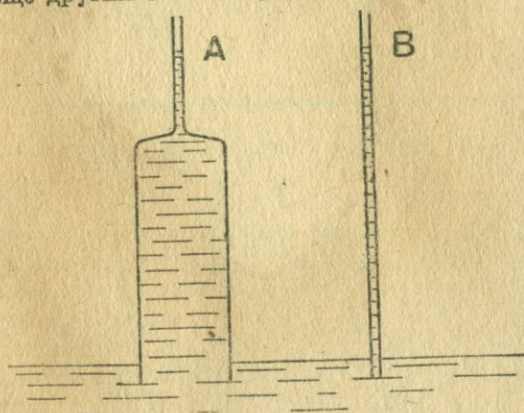


Рис. 27. Независимость высоты удерживаемой капилляром воды от ширины нижней части сосуда.

Так например в трубках А и В (рис. 27) высота столба воды, удерживаемого капиллярным давлением, будет одинакова, хотя в сосуде А нижняя часть его не имеет характера капилляра. Для определения отрицательного капиллярного давления пользуются прибором, называемым капилляриметром (рис. 28). Опыт заключается в том, что испытываемая порода насыщается в небольшой стеклянный цилиндр, нижний конец которого обтуплен кусочком полотна. Этот цилиндр присоединяется к другому такого же диаметра при помощи резинового кольца. В нижний конец

второго цилиндра помещается резиновая пробка с проходящей через нее стеклянной трубкой, на которую надевается в свою очередь каучуковая трубка, конец которой опускается в сосуд с водой.

Толщина слоя породы должна быть не меньше 2 см. Цилиндр с образцом и трубка наполняются погружением в воду до насыщения почвы, а затем цилиндр приподнимается мало-помалу кверху, и замеряется расстояние между нижней поверхностью породы в цилиндре и поверхностью воды в сосуде, пока не произойдет разрыв сплошности воды в трубке. Предельная высота поднятия — та, при которой происходит разрыв воды.

Так как высота поднятия может быть очень значительна и обращение с такого рода капилляриметром представляет неудобства, можно пользоваться капилляриметром другого рода — капилляриметром Энгельгардта (рис. 29). В этом приборе верхняя часть заканчивается стеклянной трубкой, пропущенной в пробку нижнего цилиндра, через которую проходят еще две трубки, соединенные одна с водоструйным насосом, а другая с ртутным манометром. Величина отрицательного капиллярного давления, соответствующая высоте капиллярного поднятия, определяется по формуле

$$H = h + 13,6 n,$$



Рис. 28.
Капилляриметр.

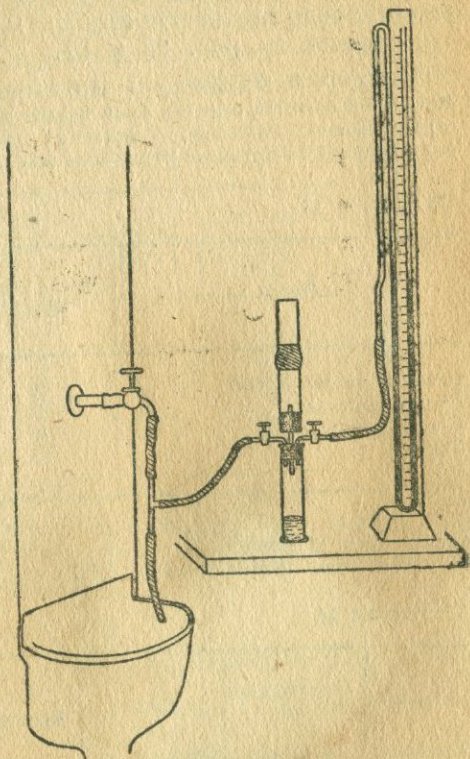


Рис. 29. Капилляриметр Энгельгардта.

где h — расстояние от границы породы до конца средней трубки с водой, а n — разность ртутного столба.

В устройстве капилляриметров применяют и другие усовершенствования, которые приводить здесь не будем:

Следует отметить, что величина капиллярного поднятия, определяемого в капилляриметре, не является предельной, наибольшей, а скорее наименьшей, соответствующей понижению менисков в более широких капиллярах.

Определение отрицательного капиллярного давления помощью капилляриметра чрезвычайно упрощает задачу нахождения важной для характеристики горной породы величины.

К сожалению и в этом случае экспериментатор имеет дело с изменчивой породой, потерявшей свою естественную структуру и сложение.

Для приближения к действительности применяется способ определения капиллярного поднятия в больших почвенных монолитах, залитых с боков особой непроницаемой массой. Этот способ очень сложен и не исключает возможности нарушения капилляров трещинами, образующимися при высыхании монолита.

Более целесообразен предложенный нами способ использования капиллярметра для определения отрицательного капиллярного давления для образцов с ненарушенной структурой. Для этого образец породы в поле берется в стальной цилиндр с острым краем, которым вдавливаются на некоторую глубину в горизонтальную поперечность породы. Далее этот цилиндр затыкается пробкой и устанавливается как капиллярметр, показанный на рис. 28 и 29.

Инж. В. Ф. Мильнером и его сотрудниками в гидрогеологической лаборатории Муганской опытной станции были проделаны по этому способу определения величины отрицательного капиллярного давления для некоторых муганских грунтов. При этом были получены следующие результаты (табл. 13):

Таблица 13

Песок	Число испытаний	Давление, см		
		максимальное	минимальное	среднее
Песок мелкозернистый	2	65	25	—
Супесь плотная	7	115	90	105
Сугинок	6	120	85	103
Глина	4	125	88	112

Теми же исследователями найдено, что при постановке опыта с соленой (грунтовой) водой величина отрицательного капиллярного давления получается меньше, чем в опыте с пресной водой. Так например, для супеси из опытного шурфа (табл. 14):

Таблица 14

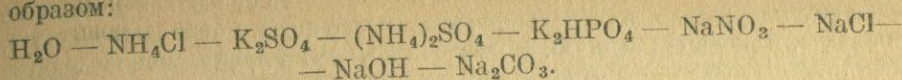
Образец	С глубины, см	Вода	Число испытаний	Давление в см		
				максимальное	минимальное	среднее
1	30—40	Пресная	7	118	74	88
2	30—40	Соленая	5	67	36	50
3	30—40	"	8	65	42	52
4	30—40	"	7	93	53	73
5	40—50	Пресная	4	118	76	101
6	40—50	Соленая	3	57	41	47

Содержание тех или иных солей в воде изменяет как высоту, так и скорость капиллярного поднятия. Так П. С. Коссовичем было установлено что раствор NaCl поднимался на большую высоту, а раствор Na_2SO_3 на меньшую высоту, чем чистая вода.

Обстоятельные исследования по капиллярному поднятию растворов различных солей С. П. Кравкова привели его к следующим выводам:

1. Скорость капиллярного поднятия растворов уменьшается с повышением концентрации раствора.

2. При одинаковой концентрации растворов скорости поднятия предполагаются в убывающем порядке в зависимости от соли следующим образом:



3. Прибавление к почве или грунту гипса или углекислой извести увеличивает скорость капиллярного поднятия.

Опыты с растворами NaCl , Na_2SO_4 и Na_2CO_3 показывают, что с повышением концентрации высота капиллярного поднятия уменьшается.

Очень интересные и важные в практическом отношении для осветления процессов засоления выводы получены В. Б. Полюновым, который производил опыты с капиллярным поднятием растворов Na_2SO_4 и NaCl в ленинградских ленточных глинах. Результаты наблюдений над одним цилиндром глины показали (табл. 15):

Таблица 15

№ пробы	Высота выемки пробы из цилиндров от основания, см	Влажность пробы	Отношение $\frac{\text{Na}_2\text{O}_4}{\text{NaCl}}$
1	56	20,95	0,02
2	48	22,68	0,28
3	36	23,54	1,07
4	24	24,09	1,28
5	12	24,82	1,10

В. Б. Полюнов делает отсюда вывод, что „сульфат в конечном итоге сильно отстает в своем распространении вверх от хлорида“. Можно предполагать, что, продолжая опыт, мы могли бы почти совершенно освободиться от присутствия „сульфата в верхних частях поднявшегося раствора“.

Главнейшая литература:

- Гидротехгео. Инструкция по лабораторно-экспериментальным работам. Вып. 4, 1932.
 Зильберминц В. А. и Крестовников В. Н. К вопросу о методике определения пористости горных пород. 1928.
 Карпинский А. А. Методы определения физико-механических свойств грунтов. 1931.
 Кравков С. П. Опыты над движением в почве воды и растворов солей. Почвоведение № 1, 1901.
 Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. 1930.
 Полюнов В. Б. и Философов Б. И. Об изменении растворов при капиллярном поднятии их в почвах и грунтах. Изв. Научно-мелиор. инст. № 2.

Степень насыщения породы водой и влагоемкость

Если вода замещает все промежутки в породе, какие бы они не были, т. е. как не капиллярные, так и капиллярные, то порода находится в состоянии полного насыщения водой.

Если вода замещает не все промежутки, а только капиллярные, оставляя крупные промежутки и пустоты незаполненными, то порода находится в состоянии неполного или капиллярного насыщения.

Очевидно, что в пористых породах, не содержащих крупных некапиллярных пор, капиллярное насыщение будет в то же время и полным.

Под влагоемкостью породы разумеется способность вмещать в себя или удерживать определенное количество воды. Различают полную, неполную, или капиллярную, и пленочную, или молекулярную, влагоемкость.

Под полной влагоемкостью понимают способность породы вмещать в себя определенное количество воды. Полная влагоемкость соответствует полному насыщению породы, т. е. замещению как капиллярных пор, так и некапиллярных промежутков и пустот.

Под неполной или капиллярной влагоемкостью обыкновенно понимают способность породы удерживать в себе определенное количество воды. Неполная влагоемкость соответствует стало быть неполному или капиллярному насыщению породы. В почвоведении и общем земледелии ее называют также абсолютной влагоемкостью.

Под пленочной или молекулярной (иначе наименьшей) влагоемкостью можно разумеет способность породы удерживать в себе определенное количество пленочной воды, т. е. не заполняющей всех пустот и пор, а лишь находящейся на поверхности частиц.

В общепринятом смысле влагоемкими породами называются такие, которые способны насыщаться водой и удерживать ее в себе, т. е. обладающие капиллярной влагоемкостью. В этом отношении все породы могут быть подразделены на три категории:

- а) очень влагоемкие: торф, суглинки, глины;
- б) слабо влагоемкие: мергеля, мел, рыхлые песчаники, глинистые и мелкие пески, лёсс;
- в) невлагоемкие: массивные изверженные и осадочные породы; крупнообломочные породы: галька, гравий, песок.

Влагоемкость в почвоведении (Захаров) рекомендуется определять следующим образом. Образец почвы, вырезанный металлическим цилиндром и взвешенный, опускается в этом цилиндре в сосуд с водой до уровня верхнего края. По истечении некоторого времени цилиндр вынимается, и взвешивается. Насыщение и взвешивание продолжается до постоянного веса. Так рекомендуется определять полную влагоемкость. Для определения неполной влагоемкости такой же цилиндр опускается в сосуд с водой лишь настолько, чтобы вода смачивала нижнюю часть образца, или на постоянно смачиваемую фильтровальную бумагу. Таким образом насыщение породы идет снизу путем капиллярного поднятия.

Оба эти способа неудовлетворительны по самому существу. В том и другом случае в породе может удержаться лишь капиллярная вода в пределах высоты капиллярного поднятия, и в этом смысле разницы между одним определением и другим по существу не должно быть. Для песчаных же пород как в одном, так и другом случае вода может удержаться лишь в пределах высоты капиллярного поднятия, и если высота образца выше высоты капиллярного поднятия, то верхняя часть образца не будет насыщена водой ни в том ни в другом случае. Разница будет лишь в том, что в образце для определения полной влагоемкости выше капиллярной зоны удержится пленочная вода, а в образце для неполной влагоемкости песок в верхней части останется сухой.

Влагоемкость обыкновенно выражается в процентном отношении веса воды к весу образца. Для гидрогеологических целей удобнее пользоваться

объемным выражением влагоемкости, т. е. выразить ее в виде отношения объема воды к объему образца породы.

Недостатком насыщения породы надо называть то количество воды, которое может вместить в себя порода в естественных условиях ее влажности. Недостаток насыщения выражается в процентах отношения объема воды, идущей на насыщение, к объему породы и определяется по разности между насыщением и естественной влажностью. Для этого определяют полную влагоемкость породы, ее естественную влажность и разность между ними вычисляют в объемных процентах.

Естественная влажность

Под естественной влажностью понимается влажность породы в ее естественных условиях залегания в данный момент. Естественная влажность грунта зависит от целого ряда условий, а именно: характера пород, условий их залегания, физических свойств, водного и теплового режима и др. Вода в горных породах может находиться, как уже изложено в предыдущей главе, в виде гигроскопической, пленочной и гравитационной (капиллярной и свободной). Все породы содержат воду в том или другом виде. Даже массивнокристаллические изверженные породы, обладающие совсем незначительной пористостью, содержат небольшое количество гигроскопической воды. Влажность многих твердых горных пород, гигроскопическая и частью заполняющая субкапилляры, придает им особые свойства, присущие породе, лишь пока она находится в естественных условиях залегания и влажности. Так например некоторые разности известняков, только что вынутые из штольни, легко подвергаются распилке пилой, пока они не потеряли своей естественной влажности. Естественная влажность, присущая твердым породам в естественных условиях залегания и обнаруживаемая при разработке этих пород в туннелях, штольнях, шахтах и пр., называется иначе горной влажностью.

Многие породы, лишаясь естественной влажности, становятся трещиноватыми и распадаются на отдельности, причем в этом проявляется или скрытая в породе текстура или же трещины возникают вновь. Так некоторые глины распадаются на угловатые отдельности, иногда несколько сланцеватые, глинистые песчаники — на скорлуповатые отдельности и т. п.

Рыхлые породы, хорошо проницаемые, бывают или сплошь насыщены водой, т. е. являются водоносными, или же содержат влажность, соответствующую пленочной или гигроскопической воде. Таким образом проницаемая горная порода не всегда является водоносной. Для того чтобы она была водоносной, требуются особые условия залегания и поступления воды, которые будут изложены далее.

Рыхлые породы, например песчаные и глинистые, называются влажными, когда влажность эта обнаруживается рядом внешних признаков, а именно: цвет такой породы обыкновенно более темный, и при высыхании она заметно светлеет, при сжатии комка породы ощущается рукой влажность, глинистые породы при этом обладают пластичностью. Влажным породам соответствует вода, находящаяся в песках в виде пленочной воды, а в глинах — в виде воды, заполняющей субкапилляры.

Если влажность не обнаруживается внешними признаками, то породу называют сухой, хотя в действительности в ней содержится более или менее значительное количество воды в гигроскопическом и отчасти в пленочном состоянии.

Известный гидролог-лесовод Г. Н. Высоцкий, изучая гидрологию степных грунтов, нашел, что в большинстве случаев там, где грунтовые воды залегают не близко к поверхности, между верхним слоем грунта, судя по времени года и другим обстоятельствам более или менее влажным, и горизонтом грунтовых вод находится слой сухой породы, который им назван м е р т в ы м слоем. Так как сухость этого слоя держится в течение всего года, то предполагается, что в таких условиях исключается сквозная инфильтрация атмосферных осадков до уровня грунтовых вод.

Сухие поры встречаются иногда на той или другой глубине под водонепроницаемыми породами. Так например при работах на опытном участке туннеля через Ламани были встречены сухие породы под дном моря. При чистке одного из прудов в заволжской степи Новоузенского района, когда вода была спущена, в дне пруда при копании шурфа была встречена на некоторой глубине сухая глина.

Естественная влажность горных пород вообще говоря почти не имеет систематических исследований. Более обстоятельно изучался и изучается режим влаги в верхних слоях грунта, именно в почвенном слое, в связи с требованиями сельского хозяйства. Что же касается более глубоких слоев, то мы не располагаем сколько-нибудь систематическими данными, чтобы можно было делать определенные выводы. В последнее время с изучением естественной влажности столкнулись в деле физико-технического исследования горных пород и рыхлых грунтов под сооружения в связи с тем, что многие механические свойства грунтов, в частности определяющие устойчивость основания сооружения, сильно изменяются под влиянием изменения влажности.

Для определения естественной влажности берут образцы, по возможности не нарушая сложения и структуры грунта. При этом необходимо предохранить образец от потери влаги через испарение с того момента, когда он вынут из породы, и до того, как он будет подвергнут взвешиванию. Для этого образец помещают в склянку с притертой пробкой, или его заливают парфином. Естественная влажность определяется высушиванием образца до постоянного веса и взвешиванием, причем выражается обыкновенно в процентах воды к весу породы.

Для гидрогеологических целей удобнее пользоваться объемным выражением влажности, т. е. выражать ее в отношении объема воды к объему породы.

Для перечисления весового отношения на объемное надо располагать объемным весом породы D . Тогда:

$$v = w \cdot D,$$

где w — влажность, выраженная в весовых единицах,

D — объемный вес породы, т. е. отношение веса образца к его объему,

v — влажность, выраженная в объемных единицах.

Перечисление влажности в объемных единицах представляет тот интерес, что позволяет сопоставить ее с скважностью или пористостью породы и по этому сопоставлению судить о полноте насыщения породы.

Например влажность песка 10% (в весовых единицах), а пористость его 32%. Надо найти влажность в объемных единицах и найти недостаток насыщения породы. Принимая удельный вес песка равным 2,65, найдем объемный вес

$$D = \frac{(100 - 32) \cdot 2,65}{100} = 1,80.$$

Далее, влажность в объемных единицах

$$v = 10 \cdot 1,80 = 18\%.$$

Отсюда недостаток насыщения породы

$$\varepsilon = 32\% - 18\% = 14\%.$$

Водоотдача

Из ранее изложенного следует, что из насыщенной водой породы не вся вода может вытекать свободно или поступать в водосборное сооружение, например в колодец, а только та часть воды, которая подчиняется силе тяжести. Остальная вода останется в породе в виде пленочной и субкапиллярной, удерживаемой силой сцепления, превосходящей силу тяжести. При этом зона капиллярной воды опустится в связи с понижением уровня грунтовых вод.

Способность породы, насыщенной водой, отдавать путем стекания большее или меньшее количество воды называется водоотдачей.

Количественное выражение этой величины, или коэффициент водоотдачи, есть отношение объема стекающей воды к объему всей породы и выражается или дробью или в процентах.

Некоторые (Мейнцер, Кене) количество воды, выделяемое 1 м³ породы, в литрах называют «удельной водоотдачей»¹.

Очевидно, что коэффициент водоотдачи меньше величины пористости. Так например для песка с коэффициентом пористости 32% коэффициент водоотдачи может быть 20—30%, в зависимости от крупности песка.

Водоотдача увеличивается с увеличением крупности пустот и пор. Из трещиноватых пород: гранитов, известняков, песчаников вода вытекает почти полностью, удерживается лишь незначительная часть в виде пленочной воды на стенках трещин и в тонких порах. У обломочных пород водоотдача тем больше, чем крупнее зерна и меньше примеси тонкопесчаных и глинистых частиц. Щебень, галька, гравий, чистый крупно- и среднезернистый песок обладают высокой водоотдачей. Тонкозернистые и особенно иловатые пески и пльвуны отличаются слабой водоотдачей. Малую водоотдачу имеют лёсс и суглинки. Глины в стадии насыщения водой (пластическое состояние), несмотря на большую пористость, достигающую 50—60% и более, имеют коэффициент водоотдачи близкий к нулю и практически не отдадут воды, если в них не имеется более крупных промежутков и пор.

При обратном процессе — насыщении грунта водой — количество потребной воды или недостаток насыщения (см. стр. 78) зависит от естественной влажности. Если порода находится в смоченном состоянии, т. е. содержит воды столько, сколько необходимо для образования пленочной и субкапиллярной воды, то для полного насыщения потребуется объем воды, соответствующий величине водоотдачи. Так смоченный песок с 5% объемной влажности и 30% пористости способен поглотить еще 25% воды; смоченная глина, доведенная до состояния пластичности, при постоянном давлении не будет больше впитывать воды.

Вполне установленных приемов определения коэффициента водоотдачи нет; можно указать на некоторые лабораторные методы. Для песчаных

¹ Удельную водоотдачу не надо смешивать с удельным дебитом под которым разумеется количество воды, поступающее в скважину или колодец при каждом метре понижения уровня воды откачкой.

пород можно воспользоваться разборной трубкой д'Андримона—Лебедева, в которую насыпается испытуемая порода. Сначала наливают воду при закрытом нижнем конце трубки и определяют объем воды, пошедшей на полное насыщение песка, что в пересчете на объем песка дает величину пористости. Затем воде дают стекать через нижний конец трубки и после этого определяют влажность песка в отдельных коленах трубки. Известно (см. стр. 67), что в нижних коленах трубки удержится капиллярная вода (капиллярная зона), в верхних же коленах выше капиллярной зоны—только вода пленочная, удерживаемая силами сцепления. Влажность песка из верхних колен, перечисленная на объемное содержание, вычитается из общей пористости, и получается величина водоотдачи.

Например объем песка в трубке 500 см^3 , воды пошло на полное насыщение песка 150 см^3 , т. е. пористость песка равна 30%. После стекания воды влажность песка в весовом выражении была:

Во	2-м колене	. . .	2,0	или, в пересчете на объем	. . .	3,8%
В	4-м	"	1,9	"	"	3,6%
"	5-м	"	2,1	"	"	4,0%
"	7-м	"	2,0	"	"	3,8%
"	9-м	"	8,5	"	"	16,1%
"	10-м	"	15,8	"	"	30,0%

В нижних двух коленах наблюдается капиллярная вода: в колене № 9 неполное капиллярное замещение («бахрома»), в колене № 10 полное замещение. В приведенных четырех верхних коленах средняя весовая влажность равна 2% или в пересчете на объем 3,8%. Так как величина полного насыщения или пористость равна 30%, то коэффициент водоотдачи равен:

$$30\% - 3,8\% = 26,2\%.$$

Некоторыми указывается также способ определения водоотдачи по разности между полным насыщением породы и после стекания из нее воды, не учитывая зоны капиллярного накопления воды. Этот способ пригоден для крупнообломочных пород, например галечника и гравия, в которых капиллярные явления не имеют места. Для определения водоотдачи в таких породах насыпают сухую породу в сосуд определенной емкости с отъемным дном или краном в нем. Затем при закрытом дне наливают воды до уровня поверхности породы в сосуде и, зная количество пошедшей воды, тем самым определяют величину полного насыщения или пористость породы в сосуде. Открыв после этого кран дают воде стечь в мерный сосуд. Количество стекающей воды, отнесенное к объему породы, покажет величину водоотдачи.

Например емкость сосуда с гравием 100 л. Количество воды, пошедшей на насыщение гравия при закрытом дне, 28 л. При открытии крана стекло воды 26 л. Отсюда водоотдача равна 26%.

6

Происхождение подземных вод

Вопрос о способе образования подземных вод восходит к древности. Уже древние философы интересовались этим вопросом и решали его не на основании опыта и наблюдений, а умозрительным путем. Платон (IV —

III в. до н. э.) полагал, что поверхностные и подземные воды суши получаются за счет морской воды, которая, лишаясь солей, стекает затем по рекам, а также возвращается обратно через подземную область Тартар. Кейльгак справедливо усматривает в этом влияние впечатлений, которые производили карстовые образования в Греции, поглощающие поверхностные потоки. Аристотель (IV в. до н. э.) высказал предположение, что подземные воды образуются в горах от сгущения холодного воздуха. В этом предположении впервые был высказан взгляд на конденсационное происхождение вод, но на основе господствующего тогда представления об единстве стихий. Марк Витрувий Поллио (I в. до н. э.) первый высказал предположение об образовании подземных вод путем просачивания атмосферных осадков. С эпохой возрождения наук и искусств вопрос о происхождении подземных вод снова начинает возбуждать интерес. В XVII веке Декарт высказал предположение, что подземные воды общаются с океаном. Достигая недр земли, воды обращаются в пар от внутреннего жара земли, и этот пар, конденсируясь в верхних слоях земли, дает начало подземным водам. Проф. Кюн за развитие этой гипотезы удостоился премии от Академии наук в Бордо. В этом же XVII веке Палисси была высказана мысль о том, что подземные воды обязаны своим происхождением просачиванию выпадающих на поверхность земли атмосферных осадков. Известный физик Мариотт (XVI—XVII) определенно высказывается за образование подземных вод от инфильтрации (просачивания) поверхностных вод, обосновывая свою теорию наблюдениями над увеличением количества грунтовых вод во время дождей, а также наблюдениями над появлением капель на потолке подвала парижской обсерватории во время дождливой погоды. Мариотту же принадлежит заслуга первого определения количества осадков и стока бассейна р. Сены, причем им было установлено, что размер стока составляет $\frac{1}{6}$ от количества выпадающих в бассейне осадков.

После этого вопрос о происхождении подземных вод казался решенным в пользу образования их от просачивания атмосферных осадков (инфильтрационная теория). В 1877 г. немецкий гидролог Отто Фольгер выступил на съезде инженеров в Франкфурте на Майне с знаменитым докладом о конденсационном происхождении подземных вод. Фольгер решительно возражал против возможности происхождения подземных вод от просачивания атмосферных осадков, указывая, что даже сильные дожди не проникают в почву на сколько-нибудь значительную глубину, и что если бы такое просачивание имело место, то ручьи и реки не достигали бы моря, теряясь на своем пути через просачивание в грунт. С своей стороны Фольгер высказал предположение, что подземные воды образуются за счет проникновения воздуха в поры более охлажденной почвы и конденсации в ней заключенных в воздухе водяных паров. Гипотеза Фольгера встретила сочувствие одних и ярые нападки других. Наиболее обоснованные возражения были сделаны известным метеорологом и географом Ганном, который указывал, что если бы допустить такую конденсацию водяных паров, то скрытая теплота, освобождающаяся при конденсации, нагрела бы землю до такой температуры, что дальнейшая конденсация стала бы невозможной; кроме того в атмосфере нет такого количества водяных паров, которые обеспечили бы питание грунтовых вод. Целый ряд других возражений и доказательств Ганна в корне подрывал гипотезу Фольгера. Странников ее было мало, и она была забыта. Гидрологи и геологи вернулись к инфильтрационной теории происхождения под-

земных вод, которая очень хорошо увязывалась со всеми наблюдениями над влагооборотом на суше. Действительно многолетними наблюдениями в различных странах было установлено, что количество подземных вод увеличивается после периода дождей. При продолжительном периоде бездождья многие источники иссякают, уровень воды в колодцах падает. Периоды дождливых и бедных осадками лет отражаются на подземном стоке рек. Наконец явления загрязнения подземных вод продуктами распада органических веществ и отходов, заражение грунтовых вод болезнетворными бактериями, проникающими с водой через почву, — все это говорило в пользу непосредственного просачивания поверхностных вод и осадков в грунт и питания ими подземных вод. Но, с другой стороны, имеются и такие явления, которые трудно или даже невозможно объяснить инфильтрационной теорией. Так например в песчаных пространствах пустынь и полупустынь, где атмосферных осадков выпадает мало, а иногда не выпадает совсем целые месяцы, все же на некоторой глубине наблюдается влажный слой. Отсутствие дождей в течение долгого времени за вегетационный период сельскохозяйственных растений все же не всегда приводит к гибели посевов, так как растения продолжают получать влагу из почвы, хотя она иссушается с поверхности очень сильно. Таким образом есть явления, которые при инфильтрационной теории не получают достаточно удовлетворительного объяснения.

На основании своих работ 1907—1919 гг. русский исследователь агроном А. Ф. Лебедев выступил с новой теорией образования подземных вод. Блестящим экспериментам этого ученого мы обязаны в понимании явлений влажности грунта и перемещения влаги в разных состояниях. Как уже указывалось ранее (гл. 5) вода в почвах и грунтах может находиться в разных видах. Вода в виде пара находится в воздухе, заполняющем пустоты и поры в горных породах. Водяной пар может перемещаться из места большего его давления в место меньшего давления. Если влажность воздуха почвы или грунта больше максимальной гигроскопичности ее, то упругость водяного пара достигает максимума. Гигроскопическая вода в почве получается путем поглощения водяных паров из воздуха. Известно, что количество гигроскопической влаги в пористом теле зависит от влажности окружающего воздуха. При увеличении влажности часть воды может осаждаться на поверхности частиц грунта, образуя слой пленочной воды. Пленочная вода может перемещаться в почве, удерживаясь силой поверхностного натяжения, и может перемещаться независимо от силы тяжести от более толстой пленки к менее толстой (гл. 5). Максимальное количество воды, удерживаемое пленочным натяжением на поверхности частиц почвы, А. Ф. Лебедев называет максимальной молекулярной влагоемкостью. Гравитационная вода заполняет капиллярные и некапиллярные промежутки в грунте и может перемещаться под действием силы тяжести и гидростатического давления.

А. Ф. Лебедев устанавливает, что между атмосферной и земной корой существует известное равновесие в водном режиме. Если упругость водяного пара в атмосферном воздухе больше, чем в воздухе, заполняющем поры почвы, то возможно передвижение водяного пара из воздуха внутрь почвы и дальнейшая его конденсация в жидком виде. Таким образом между конденсационной гипотезой Фольгера и конденсационной теорией Лебедева есть существенная разница. Фольгер допускал возможность проникновения и циркуляции самого воздуха в почву, Лебедев же допускает лишь перемещение водяного пара под влиянием разности упругостей его.

Упругость водяного пара возрастает с повышением температуры. Если влажность почвы превосходит максимальную гигроскопичность, то упругость водяного пара достигает максимума и может быть вычислена. Соотношение упругости водяного пара в разных слоях почвы и в атмосфере будет различно в различное время года. Так в зимний период для Одессы Лебедев приводит такие данные:

Глубина почвы, см	Температура почвы, °C	Упругость водяного пара, мм
0	0,2	4,7
10	2,3	5,4
20	2,8	5,6
40	4,1	6,1
80	7,1	7,5
160	10,9	9,5
200	12,3	10,7
250	13,2	11,3
320	14,4	12,2

Таким образом при данном соотношении упругостей водяного пара возможно его передвижение от нижних слоев почвы к верхнему. А. Ф. Лебедев подсчитал, что таким образом культурный почвенный слой получает дополнительное снизу питание в Одессе в 66 мм слоя воды, в Ростове на Дону 67—80 мм.

Иное соотношение получается летом. Так например в июле 1896 г. в Одессе наблюдалось:

Глубина почвы, см	Температура почвы, °C	Упругость водяного пара, мм
0	55,8	122,0
10	32,2	35,4
20	26,9	26,4
40	24,2	22,4
80	21,2	18,7
160	17,4	14,8
200	15,7	13,3
250	13,8	11,7
320	12,4	10,7

При этом получается передвижение водяного пара от верхних слоев в нижние. Это передвижение может происходить до слоя постоянной температуры. Ниже этого слоя температура повышается с глубиной, и следовательно надо допустить увеличение с глубиной упругости водяного пара и его перемещение снизу вверх до слоя постоянной температуры, к которому таким образом притекает влага как сверху, так и снизу. Конденсация водяных паров на этой глубине, по Лебедеву, дает начало первому горизонту грунтовых вод в степных грунтах. Таким образом в зоне геотермического градиента должно наблюдаться перемещение водяных паров снизу вверх, но интенсивность этого процесса неодинакова во всех слоях: в слоях с меньшим термическим градиентом она больше и обратно. На границе двух зон — с меньшим градиентом внизу и большим вверху — должно происходить накопление капельно-жидкой воды и образование 2, 3-го и т. д. горизонтов подземных вод. Такое представление дает А. Ф. Лебедев о происхождении подземных вод. В то же время им не отрицается и возможность просачивания атмосферных осадков, особенно в более северных широтах.

Учение А. Ф. Лебедева надо разбить на две части. К первой относится учение о передвижении почвенной влаги в почве и в верхних слоях грунта, подтверждаемое многочисленными чрезвычайно убедительными лабораторными опытами и наблюдениями в поле. В этом отношении можно признать, что А. Ф. Лебедевым впервые дана научно обоснованная теория, объясняющая нам состояние и динамику влажности в рыхлых породах и почвах и доказывающая возможность увеличения влажности в почве под влиянием перемещения водяных паров и их конденсации. Выводы автора могут иметь исключительное значение для агрономических мероприятий. Ко второй части работы А. Ф. Лебедева относится собственно вопрос о происхождении подземных вод. Эта часть учения несомненно разработана недостаточно и вызывает ряд возражений. Прежде всего она не подтверждается ни опытными данными, ни наблюдениями. Накопление конденсационной влаги на определенной глубине в зависимости от характера слоев, их проницаемости для воды и воздуха, наличия горизонтов подземных вод и пр. представляется совершенно неясным. Затем автором допускается постоянный ток водяных паров из недр земли кверху, к слою постоянной температуры, с образованием горизонта грунтовых вод и попутно нескольких горизонтов более глубоких вод. Если статья на эту точку зрения, то надо допустить постепенное постоянное увеличение запасов воды на поверхности земли, так как подземные воды имеют выход на дневную поверхность и путем стока поступают в моря. Между тем такого увеличения водных ресурсов за историю земли не наблюдается.

Поэтому, признавая чрезвычайно ценными для научного понимания явлений и для практических выводов работы А. Ф. Лебедева по изучению влагооборота в почве и подпочве, вопрос о происхождении подземных вод путем конденсации нельзя считать разрешенным в положительном смысле. Несомненно, что накопление влаги даже в верхних слоях путем конденсации отражается на всем водном режиме влагооборота в верхних слоях земной коры и тем самым оказывает влияние на перемещение и накопление воды в проницаемых слоях, подстилаемых водоупорными. С другой стороны, мы располагаем огромным количеством фактов, указывающих непосредственно на связь питания и количества подземных вод с атмосферными осадками, как увидим в дальнейшем. Это обстоятельство заставляет нас осторожно относиться к выводам конденсационной гипотезы по отношению к питанию водоносных горизонтов и за отсутствием фактического материала в этой области обязывает строить наши выводы на основах инфильтрационной теории — питания подземных вод главным образом за счет атмосферных осадков. В дальнейшем мы увидим, что изучение режима грунтовых вод у нас и за границей всецело подтверждает связь их с выпадающими осадками. При определении производительности водоносных горизонтов, источников, каптируемых для водоснабжения, подземного питания рек и т. д. мы с большим успехом пользуемся сопоставлением с количеством атмосферных осадков, что убеждает нас в том, что нет оснований отказываться от инфильтрационной теории образования подземных вод в пользу конденсационной, не дающей нам в руки убедительных доказательств и фактического материала.

Если мы в наших научных практических выводах склонны придерживаться инфильтрационной гипотезы, то это еще не значит, что для нас ясен самый процесс инфильтрации, т. е. просачивания капельно-жидкой воды через проницаемые породы вглубь земли. В этом отношении остается

еще много неясного и требующего своего выяснения путем искусственно поставленных опытов и наблюдений в природе. Вместе с тем нельзя отрицать и возможности конденсации водяных паров с накоплением капельно-жидкой воды. Таким путем происходит накопление влаги в дюнных песках, а также в песчаных барханах юго-востока Европейской России и Средней Азии.

В. П. Орловым приводятся данные влажности песка верхнего двухметрового слоя на Репетекской песчаной станции в закаспийских Каракумах за период с мая 1916 по март 1917 г.

За это время осадков выпало:

1916 г.							1917 г.			
V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III
0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	16,8	1,3	3,4

Влажность же 2-м слоя песка в пересчете на миллиметры столба воды:

30/VI	18/VII	30/VIII	5/IX	18/X	18/XI	18/XII
31—32	43—52	51—20	55—16	49—12	52—72	49—16
	1/I	18/I	7/II	18/II		
	44—02	49—80	40—64	41—04		

С 30 июля по 13 сентября наблюдалось последовательное увеличение запасов влаги в барханных песках, в то время как осадков за это время совсем не выпадало.

В Муганской степи (Ф. П. Саваренский), по данным Муганской опытной станции за 1922 г., была сделана попытка определения упругости водяного пара в почве на разных глубинах для 1 часа дня. При этом получалось (табл. 16):

Таблица 16

Глубина, м	Зима			Весна			Лето			Осень		
	Температура °С	Упругость водяного пара мм	Направление гидранта	Температура °С	Упругость водяного пара мм	Направление гидранта	Температура °С	Упругость водяного пара мм	Направление гидранта	Температура °С	Упругость водяного пара мм	Направление гидранта
Воздух .	6,3	5,0	↑	17,7	9,8	↑	31,7	19	↑	20,4	12,3	↑
0,0 . . .	9,8	—		24,4	—		45,9	—		27,9	—	
0,1 . . .	6,1	7,0		17,0	14,4		30,7	32,8		18,3	15,6	
0,2 . . .	6,6	7,7		13,5	11,5		27,0	26,5		17,8	15,2	
0,4 . . .	7,2	7,6		13,3	11,4		26,5	25,7		18,8	15,6	
0,8 . . .	9,9	9,1		11,8	10,3	↓	23,6	21,6	↓	19,3	16,7	

Таким образом результаты получились сходные с наблюдениями А. Ф. Лебедева относительно перемещения водяных паров зимой снизу вверх, а летом — сверху вниз, но недостаточно убедительные для выяснения роли конденсации водяных паров из воздуха.

Изучение явлений конденсации необходимо продолжать, особенно в условиях пустынного климата, где конденсационная влага при крайнем недостатке осадков может оказаться полезной для поддержания сельского хозяйства.

Классификация подземных вод

Существует целый ряд признаков, по которым можно построить классификацию подземных вод: способ происхождения, условия залегания, характер водоносной породы, гидравлические свойства, геологический возраст водоносного слоя, химический состав воды и т. д.

Каждый из этих признаков может быть очень существенным и важным для характеристики подземных вод, и ни один в то же время в отдельности не может быть признан достаточным для построения классификации подземных вод.

По способу происхождения различают воды вадозные и ювенильные или воды инфильтрационные, инфлюационные и конденсационные. Вадозными называют подземные воды, участвующие в общем круговороте воды с поверхностными и атмосферными водами. Ювенильное происхождение приписывают водам, которые возникают из магмы за счет выделения растворенных в ней водяных паров или ионизированных водорода и кислорода. Инфильтрационными называют те воды, которые получаются в результате инфильтрации, т. е. просачивания через поры грунта выпадающих атмосферных осадков или поверхностных вод. В тех случаях, когда эти воды проникают через крупные пустоты и трещины в горной породе, а не через поры, т. е. как бы вливаются в грунт, образующиеся подземные воды называют инфлюационными. Конденсационными водами называют воды, образующиеся путем конденсации в порах и пустотах породы водяных паров атмосферного или почвенного воздуха или водяных паров, выделяющихся из вулканических очагов и трещин. Сюда же могут быть отнесены воды, образующиеся за счет конденсации водяных паров магмы. В последнем случае подземные воды могут быть названы магматическими. Допустимо также предположение об образовании воды в больших глубинах в результате синтеза водорода, выделяющегося из магмы, и кислорода (воды синтетические).

Наконец могут быть воды дегидратационные, получающиеся при обезвоживании некоторых водосодержащих минеральных соединений при погружении их в глубокие зоны с высокой температурой и давлением.

• Классификация подземных вод по генетическим признакам в большинстве случаев не может иметь в настоящее время практического значения, так как многие стороны образования подземных вод остаются еще неясными, например в расчленении вод инфильтрационного, инфлюационного и конденсационного происхождения и особенно в выделении вод магматических и синтетических, для обоснования чего не хватает достаточного фактического материала.

По условиям залегания можно различать воды в поверхностных слоях земли и воды глубокие или воды межпластовые, т. е. лежащие в одном из проницаемых слоев, заключенном в серии других непроницаемых и проницаемых пластов. Наконец подземные воды могут быть пластовые, т. е. приуроченные к определенному пласту, или же не связанные с напластованием, а находя-

пятся например в секущих трещинах, пересекающих целый ряд пород или напластований (трещинные воды), или в пустотах и пещерах (карстовые воды).

По характеру водоносной породы могут быть воды в обломочных породах (песках, галечниках) или в твердых трещиноватых породах (известняках, гранитах, базальтах). В данном случае подземные воды можно различать по литологическому составу пород, что отражается на их химическом составе, а именно: воды известняков, песчаников, гранитов, торфяные воды и т. п.

По гидравлическим свойствам различают воды безнапорные, или с свободной поверхностью, и воды напорные.

Подземные воды могут также быть названы по возрасту тех геологических образований, к которым они приурочены. Так например название «сеноманский водоносный горизонт» для нашей равнины дает нам вполне определенное представление о водах в средне- и мелкозернистых песках сеноманского яруса, обыкновенно пластовых и часто обладающих напором, а иногда и наличием неприятных для проходки пльвунов. «Московский нижний горизонт» дает представление о водоносном слое, приуроченном к трещиноватым известнякам каменноугольной системы, лежащим на пестроцветных глинах, отделяющих московский ярус от серпуховского. В пределах Москвы и окрестностей этот горизонт известен своей производительностью и значительным напором. Название водоносного слоя по возрасту настолько удобно, что им пользуются не только геологи, но и другие лица, занимающиеся вопросами водоснабжения. Тем не менее этот признак не может быть положен в основу классификации, так как, с одной стороны, воды, приуроченные к отложениям одного и того же возраста, могут быть весьма различными по своим свойствам, а с другой стороны, и одновременные отложения могут быть различны в разных местах, и наряду с водоносными могут быть и безводные.

По степени минерализации подземные воды могут быть пресными, слабо минерализованными, минерализованными или даже рассолами. Акад. В. И. Вернадский предлагает следующую градацию вод по их минерализации (солености).

Пресные воды, содержащие от 0,001 до 0,1%	растворенных веществ
Соленые " " " 0,1 " 5%	" "
Рассолы, содержащие от 5 до 35—40%	" "

В характеристике вод имеет значение не только общее содержание растворенных веществ, но и состав их. В растворенном состоянии могут находиться как твердые, так и газообразные соединения. По характеру входящих в раствор химических компонентов воды могут быть щелочные, щелочноземельные, железистые, углекислые, соленые, сульфатные и т. д. В последнее время мы начали применять химическую характеристику и для так называемых пресных вод, так как все подземные воды содержат в растворе то или иное количество минеральных соединений. Подробнее это будет изложено в дальнейшем. Так например В. А. Приклонским произведено разделение грунтовых вод Мильской степи на карбонатные, хлоридные и сульфатные, причем это разделение позволило выяснить взаимоотношения этих вод и условия их питания. Таким образом классифицирование вод по химическому составу чрезвычайно важно как в теоретическом, так и в практическом отношении. Классификация же минеральных вод до сих пор построена на их химических признаках.

Из всего разнообразия приведенных признаков подземных вод видно, насколько трудно дать всеобъемлющую классификацию их. Потребность в создании такой классификации ощущалась и ощущается очень остро. Поэтому как у нас, так и за границей делались и делаются попытки построения классификации подземных вод по совокупности признаков. Одной из наиболее серьезных работ в этой области у нас является классификация, созданная А. М. Жирмунским и А. А. Козыревым. Эти гидрогеологи дают две схемы подразделения подземных вод: одну, основанную на гидрологических и стратиграфических признаках, и другую — на генетических признаках (табл. 17 и 18).

Из приведенных данных видно, насколько существенны и в то же время разнообразны признаки, определяющие характер подземных вод. В силу необходимости характеристики подземных вод, объединяющей различные признаки их, создано несколько определенных терминов, хотя и не вполне удовлетворяющих требованиям классификации, но вошедших во всеобщее употребление. Таковы например термины: грунтовые воды, артезианские воды, минеральные воды.

Под грунтовыми водами разумеются те, которые залегают в первом от поверхности проницаемом слое, не обладают напором и имеют область питания, обычно совпадающую с областью распространения.

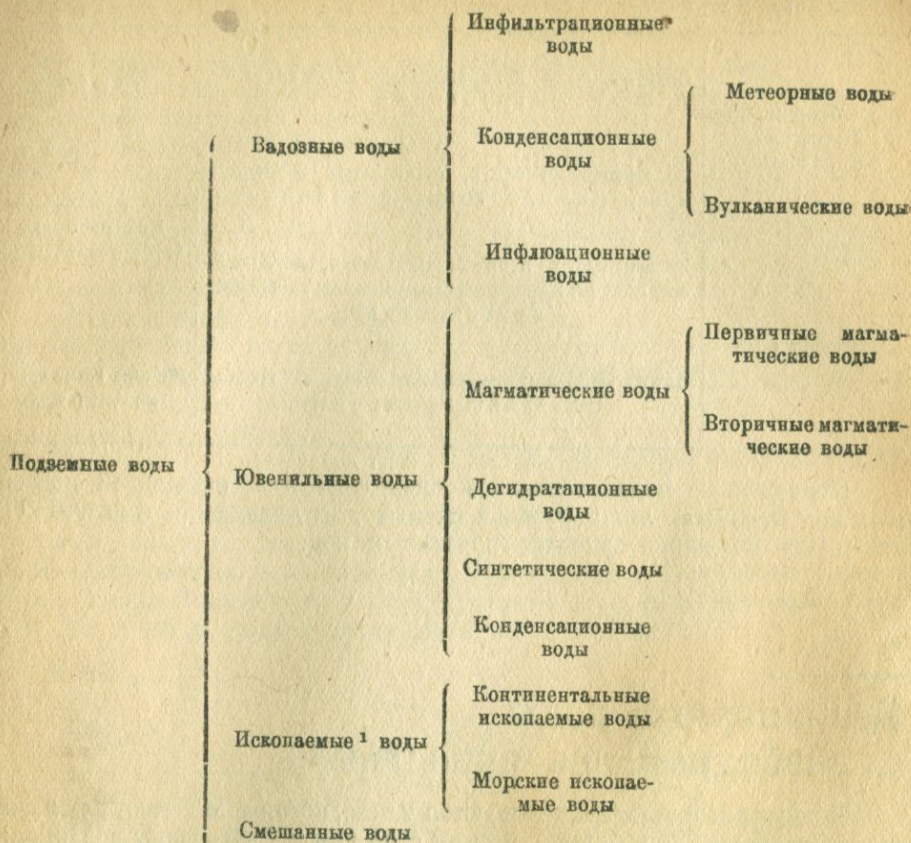
Таблица 17

Схема подразделений подземных вод по гидрологическим и стратиграфическим признакам¹

Подземные воды	Свободные подземные воды	Свободные верхние воды (верховодка)	Пластовые воды	Воды соответствующих водоносных горизонтов, геологически охарактеризованных	Воды соответствующих водоносных слоев, химически, физически и гипсометрически охарактеризованных
		Свободные нижние воды	Подземные водотоки	"	"
	Напорные подземные воды	Субартезианские воды	Пластовые воды	"	"
			Подземные водотоки	"	"
		Артезианские воды	Пластовые воды	"	"
			Подземные водотоки	"	"

¹ Воды, не обладающие всеми признаками какой-либо из указанных групп полностью, выделяются как близкие к той группе, к которой они по своим признакам наиболее приближаются.

Схема подразделения подземных вод по генетическим признакам



Артезианскими водами называют воды, залегающие в пронизанном слое, перекрытом водоупорными слоями, и обладающие напором, т. е. давлением, в силу которого они поднимаются по скважине и при соответствующих условиях рельефа могут выливаться на поверхность. Область их питания лежит вне пределов их распространения.

Минеральными водами называют воды, чаще всего приуроченные к тектоническим трещинам, обладающие напором и содержащие в растворе определенные минеральные соединения, придающие им часто высокие лечебные свойства. Поднимаясь обычно с больших глубин, эти воды имеют иногда высокую температуру и называются термальными или термами.

В настоящем изложении мы будем придерживаться следующего порядка в изучении подземных вод (табл. 19):

¹ Под ископаемыми водами понимаются воды прежних эпох, которые, будучи открыты водопроницаемыми породами, могли, по мнению некоторых геологов, сохраниться до наших дней.

Основные подразделения	Главные виды	Отдельные виды
Воды безнапорные (с свободной поверхностью)	Залегающие в поверхностных отложениях — грунтовые	Верховодки
	Залегающие в слоях, перекрытых водоупор- ными, — межпластовые безнапорные	Полунапорные (субартезианские)
Воды напорные	Залегающие в проницаемых слоях, переслаи- вающихся с водоупорными, — межпластовые или артезианские	
	Залегающие в тектонических секущих трещи- нах — воды трещинные	Минеральные и тер- мальные воды

Приведенные подразделения не являются классификацией подземных вод и служат лишь рабочей схемой для изложения фактического материала по характеристике подземных вод.

8

Безнапорные воды (с свободной поверхностью)

Безнапорными водами называются такие, которые залегают или в первом от поверхности водопроницаемом слое или же насыщают водопроницаемый слой, заключенный между водонепроницаемыми слоями, не полностью, не достигая его водоупорной кровли. Они не обладают напором, в силу чего, будучи вскрыты буровой скважиной или колодцем, устанавливаются на том же уровне, на котором они залегают в породе. При выходе на дневную поверхность они образуют так называемые нисходящие безнапорные источники.

Безнапорные воды можно подразделить на два типа: грунтовые и межпластовые.

Грунтовые воды

Условия залегания грунтовых вод. Грунтовые воды обладают следующими признаками:

1. Они залегают в первом от поверхности водопроницаемом слое и подстилаются первым водоупорным слоем.
2. Порода, их содержащая, может быть заполнена водой не на всю мощность слоя, а лишь до определенной поверхности.
3. Поверхность эта является свободной, и грунтовые воды не испытывают напора, в силу чего при вскрытии их шурфом, колодцем или скважи-

ной они устаиваются на том уровне, на котором они находятся в породе.

4. Область питания грунтовых вод обыкновенно совпадает с областью их распространения.

5. К этому можно прибавить еще, что в силу проницаемости верхнего слоя и связи с атмосферными и поверхностными водами уровень их подвержен колебанию, а сами воды могут загрязняться проникающими вместе с водой продуктами разложения органических остатков и другими продуктами загрязнения.

Поверхность грунтовых вод носит название зеркала или скалтерти грунтовых вод. Порода, в которой заключена вода, называется водоносной или водоносным слоем. Водоупорная порода, на которой лежит водоносный слой, называется водоупорным ложем.

Мощностью водоносного слоя называется расстояние от водоупорного ложа до зеркала грунтовых вод.

Глубина залегания грунтовых вод может быть очень различна. Иногда они залегают на глубине нескольких десятков метров, иногда на глубине нескольких метров или нескольких сантиметров и даже выступают на поверхность. В последнем случае грунтовые воды вызывают заболачивание местности и служат источником питания болот.

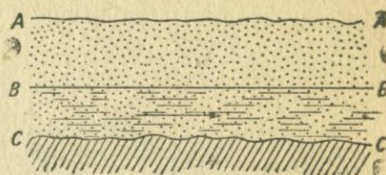


Рис. 30. Грунтовый поток.

AA — поверхность земли; BB — поверхность грунтовых вод; CC — поверхность водоупорного ложа.

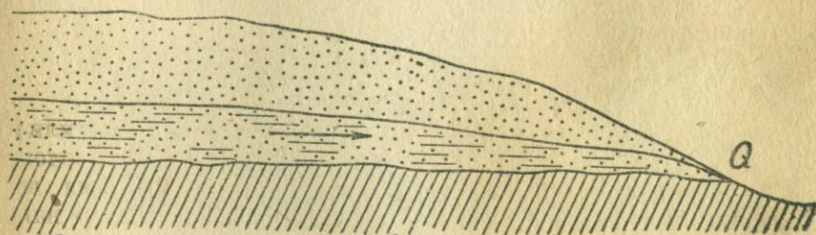


Рис. 31. Грунтовый поток.

Q — источник.

Источником питания грунтовых вод обыкновенно служат атмосферные осадки, инфильтрующиеся через почву и достигающие уровня грунтовой воды, но иногда в образовании горизонта грунтовых вод принимают участие воды других водоносных горизонтов, инфильтрация в грунт поверхностных (речных, озерных) вод, а также возможно участие конденсационной воды.

Различают два случая залегания грунтовых вод: грунтовый поток и грунтовый бассейн. При наклонном положении водоупорного ложа и возможности движения по нему грунтовых вод образуется так называемый грунтовый поток (рис. 30). То же самое наблюдается и при наличии выхода грунтовых вод в виде источника в дренирующую их долину, хотя бы водоупорное ложе и не имело определенного уклона в сторону движения грунтовых вод (рис. 31). Этот вид залегания

обычен для степной овражной области. Если же грунтовые воды заполняют собой некоторое замкнутое понижение в рельефе водоупорного ложа и не имеют определенного течения, то имеем дело с грунтовым бассейном (рис. 32). Этот вид залегания довольно обычен для области развития моренных отложений.

Может быть сочетание грунтового потока с грунтовым бассейном (рис. 33), где верхний слой грунтовой воды участвует в движении, а нижний слой, заполняющий понижение водоупорного ложа, остается в спокойном состоянии (грунтовый бассейн). Неправильно однако считать,

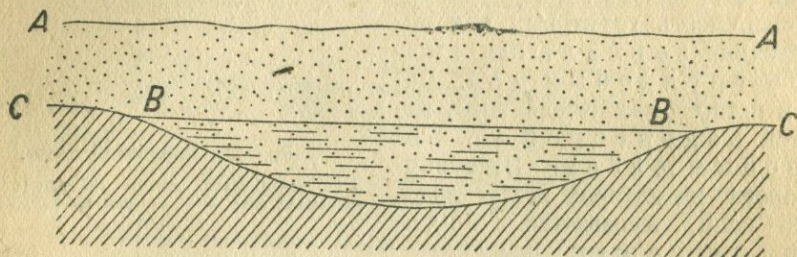


Рис. 32. Грунтовый бассейн.

AA — поверхность земли; BB — поверхность грунтовой воды; CC — поверхность водоупорного ложа.

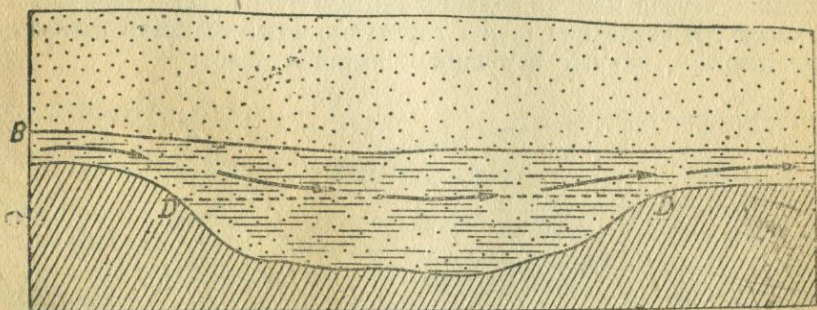


Рис. 33. Сочетание грунтового потока с грунтовым бассейном.

BB — поверхность грунтовых вод; DD — граница грунтового потока и бассейна.

что между верхним грунтовым потоком и грунтовым бассейном существует резкая грань и что ниже плоскости раздела (линии DD) вода совсем не участвует в движении. Движение грунтовой воды распространяется и ниже этой границы, но скорости движения книзу постепенно уменьшаются и на некоторой глубине грунтовую воду можно считать относительно уже неподвижной.

Если на пути грунтового потока встречается какое-нибудь препятствие, то создается подпертый грунтовый поток. Подпор грунтового потока может быть создан например толщей глинистого делювия, прикрывающего выход водоносного слоя (рис. 34). При подпоре грунтового потока уровень его повышается. В случае подпора делювием выход грунтовой воды в виде источника может быть приурочен не к основанию водоносного слоя, как это бывает нормально, а выше.

Подпор грунтового потока может быть вызван также выступом водоупорного ложа, как например указывается Ф. Ф. Мужчинкиным для грунтового потока в долине Сасык-Булак-Сай в Бухаре ¹ (рис. 35).

Наконец подпор грунтового потока может быть вызван водой реки или пруда, устроенного в долине, в которой выходит данный грунтовый поток (рис. 36).

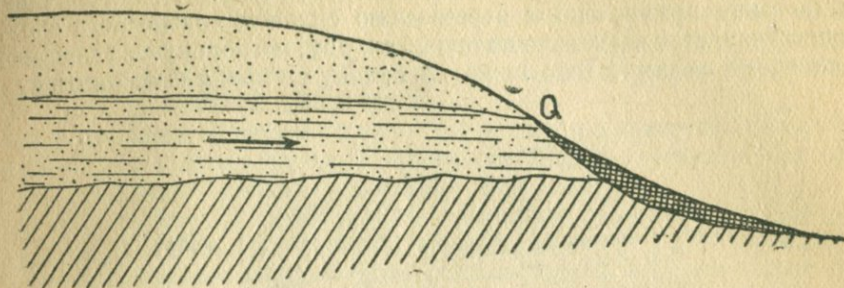


Рис. 34. Грунтовый поток, подтертый глинистым делювием.

Q — источник.

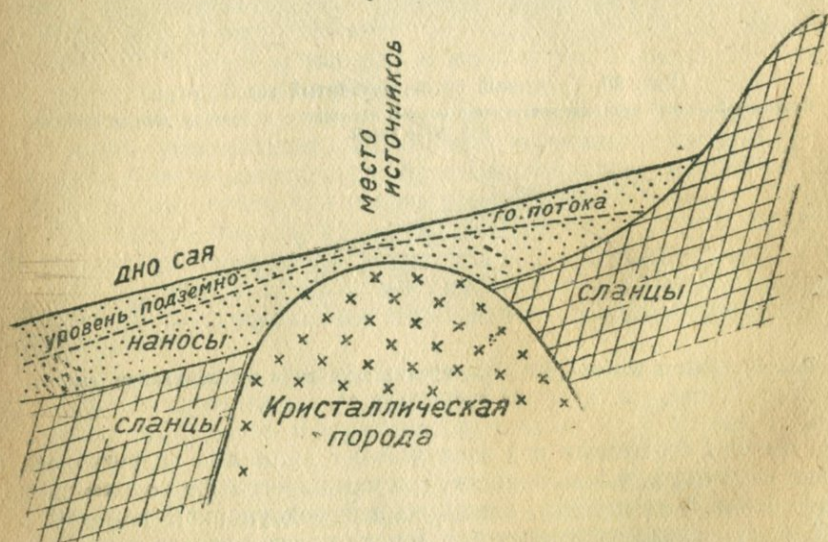


Рис. 35. Схематический чертеж Сасык-Булак-Сая, показывающий условия образования плотинных источников. (По Ф. Ф. Мужчинкину — Плотинные источники Сасык-Булак-Сая Зирабулакского района Бухарской республики).

Выход грунтовых вод на поверхность образует источник (родник, ключ, криница). Грунтовые воды разрабатывают себе выход в виде источника в определенных местах, например в трещиноватых породах приурочиваются к пересечению склоном наиболее крупных и разработанных трещин, в рыхлых породах, например в песках, — в понижениях водоупорного ложа или в месте более слабого залегания делювия, или там, где песок почему-либо является более крупнозернистым, — вообще в пункте

¹ Мужчинкин Ф. Ф. Плотинные источники Сасык-Булак-Сая Зирабулакского района Бухарской республики. «Вестник ирригации», 1925.

наименьшего сопротивления движению грунтовой воды. Но кроме таких локализованных выходов грунтовых вод существуют выходы, проявляющиеся в равномерном увлажнении склона на всем протяжении его при пересечении с водоносным слоем. Такие пластовые выходы характеризуются наличием полосы заболачивания с образованием кочек, развитием болотистой растительности, иногда с проявлением сплывов почвенного и дернового покрова или даже настоящих оползней (рис. 37). Заболачивание обыкновенно приурочено к пересечению склоном водоносного слоя, но распространяется несколько и вниз по склону, поскольку он увлажняется стекающими водами. Еще ниже по склону он может быть опять сухим.

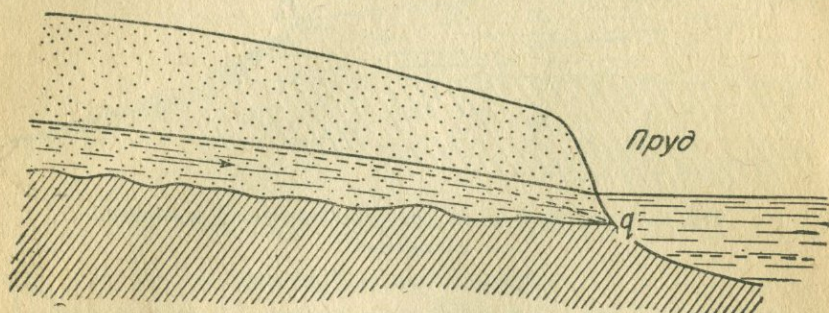


Рис. 36. Грунтовый поток, подпертый водой пруда.

Пунктирной линией показана поверхность потока, источник q и уровень реки до наполнения пруда водой.

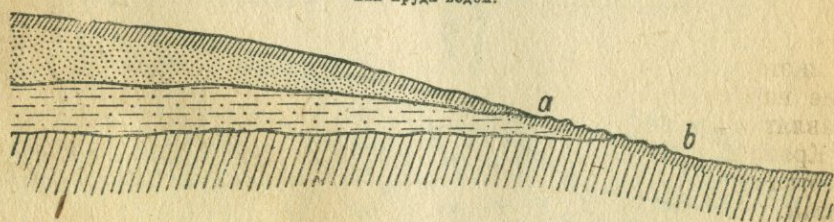


Рис. 37. Выход водоносного слоя, проявляющийся в заболачивании склона на протяжении ab .

Такие выходы грунтовых вод заслуживают внимания гидрогеолога несколько не меньше, чем источники, так как определяют положение водоносного слоя и смену его нижележащей водоупорной породой.

К месту выхода грунтовых вод в виде ключа уровень их плавнио понижается, образуя кривую поверхность, которая называется депрессионной поверхностью, имеющую характер параболической кривой поверхности. Если грунтовые воды вскрыты колодцем и из него производится откачка воды, то с понижением уровня воды в колодце кругом образуется также депрессионная поверхность, которая имеет вид воронки. Вертикальное сечение такой воронки дает в разрезе депрессионную кривую понижения, также параболического вида.

Измерение глубины подземных вод в скважинах, шурфах, колодцах и т. п. Определение глубины воды в буровой скважине, шурфе, колодце является одним из первых требований при всякого рода гидрогеологических и инженерногеологических исследованиях. При проходке разведочной скважины или шурфа в целях исследования подземных вод или строительных свойств грунта при встрече с водоносным горизонтом он должен

быть опробован, причем одной из первых манипуляций является определение глубины появления воды и глубины установившегося уровня воды. Появление воды обыкновенно совпадает с вскрытием водоносного горизонта и определяется глубиной забоя, при котором встречена вода. Бывают однако случаи, когда появление воды несколько предшествует вскрытию водоносного слоя. Это случается например тогда, когда проходка почему-либо остановилась, не дойдя немного до напорного слоя воды, причем остающаяся часть грунта в крыше его не выдерживает напора снизу, и вода прорывает ее. Так бывает например иногда при копании колодцев, когда рабочим приходится спешно выбираться из колодца от внезапно хлынувшей снизу воды.

При вскрытии водоносного слоя уровень воды в скважине или шурфе устанавливается не всегда сразу, иногда приходится выждать некоторое время, особенно в слабых водоносных горизонтах.

При проходке водоносного слоя скважиной полагается производить замеры уровня воды в конце работы дневной смены и перед началом работ.

Промеры следует вести от края обсадной трубы, замерив в свою очередь высоту трубы от какой-нибудь постоянной точки. Практически приходится измерять эту высоту от настила над шахтой, в дне которой бурится скважина, или настила (досок) на земле, который привязан нивелировкой к ближайшему реперу.

В колодцах промер производят от края сруба, вычитая затем высоту сруба над поверхностью земли.

Кроме эпизодических замеров глубины воды при изысканиях приходится часто устанавливать длительные постоянные наблюдения над горизонтами воды по колодцам или буровым скважинам, иногда специально для этого оборудованным в количестве нескольких десятков и больше. Такие наблюдения позволяют затем выяснить режим грунтовых вод, составлять карты поверхности грунтовых вод в гидроизогипсах и т. п.

Кроме того замеры глубины воды требуются при производстве опытных откачек по всем так называемым наблюдательным скважинами или шурфам.

Способов измерения глубины и соответствующих приборов имеется довольно много, но большинство их не дает большой точности. В большинстве случаев приходится ограничиваться точностью $\pm 0,5$ см, а иногда даже меньшей.

Наиболее распространенными приборами являются:

1. Деревянная тонкая и длинная рейка с делениями в 1 см для мелких колодцев и бечевка с грузом на конце для более глубоких колодцев и неглубоких буровых скважин. Достигнутый уровень воды узнается или по звуку, или по кругам расходящихся волн (в колодце), или же по смоченной части бечевы или рейки, которая соответственно вычитается из отметки измерителя, совпадающей с краем трубы или сруба. Способ неточный.

2. «Глухарь» или «хлопушка» (рис. 38), представляющий собой металлическую трубку от 5 до 10 см длиной и до 5 см в диаметре, на конце которой вделана втулка с крючком или кольцом, к которому привязывается шнур или бечевка. При опускании глухаря и достижении им поверхности воды получается характерный глухой звук. Прибор также неточный и непригодный для очень глубоких или наклонных и сильно искривленных скважин.

3. На том же принципе основан американский прибор — «хлопушка». Для этого применяется стальная лента (рулетка) и латушный расширяю-

щийся книзу цилиндр с разрезом в верхней части (рис. 39), через который может быть пропущен конец ленты, зажатый затем винтом *V*. Внутри цилиндра вырез для помещения кольца, имеющегося на конце рулетки *A*. В нижней расширенной части цилиндра имеется чашеобразное углубление *C*. При опускании прибора и ударе им о поверхность воды он издает глухой, хлопающий звук.

4. «Водяной свисток» представляет также массивную металлическую трубку, в верхней части которой вделан меньшего диаметра свисток с кольцом наверху. При достаточно быстром погружении свистка в воду он издает свист.

5. Измеритель *Ранга* представляет собой рулетку, намотанную на колесо-блок, заделанное в обойму с рукояткой (рис. 40); на конце рулетки привязан стержень длиной 10—15 см с расположенными вдоль него через 1 см чашеобразными круговыми желобками. При опускании измерителя в воду судят о достижении воды по ощущению натянутости ленты. Вынимая прибор отсчитывают от этой полученной длины число желобков, заполнившихся водой.

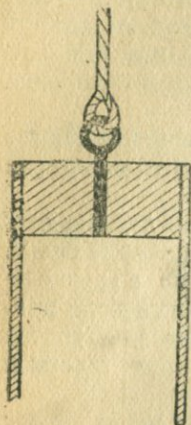


Рис. 38. Глухарь.

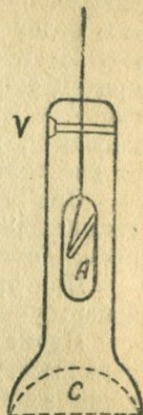


Рис. 39. Хлопушка по американскому типу.

Часто комбинируют измеритель *Ранга* с водяным свистком, который помогает определить достижение воды. Это более точный прибор из других подобных.

6. Измеритель *Тима* представляет собой штангу, длиной 1 м с насеченными на ней делениями через 1 см и прикрепленную к шнуру или бечевке. При опускании штанги о достижении воды судят по звуку или натяжению шнура. Вынув штангу из буровой скважины, замеряют смоченный конец ее и вычитают из общей длины, взятой от края трубы. Так как при этом погруженная часть штанги вытесняет значительное количество воды, в силу чего уровень ее повышается, надо вычесть также это повышение, для чего, зная диаметр обсадной трубы и диаметр штанги, можно вывести формулу повышения уровня воды на 1 см погруженной штанги.

Для того чтобы заметнее было смачивание штанги ее перед погружением обтирают о сухую землю или слегка зачерчивают мелом или сухой глиной.

7. Электрический прибор *Стокера* (рис. 41) состоит из полого с отверстиями цилиндра с изоляционной пробкой в верхней части, через которую пропущены два электрода, к которым присоединяются провода, вилетенные в шнур, поддерживающий прибор. Снаружи, с другого конца шнура, провода соединяются с батареей элементов (достаточно двух) и электрическим звонком. В середине цилиндра помещается металлический



Рис. 40. Измеритель Ранга.

полюй поплавок *F*. Действие прибора заключается в том, что при погружении цилиндра в воду поплавок всплывает и, упираясь верхушкой в про- вода, замыкает ток, что вызывает звонок.

Техником С. В. Л о г и н о в ы м сконструирован остроумный при- бор, состоящий из поплавка с контактами, небольшой сухой батарейки, упрятанной под поплавком, и маленькой электрической лампочки. При замыкании тока лампочка загорается; момент загорания лампочки улав- ливается по зеркалу, поставленному наклонно к устью скважины.

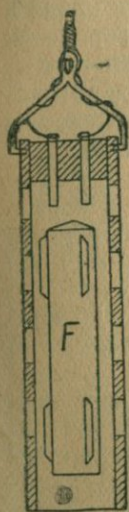


Рис. 41. Элек- трический из- меритель Сто- кера.

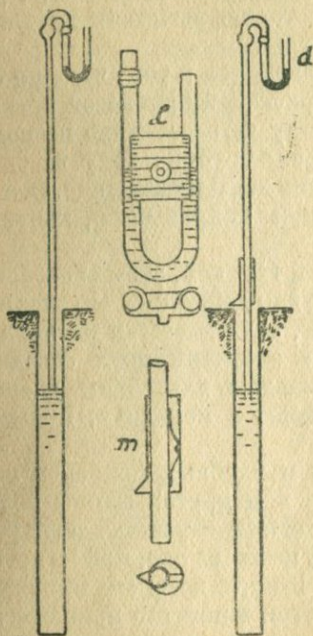


Рис. 42. Прибор Куната.

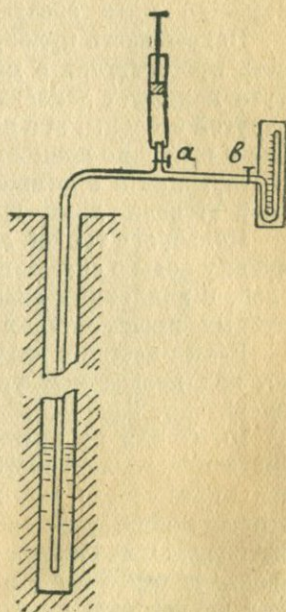


Рис. 43. Манометрический измеритель Н. К. Тихомирова.

8. Манометрический прибор К у н а т а (рис. 42) состоит из латунной (или из другого металла) трубки 5—6 мм в диаметре с делениями на ней. К верхней части трубки присоединяется (можно помощью каучуковой пробки) V-образная манометрическая стеклянная трубка *d* с налитой в нее подкрашенной водой. При опускании нижнего конца трубки в воду воздух, сжимаясь, вызывает перемещение подкрашенной жидкости в V-образной трубке. Для более точного констатирования давления воздуха пользуются передвижной шкалой *L*, перемещающейся вдоль прореза в обейме, охватывающей V-образную трубку. Для более точного определения глубины погружения трубки в скважину на ней укреплен полюй движок *m* с указателем, установленным при измерении против края обсадной тру- бы. Манометрическая V-образная трубка служит здесь лишь для того чтобы убедиться, что конец трубки достиг воды в скважине, но не для количественного измерения этого давления.

9. По тому же принципу устроен манометрический измеритель Н. К. Т и х о м и р о в а с ртутным манометром (рис. 43). На выходной трубке устраивается отросток с краном *a*, к которому присоединяется воздуш-

ный насос (например автомобильный). Перед манометром имеется другой кран *b*. При достижении нижним концом трубки воды кран *b* закрывается, открывается кран *a* и в трубку нагнетается воздух, пока он не будет выходить пузырьками через воду из нижнего конца трубки. В этот момент запирают кран *a* и открывают кран *b*. Ртуть под влиянием сжатого в трубке воздуха переместится и покажет давление, определяемое по шкале манометра. Разность давлений ртутного столба будет соответствовать давлению столба воды от нижнего края трубки до поверхности воды в скважине. Умножая высоту ртутного столба на 13,6, получаем глубину погружения трубки в воду, которую вычитаем из длины трубки от ее конца до края обсадной трубы.

Погрешность прибора заключается в том, что при открытии крана *b* часть пространства в манометрической трубке от крана до поверхности ртути понижает давление, в силу чего давление несколько уменьшится. С другой стороны, при погружении трубки в воду часть воды будет вытеснена и временно повысит уровень воды в скважине. Эти две погрешности действующие в противоположном направлении, компенсируют до некоторой степени друг друга.

Пользуясь тонкой латунной трубкой, этим способом можно измерять глубину воды в скважинах, трудно доступных опусканию других измерителей, в наклонных скважинах, если известен их наклон, а также в затрубных пространствах между стенками двух обсадных труб.

Если имеется в виду производить длительные специальные наблюдения над колебанием уровня воды в колодцах, применяют постоянные измерители.

10. Одним из простейших и удобных приборов является поплавок в виде полого латунного шара или другой формы полого герметически запаянного сосуда, или в простейшем случае из заткнутой бутылки с некоторым количеством дроби или песка на дне, или из пробки или куска дерева с грузом на нижнем конце. Шнур к которому привязан этот поплавок, перекинут через блок, и на другом конце его привязан противовес с указателем, который приходится против шкалы с делениями через 1 см или 1 мм (рис. 44). На шкале сверху ставится 0, и деления нанесены с возрастанием вниз. Очевидно, что предел колебаний, которые можно измерять этим прибором, определяется длиной шкалы. Во избежание порчи прибора и влияния ветра, наружную часть прибора помещают в шкафчик со стеклом, чтобы можно было производить отсчеты, не открывая шкафчика.

11. Тот же поплавковый измеритель может быть сконструирован так, что вращение блока передается при помощи передачи на стрелку, показывающую на циферблате глубину стояния воды в метрах и долях метра. Таков например измеритель уровня воды Фюсса, схема которого показана на рис. 45.

12. При длительных и более точных измерениях уровня воды в колодце или буровой скважине применяются также самопишущие лимниграфы, состоящие из поплавка, блока, противовеса и особой передачи, которая перемещает особый вертикальный указатель с пером, которое записывает кривую уровня на разграфленной бумаге, надетой на барабан, приводимый во вращение часовым механизмом. На рис. 46 показана схема поплавкового лимниграфа Фюсс.

М. И. Боборыкин сконструирован подобный лимниграф, барабан которого приводится в движение обыкновенным будильником.

Определение направления грунтового потока. Для определения направления грунтового потока применяют различные способы.

Способ Т и м а заключается в том, что вокруг колодца (или скважины) располагаются на разных расстояниях от него наблюдательные колодцы или скважины. В случае если общее направление потока можно заранее предполагать, наблюдательные скважины располагаются веерообразно с одной стороны центральной, именно ниже ее по предполагаемому направлению потока. В центральную скважину вводится концентрированный раствор поваренной соли (NaCl). Отмечается время пуска солевого раствора, а затем из наблюдательных скважин берут через определенные промежутки времени



Рис. 44
Поплавковый измеритель.

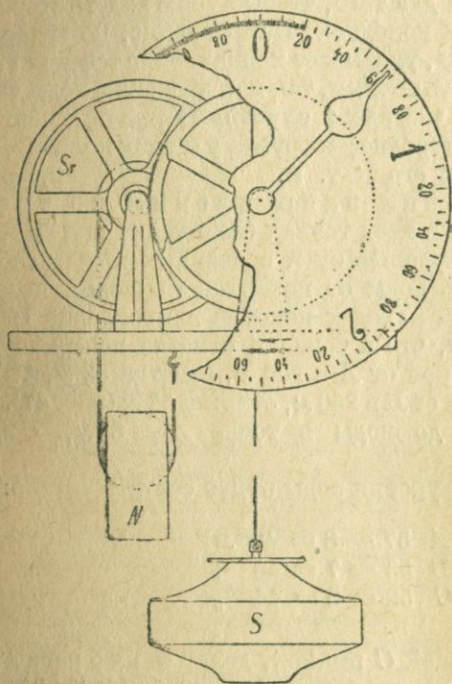


Рис. 45. Поплавковый измеритель Фюсса.

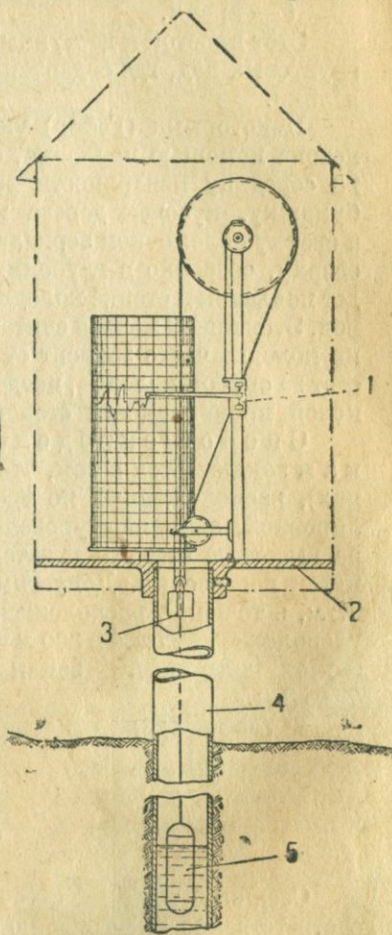


Рис. 46. Поплавковый лимниграф Фюсса.

пробы воды и испытывают их на содержание соли. Появление соли в контрольной пробе улавливается по реакции воды с азотнокислым серебром:



причем получается белый, темнеющий на свету осадок хлорного серебра. Та скважина, в которой раньше всего встречено появление соли, лежит очевидно по пути грунтового потока. Отмечая время появления соли и определив расстояние между скважинами и про-

тежнее с момента пуска соли время, можно найти скорость потока, а именно:

$$V = \frac{l}{t},$$

где l — расстояние m
 t — время.

Этот простой и доступный способ не применим для сильно засоленных грунтовых вод, где содержание хлористого натрия может быть и без того велико.

Некоторыми (Гефер) указывается способ определения направления потока помощью поплавка, опускаемого в колодец. Для этого опускают на середину поверхности воды в колодце какой-либо легкий предмет: бумажку, кусочек дерева или пробку с укрепленным снизу гвоздем, а сверху обломочком зеркала для того, чтобы лучше видеть этот поплавок сверху, особенно в глубоких колодцах. Направление, по которому пойдет поплавок к стенке колодца, указывает направление течения грунтовых вод. Этот прием нельзя считать точным, так как движение воды через стенки колодца часто зависит от частных и случайных причин, например пустот за срубом колодца, неоднородности грунта у стенок колодца, неодинаковой проницаемости стенок его и т. п.

Способ определения направления по трем точкам заключается в том, что в трех точках (колодцах, шурфах, скважинах), расположенных по треугольнику и связанных между собой нивелировкой, измеряют уровень воды от поверхности земли, перечисляют на высотные отметки и затем находят искомое направление графически путем построения. Допустим, что в точке A отметка поверхности земли 57 м, в точке B , расположенной от A в 200 м, отметка 53 м, а в точке C , расположенной от A в 300 м и от B в 250 м, отметка 52 м (рис. 47). Глубина же от поверхности земли до воды в точке A — 8 м, B — 7 м и C — 8 м.

Тогда высотные отметки уровня воды будут соответственно:

$$\begin{aligned} \text{для } A & 57 - 8 = 49 \text{ м} \\ \text{„ } B & 53 - 7 = 46 \text{ „} \\ \text{„ } C & 52 - 8 = 44 \text{ „} \end{aligned}$$

Соединяя точку A с точкой C прямой, делят ее на 5 равных частей, соответственно превышению точки A над C на $49 - 44 = 5$ м. Каждой точке этой прямой будут соответствовать высоты: 49, 48, 47, 46, 45 и 44 м. Соединяя затем точку D с высотой 46 м с имеющей ту же высоту уровня воды точкой B , получим линию равной высоты залегания воды (т. е. линию простираения) BD . Перпендикуляр, опущенный из A на эту прямую, дает нам наибольшее падение, определяющее направление потока AE , которое будет в сторону понижения уровня.

Отсюда же можно найти и величину уклона поверхности потока в данном месте. Для этого достаточно измерить по плану расстояние AE и разделить на него превышение точки A над точкой E . В данном случае:

$$i = \frac{49 - 46}{170} = 0,0176.$$

Измерение по трем точкам может дать не всегда верное представление о направлении грунтового потока в данном месте, так как форма поверхности потока бывает неровной, волнистой в зависимости от целого ряда обстоятельств. Поэтому измерение направления по трем точкам может быть справедливо только для данного участка и не всегда распространяется на всю площадь потока.

На приведенном чертеже (рис. 48) показано направление потока на участке ABC и на участке DEF одного и того же потока, имеющего общее направление к речной долине и дренируемого двумя оврагами. В первом случае направление получается AK , во втором DL , между тем общее направление потока NS . Поэтому при заложении трех точек для определения направления потока надо принимать во внимание цель этого определения и соответственно располагать точки на том или другом рас-

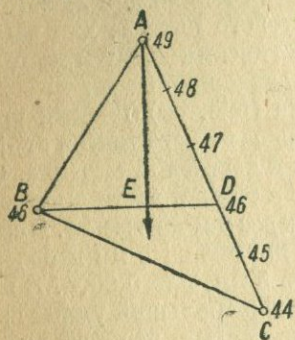


Рис. 47. Определение направления потока по трем точкам.

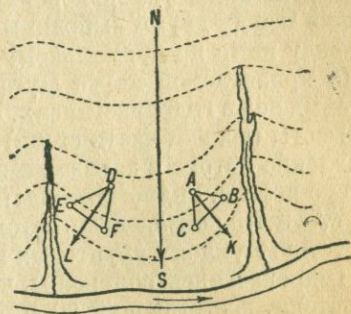


Рис. 48. Различные направления потока.

стоянии. Если целью этого опыта является установление притока к какому-либо сооружению или проведение опытной откачки для определения производительности водоносного слоя для предполагаемого сооружения или для определения коэффициента фильтрации, то целесообразно располагать точки в расстояниях небольших, определяющихся размерами опытной площадки. Если же имеется в виду общее направление потока, то расстояния должны быть взяты большие.

При разбивке треугольника не требуется, чтобы он был равносторонним, но лучше, если стороны его не будут очень различаться по величине для большей точности и удобства построения линий простирания и направления потока.

Определение поверхности зеркала грунтовых вод. Гидроизогипсы. Гидроизогипсами называют линии одинаковой высоты поверхности грунтовых вод, т. е. горизонтали их поверхности. Для выяснения характера поверхности грунтовых вод, т. е. их зеркала, необходимо иметь достаточное число точек (например буровых скважин), в которых уровень грунтовых вод должен быть замерен и перечислен на высотные отметки. Соединяя точки с равными отметками зеркала грунтовых вод, получим горизонтали поверхности грунтовых вод, или гидроизогипсы. Если гидроизогипса должна быть проведена между двумя точками, то место ее находят путем интерполирования, т. е. расстояние между ближайшими по высоте точками делится на отрезки, соответствующие разности превышений,

и точка, соответствующая высоте проводимой гидроизогипсы, определяет ее место. Частота гидроизогипс зависит от количества разведочных точек, от сложности зеркала грунтовых вод и сложности рельефа поверхности земли; обыкновенно их проводят через 1, 2, 5, 10 м. Карта или план зеркала грунтовых вод в гидроизогипсах обладает двумя крупными достоинствами: во-первых, дает наглядное представление о характере поверхности зеркала и направлении грунтового потока и, во-вторых, позволяет определить глубину залегания грунтовых вод для любой точки заснятой местности.

Направление грунтового потока очевидно будет идти от гидроизогипс с большими высотными отметками к более низким изогипсам и выражается линиями, проводимыми нормально к гидроизогипсам. Таким образом карта или план в гидроизогипсах дает полное представление о движении грунтового потока. По плану в гидроизогипсах можно для любого места определить также уклон поверхности грунтового потока, для чего превышение между двумя выбранными гидроизогипсами делится на расстояние между ними по нормальному к ним направлению.

На прилагаемой карте Муганской степи (рис. 49) показан уровень грунтовых вод в гидроизогипсах. Гидроизогипсы имеют отметки от + 20 м абс. высоты (южная часть степи) до — 26 м в восточной окраине. Общее направление потока с запада на восток, а для южной части с юго-запада на северо-восток. Гидроизогипсы проведены через 2 м по высоте. В средней части степи гидроизогипсы отстоят одна от другой на 5 км и более, что соответствует уклону грунтовых вод в 2 м на 5 км, или 0,0004. В южной части гидроизогипсы сближены, что указывает на больший уклон грунтового потока, достигающий 20 м на 10 км расстояния, что дает величину 0,002. Гидроизогипсы прихотливо извиваются, отражая на себе влияние инфильтрации воды из канала в грунт, которая вызывает повышение уровня грунтовых вод в полосе, примыкающей к каналу, а также влияние механического состава грунта и других местных причин.

При составлении карты гидроизогипс, особенно если число точек не достаточно велико, приходится принимать во внимание целый ряд обстоятельств, которыми надо руководствоваться при проведении гидроизогипс. Так например надо учитывать рельеф поверхности земли: как будет разъяснено дальше, во многих случаях зеркало грунтовых вод хотя и в сильно смягченной форме отражает на себе рельеф поверхности земли, т. е. повышается под повышением рельефа и соответственно понижается в пониженных местах поверхности земли. Кроме того следует учитывать наличие имеющихся в районе съемки водоемов поверхностных вод: моря, озер, рек, оросительных и дренажных каналов, если грунтовые воды имеют с ними связь. В этом последнем случае уровень грунтовых вод выходит на дневную поверхность к урезу зеркала поверхностных вод. Необходимо иметь высотные отметки поверхности воды в этих водоемах. При сопоставлении отметок открытой поверхности воды и поверхности грунтовых вод выясняется, имеется ли случай питания грунтовых вод за счет фильтрации поверхностных вод водоема или, наоборот, открытый водоем питается грунтовыми водами и дренирует их. В том и другом случае гидроизогипсы примыкают к урезу воды в водоеме по разному (рис. 65).

Надо еще отметить, что так как уровень грунтовых вод бывает подвержен колебаниям в течение года, составление надежной карты грунтовых вод в гидроизогипсах возможно только тогда, когда составитель располагает материалом по одновременным замерам уровня воды во всех точ-



Рис. 49. Карта зеркала грунтовых вод Муганской степи в гидроизогипсах на 20 декабря 1925 г.

ках или по крайней мере по замерам, произведенным за промежуток времени, не внушающий опасения, что уровень грунтовых вод мог существенно измениться за это время. Поэтому на карте грунтовых вод в гидроизогипсах надо помечать время, к которому относится измерение уровня воды.

Если для данной заснятой местности имеется карта поверхности земли в горизонталях и карта зеркала грунтовых вод в гидроизогипсах, то по карте, совмещающей эти два обозначения, можно для любого пункта, найти глубину залегания грунтовых вод от поверхности с точностью, зависящей от точности топографической и гидрогеологической съемок.

Иногда на ту же карту можно нанести в виде горизонталей рельеф поверхности водоупорного ложа. Тогда для любого места можно получить представление не только о глубине залегания грунтовых вод, но и о мощ-

ности грунтового потока. На прилагаемой карте, составленной К. И. Лисициным для территории Политехнического института в Новочеркасске, нанесены: горизонтали поверхности земли, гидроизогины грунтовых вод для двух лет, 1915 и 1916 гг., а также горизонтали подстилающих водоносные суглинки красных глин, являющихся вообще водоупорными (рис. 50).

Определение скорости грунтового потока. Скорость грунтового потока зависит от степени проницаемости породы и от величины уклона

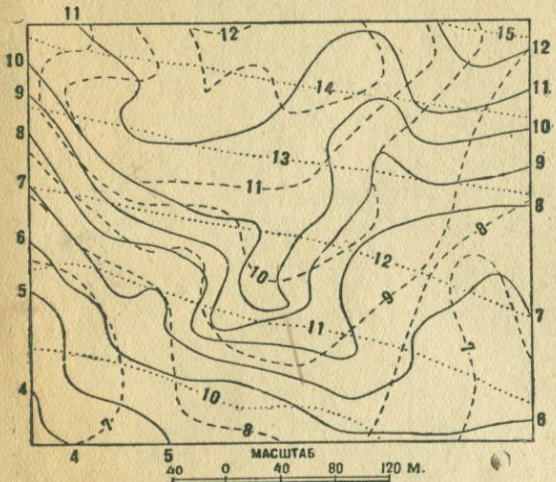
поверхности грунтовой воды. Эта зависимость может быть выражена следующим образом:

$$v = K \frac{h}{l},$$

где v — скорость потока;
 K — некоторая постоянная, характерная для данного грунта, определяющая его водопроницаемость, которая называется коэффициентом скорости;
 h — превышение уровня воды в одной точке над другой;

l — расстояние между двумя точками, между которыми определяется скорость потока.

Величина $\frac{h}{l}$, обозначающая отношение превышения уровня воды к рас-



— Горизонтали поверхности земли.
 — Гидроизогины грунтовых вод.
 - - - Горизонтали водоупорных глин.

Рис. 50. Гидрогеологическая карточка территории Политехнического института в Новочеркасске (по К. И. Лисицину, схематизировано).

стоянию, называется уклоном поверхности грунтового потока или напорным градиентом и обозначается иначе знаком i . Таким образом

$$\frac{h}{l} = i,$$

отсюда:

$$v = Ki,$$

Определение скорости грунтового потока может быть сделано разными способами, а именно: 1) непосредственным измерением, 2) косвенным путем при опытных откачках и 3) косвенным путем из данных механического анализа.

Непосредственное измерение скорости сводится к определению скорости прохождения какого-либо индикатора, например красящего вещества, раствора соли, электролита и т. п., введенного в какой-либо точке потока и улавливаемого в точке, расположенной ниже по потоку.

Способ с растворением соли был уже указан выше. Зная направление потока, вводят в скважину (или колодезь), расположенную выше по течению потока, раствор NaCl . Раствор должен быть взят концентрированным. Принимая во внимание, что поваренная соль обла-

дает большой растворимостью (35,86 г соли в 100 см³ воды при 18°), можно приготовить раствор 10—20-процентный т. е. растворить 1—3 кг соли на ведро воды.

При вливании раствора надо учесть то обстоятельство, что уровень воды в скважине (колодце) может повыситься, и таким образом создается разность уровней, превышающая естественный уклон потока, что, как известно, увеличит скорость движения воды. Особенно это следует принимать во внимание при опытах со скважинами, где вливание воды может сильно повысить уровень. Так например при внутреннем диаметре скважины 3", т. е. 75 мм, прибавление одного ведра раствора повысит уровень воды в скважине на 2,8 м. Поэтому надо стремиться к тому, чтобы брать раствор наиболее концентрированным, или же перед вливанием его следует извлечь из скважины равновеликое количество воды. Все это необходимо проделать в короткое время, чтобы при извлечении воды не успела установиться воронка депрессии в скважине. В этом отношении удобно взять раствор в объеме, равном емкости желонки. По взятии желонки с водой тотчас же вливают в скважину раствор и размешивают воду в скважине. Для скважины бывает достаточно 2—4 кг соли, для колодцев приходится брать больше (до 10 кг). В наблюдательной скважине, расположенной ниже по потоку, берут периодически пробы воды и испытывают на содержание NaCl.

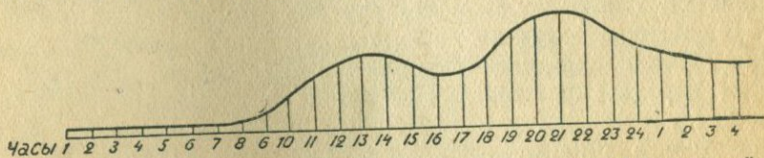


Рис. 51. Кривая концентрации раствора индикатора в наблюдательной скважине.

Так как растворенная соль способна диффундировать, то она будет иметь не только поступательное движение вместе с водой грунтового потока, но и распространяться в стороны. По истечении некоторого времени вокруг центрального объема раствора в потоке образуется периферическая зона более слабого раствора за счет диффундирования соли. Кроме того само движение потока не может считаться равномерным: промежуткам более крупным или имеющим более прямой путь поступательное движение будет скорее, чем по более тонким промежуткам или криволинейным путям. Этим объясняется то, что до наблюдательной скважины доходит раствор неодинаковой крепости, сначала более слабый, затем более концентрированный и затем, по мере прохождения раствора через контрольную скважину, опять с убывающей концентрацией. Иногда, особенно в трещиноватых породах или галечниках, наблюдается не один максимум, а два, соответствующие притеканию раствора по двум наиболее доступным для движения воды путям (рис. 51).

Существенным вопросом является, какой момент брать при прохождении раствора через наблюдательную скважину; начало появления раствора или максимум его концентрации. Слехтер рекомендует принимать за конечный момент точку перегиба кривой при ее максимальном подъеме к максимуму. При изысканиях на водоснабжение, где важно установить с возможно большой точностью и в то же время осторожностью приток к водосборному сооружению, следует за конечный пункт принимать мак-

симум прохождения раствора, а при нескольких максимумах — середину между ними. При определении же вымывающих скоростей фильтрационного потока под гидротехнические сооружения следует брать из осторожности начало появления раствора. Понятно, что чем больше будет измерений, тем полученная величина будет ближе к истинной средней.

Способ определения красящими веществами сходен с предыдущим. В качестве красящих веществ рекомендуются флюоресцеин, уранин и другие органические красящие соединения, обладающие различимостью их даже в очень слабо разведенных растворах. Так например присутствие уранина можно обнаружить при концентрации 1 : 100 000 000. Надо иметь в виду, что некоторые из красящих веществ обладают свойствами разлагаться при кислой реакции воды, а также поглощаются органическими соединениями, например торфянистыми, гумусовыми веществами и т. п. Кроме того некоторые из красок обладают способностью коагулироваться, как например наблюдается с некоторыми сортами продажного фуксина. Наибольшим применением у нас пользуется флюоресцеин. В слабых растворах он придает воде соеобразный зеленожелтый флюоресцирующий цвет. В порошке, а также в крепком растворе цвет его темнокрасный. Концентрированный раствор флюоресцеина приготавливают с прибавлением щелочи, например едкого натра или аммиака, иначе нельзя получить полное растворение порошка. Для буровой скважины в песчаных породах достаточно бывает загрузить раствор около 10 г флюоресцеина. В некоторых случаях этого количества оказывается недостаточно.

Для улавливания следов окрашивающего вещества пользуются флюороскопом, который представляет собой ряд стеклянных (из белого стекла) трубок до $\frac{1}{2}$ м высотой, закрытых снизу пробками с зачерченной тушью поверхностью. Трубки наполняются растворами индикатора разной концентрации, например 1 : 10 000 000; 1 : 1 000 000; 1 : 500 000; 1 : 100 000; 1 : 10 000 и т. д. В одну из трубок наливается вода из скважины, взятая до введения индикатора. Несколько трубок остаются свободными для опробования взятой из наблюдательной скважины воды. При рассматривании жидкости сверху можно уловить очень слабые признаки индикатора. Если после нескольких проб с отрицательным показанием на индикатор следующие пробы обнаруживают его присутствие, то, сравнивая с установленными в флюороскопе эталонами, можно установить приблизительную степень концентрации и на основании нескольких опробований установить максимум окрашивания и построить соответствующую кривую.

Электрометрический способ Слехтера состоит в том, что в поток вводится раствор электролита, например хлористого аммония, а затем при помощи особого устройства следят за изменением сопротивления воды потока электрическому току. Для этого пробуриваются две скважины на расстоянии 1—3 м одна от другой по линии направления потока. В верхнюю скважину загружают хлористый аммоний в растворе или в зернах, для чего его помещают в цилиндр из медной сетки. Внутри наблюдательной скважины опускают металлический, лучше медный, стержень, изолированный от стенок буровой трубы каучуковыми кольцами, имеющий длину достаточную для погружения его конца на мощность испытуемого водоносного слоя, но не доводя несколько до забоя скважины. К верхнему концу стержня прикрепляется провод, который присоединяется к одному полюсу батареи электрических элементов или аккумулятора. К тому же полюсу присоединяется провод от края трубы той скважины, в которую запускается электролит. Провод

от другого полюса присоединяется к краю обсадной трубы наблюдательной скважины, включая на своем пути амперметр и, если имеются, коммутаторные часы (рис. 52). Вначале амперметр не обнаруживает тока или обнаруживает его в очень слабой степени, поскольку вода может быть несколько минерализована. Когда же раствор хлористого аммония пройдет расстояние от первой скважины ко второй и уменьшит сопротивление воды между скважинами и между стержнем и обсадной трубой в наблюдательной скважине, амперметр покажет усиление тока. Коммутаторные часы служат для того, чтобы автоматически отметить время появления тока. Собственно особой надобности в присоединении к цепи обсадной трубы верхней скважины нет, и его можно отметить, так как для замыкания тока достаточно появления электролита в наблюдательной скважине между обсадной трубой этой скважины и введенным в нее стержнем.

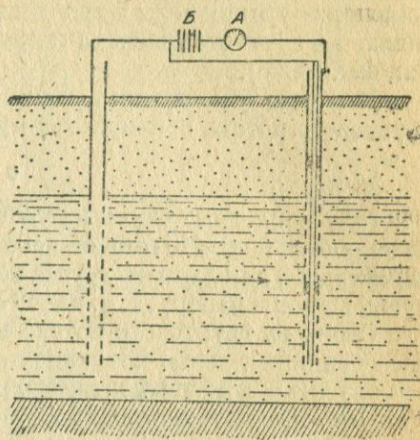


Рис. 52. Прибор Сlichtера для определения скорости грунтового потока.

Б — батарея; А — амперметр.

Способ Сlichtера широко применяется у нас в практике. Инж. Е. Н. Лавровым он был применен при изысканиях для водоснабжения психиатрической колонии около Саратова. Скважины, пробуренные до водоносного сеноманского песка, закреплялись обсадными трубами диаметра $2\frac{1}{2}$ '' и располагались в расстоянии 1,2 м одна от другой. Количество хлористого аммония на каждый опыт бралось около 1 кг. Провода соединяли обе трубы и стержень внутри нижней. Наблюдения над понижением сопротивления производились по углу отклонения стрелки гальванометра. Запись одного из измерений:

Начальное сопротивление	45°
Начало пуска аммония 8 ч. 20 м.	
Конец " " 8 ч. 25 м.	
9 ч. 20 м. сопротивление	45° (прежнее)
10 ч. 20 м. "	45° "
10 " 45 " "	60° (понижилось)
12 " 50 " "	60° "

Разность времени 2 час. 20 мин., откуда скорость

$$v = \frac{1,2 \text{ [м]}}{2,3 \text{ [час.]}} = 0,5 \text{ м/час, или } 0,00014 \text{ м/сек.}$$

Эти опыты послужили исследователю для расчета времени притекания воды от водосборной площади до места проектируемого водозаборного сооружения.

Геффером рекомендуется еще способ определения скорости грунтового потока, основанный на наблюдении над колебанием уровня воды. Выбрав на прямой линии колодцы, в которых наблюдается в одно и то же время повышение или понижение уровня воды, можно ожидать, что это повышение или понижение скажется и на ряде колодцев, распо-

ложенных ниже по течению потока. Зная расстояние между двумя рядами колодезев и время, за которое волна повышения или понижения пробежала этот путь, можно найти скорость грунтового потока. Надо заметить, что способ этот может привести к неверным результатам, так как, во-первых, колебания уровня грунтовых вод могут быть вызваны разными причинами, например изменением барометрического давления, влияющего на уровень грунтовой воды в скважинах или колодцах, а во-вторых, повышение или понижение уровня воды в колодцах часто бывает результатом не скорости движения грунтовой воды, а скорости передачи гидростатического давления (см. ниже).

Как уже указывалось выше (стр. 104), скорость зависит от уклона грунтового потока согласно формуле

$$v = Ki,$$

а потому найденные одним из указанных способов естественные скорости не являются показателями степени проницаемости грунта. Для получения характерной для данного грунта величины вычисляют скорость, приведенную к единице напора, т. е. иначе скоростной коэффициент K .

Скорость грунтового потока может быть вычислена также одним из способов определения коэффициента водопроницаемости по механическому составу для обломочных мелкозернистых пород (гл. 25) и градиенту уклона. Для этого достаточно знать скоростной коэффициент водоносной породы и разность уровней воды в двух точках, между которыми требуется определить скорость потока.

Приведем некоторые примеры непосредственного определения скоростей (табл. 20).

Таблица 20

Порода	Местность	Скорость в естественных условиях опыта, м/сутки	Скорость, приведенная к $i = 1$, м/сутки	Способ определения	Автор
Песок мелкозернистый сеноманского яруса меловой системы	Психиатр. колония около Саратова	12	—	Слихтера	Е. Н. Лавров
Песок аллювиальный	Дельта р. Терека	7,4	99	Флюоресценция	Л. Д. Белый
Песок мелкозернистый	Штральзунд в Германии	3,5—4	—	Тима	А. Тим
Суглинок аллювиальный	Муганская степь в Закавказье	5,33	10	Флюоресценция	В. Ф. Мильнер
То же	То же	3,42	38	То же	Ой же

Для выявления динамики грунтовых вод, а именно колебания их уровня, для одной линии наблюдательных скважин или шурфов по какому-либо профилю может служить метод г и д р о и з о п л е т, которым воспользовался А. Д. Брудастов для изучения колебания уровня грунтовых вод в торфянике «Сукино болото» под Москвой. Для построения

гидроизошет на оси абсциссе откладываются колодцы данной наблюдательной линии, а на оси ординат — сроки наблюдений. Затем наносят на ординаты, соответствующие отдельным колодцам, отметки стояния уровня воды на соответствующий срок, соединяют затем точки одинаковой

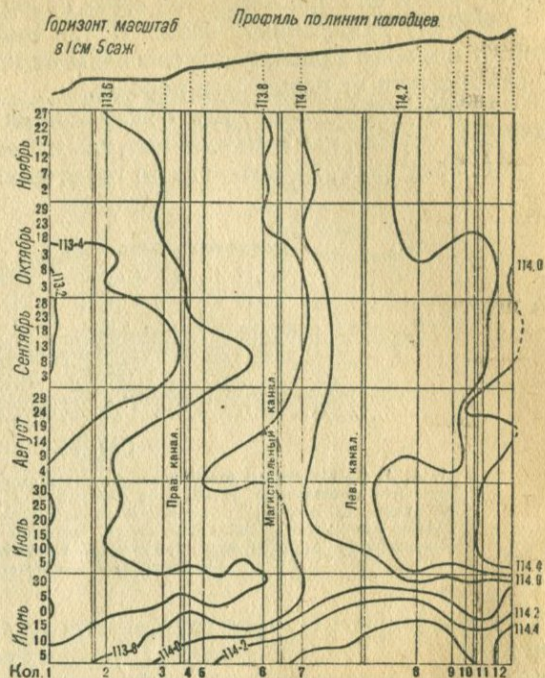


Рис. 53. Гидроизошеты по линии колодцев № 1—12 на „Сукином болоте“ за июнь—ноябрь (из работы А. Д. Брудастова).

В пористых породах поверхность грунтовых вод сопровождается капиллярной зоной. Вода поднимается по капиллярам на некоторую высоту, тем большую, чем тоньше капиллярные промежутки. Опыты д'Андримона и Лебедева показали, что верхняя поверхность капиллярной зоны перезкая и содержание воды в ней постепенно убывает кверху в связи с тем, что по тонким капиллярам вода поднимается выше, чем по толстым. Поэтому капиллярную зону называют капиллярной «бахромой»—fringe (англ.), frange capillaire (франц.).

Капиллярная зона сопровождает поверхность грунтовых вод, причем мощность ее зависит от размера пор в породе. В глинистых породах, в суглинках, глинистых и топкозернистых песках она больше, чем в чистых крупнозернистых песках. В галечниках и породах с крупными трещинами она сходит на-нет. Если в породе имеются кроме капиллярных промежутков также крупные пустоты, то уровень воды соответствует истинному положению зеркала грунтовых вод (рис. 54).

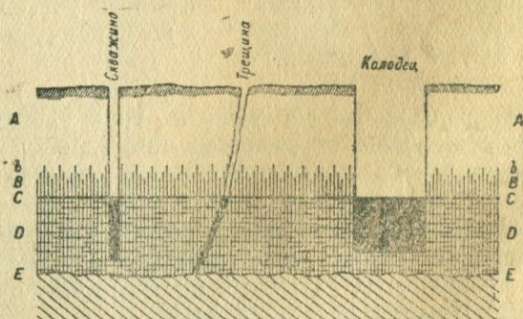


Рис. 54.

AA — зона инфильтрации или аэрации; BB — капиллярная зона; bb — зона переходная, неполного капиллярного насыщения; CC — зеркало грунтовых вод; DD — зона насыщения, т. е. залегания грунтовых вод; EE — водоупорный слой.

В них капиллярная вода отсутствует, и уровень воды соответствует истинному положению зеркала грунтовых вод (рис. 54).

Таким образом в вертикальном разрезе через рыхлую породу, содержащую грунтовые воды, мы наблюдаем следующие зоны (рис. 55):

1. Зону инфильтрации или аэрации, через которую происходит просачивание поверхностных вод, в которой поры заняты воздухом и частично водой, когда она просачивается через породу.
2. Зону капиллярной бахромы, где тонкие капилляры замещены водой, а крупные промежутки свободны от воды. Мощность ее изменяется в зависимости от пористости породы.
3. Зону насыщения, или собственно слой грунтовых вод, в которой все промежутки, как капиллярные, так и некапиллярные, замещены водой.
4. Зону слоя, подстилающего грунтовые воды.

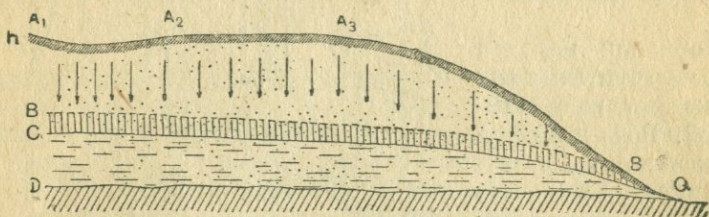


Рис. 55.

A_1, A_2, A_3, Q — поверхность земли, покрытая почвенным слоем h , через которую просачиваются атмосферные осадки — в понижении A_1A_2 больше, на плато A_2A_3 а на склоне A_3Q меньше; BB — поверхность капиллярной зоны; A_1BB — зона инфильтрации или аэрации; CQ — поверхность (зеркало) грунтовых вод; B, CQ — зона капиллярного поднятия воды; DQ — поверхность водоупорного слоя; CDQ — зона насыщения; Q — источник.

Если вскрыть шурфом грунтовые воды в пористой однородной породе, то прежде чем дойти до зеркала грунтовых вод будет встречена капиллярная зона с влажностью большей, чем влажность вышележащей породы из зоны аэрации. Вода из капиллярной зоны не будет поступать в шурф, хотя бы все поры были замещены водой, так как вода удерживается капиллярными силами. И только пересекая зеркало грунтовых вод, мы получим приток воды в шурф, причем вода устанавливается на уровне зеркала. Тем не менее капиллярная вода подчиняется силе тяжести, и поэтому в случае понижения уровня грунтовых вод снижается и поверхность капиллярной зоны. Например если из шурфа или колодца откачивать воду и понижать ее уровень, то и уровень капиллярной зоны следует за образующейся депрессионной воронкой понижения. Если уровень грунтовых вод повышается, то поднимается и капиллярная зона.

Если грунтовые воды залегают близко к дневной поверхности, то капиллярная зона может достигать поверхности земли. Потеря воды через испарение с поверхности менисков вызывает поднятие новых порций воды к поверхности. Подобный процесс имеет очень большое значение в условиях близкого стояния вод и является фактором расхода воды с грунтовых бассейнов с близким залеганием грунтовых вод. В области с засушливым климатом и сильно минерализованными водами этот процесс приводит часто к засолению почв и образованию солончаков.

Наличие капиллярной зоны у поверхности земли влияет на физические свойства грунта, и при работах по заложению фундаментов и других строительных операциях приходится иметь дело с грунтом, находящимся в состоянии капиллярного насыщения водой, что ослабляет его устойчивость.

Поэтому гидрогеологу при его исследованиях грунтовых вод очень полезно изучать капиллярную зону, а при шурфовочных и буровых разведках на них отмечать влажность грунта, чтобы проследить глубину и мощность капиллярной зоны.

Практическое упражнение по построению карты в гидроизогипсах

Указания к карте земель колхоза «Красная Зорька» для упражнения в построении гидроизогипс (рис. 56).

На данном участке земель колхоза было пробурено 10 буровых скважин для определения глубины залегания воды. Отметки поверхности земли у скважин и глубина воды были следующие:

№ бур. скв.	Отметка,	Глубина от
	м	поверхн. земли до воды,
1	92,3	5,2
2	91,5	4,5
3	90,3	4,3
4	90,6	5,0
5	89,4	4,1
6	86,5	2,0
7	89,1	4,0
8	84,0	1,0
9	86,6	2,6
10	82,5	0,5

№ источников		
I. В верховье овражка	84,0	на поверхности
II. На берегу реки	83,0	„ „

Требуется:

1. Построить гидроизогипсы зеркала грунтовых вод для данного района.
2. Определить направление потока.
3. Вычислить уклон грунтового потока между скв. № 1 и 5 и между № 5 и 8.
4. Выяснить взаимоотношение грунтовых вод и воды р. Сосновки.
5. Определить, на какой глубине можно ожидать воду на участке, выбранном под поселок.
6. Решить, как рациональнее расположить в пределах участка под поселок жилые строения с надворными постройками и колодцы, а именно вынести колодцы на переднюю сторону, обращенную к реке, или на заднюю, северо-западную сторону.
7. Выяснить, на какой глубине можно ожидать воду в месте предполагаемых силосов, и годится ли это место.

Зависимость формы зеркала грунтовых вод в однородной породе от рельефа поверхности земли. Поверхность грунтовых вод в дюнах, а также вообще в однородных рыхлых пористых породах отражает на себе характер рельефа поверхности земли, т. е. под повышением рельефа уровень грунтовых вод стоит выше, чем под соседними понижениями. Это отражение поверхности рельефа сказывается на поверхности рельефа зеркала в несколько ослабленном, сглаженном виде.

Кроме других причин, зависящих от условий питания грунтовых вод, а в некоторых случаях от разности плотностей воды и пр., это явление связывают также с особенностями капиллярной среды грунта. Согласно Жамену (Jamin), давление газов в тонких каналах капиллярного сечения теряет в своей величине тем больше, чем тоньше капилляры, в силу адсорбционной способности твердого тела. То же явление должен испытывать воздух в капиллярах рыхлой пористой породы, в силу чего барометрическое давление воздуха в капиллярной среде грунта должно терять в своей величине.

Вопрос этот был разобран Н. М. Победоносцевым, согласно которому, при рассмотрении равновесия жидкости в капиллярной, например песчаной, среде мы должны принимать во внимание потерю в давлении атмосферного воздуха на поверхность грунтовой воды и притом тем большую, чем

больше слой этой породы над зеркалом воды. Приведем вывод Н. М. Победоносцева в несколько упрощенной форме (рис. 57).

Пусть атмосферное давление на уровне CB равно H ; потеря давления в капиллярах породы на единицу высоты ϑ ; CB соответствует горизонтальной плоскости, проходящей через высшую точку рельефа земли; MN — горизонтальной плоскости, проходящей через низшую точку поверхности воды; расстояние от плоскости CB до плоскости MN обозначим через h ; h_1 и h_2 — обозначают глубины от поверхности земли до уровня грунтовых вод; h_3 — превышение уровня воды под возвышенностью над уровнем воды под понижением.

Докажем справедливость излагаемого положения от противоположного. Полагаем, что $h > h_1$, т. е. что точка B лежит выше точки A . Допустим, что уровень грунтовых вод лежит горизонтально, но в плоскости MN .

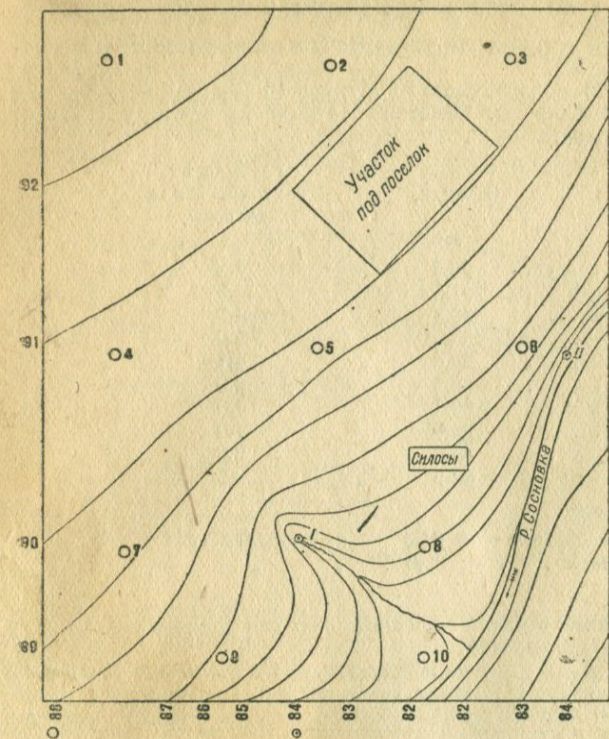


Рис. 56. Карта земель колхоза „Красная Зорька“ с указанием буровых скважин и источников. Для упражнения в построении гидроизогипс.

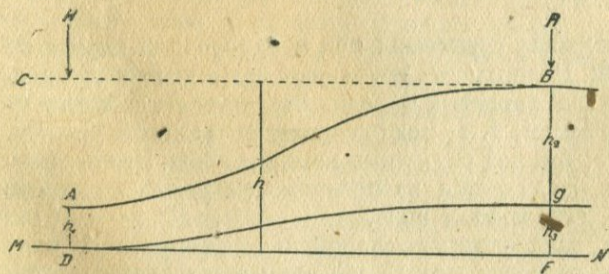


Рис. 57. Зависимость формы поверхности грунтовых вод от рельефа в связи с потерей барометрического давления.

Тогда условие равновесия жидкости в точках D и F выразится так:

$$H + h - \vartheta h_1 = H + h - \vartheta h,$$

откуда

$$\vartheta h_1 = \vartheta h \text{ и } h_1 = h,$$

что противоречит условию. Таким образом в точке F вода не может находиться на одном уровне с точкой D . Таким же образом можно доказать, что она тем более не может находиться ниже. Отсюда следует, что уровень воды в вертикали BF должен быть выше, чем в вертикали AD .

Для доказательства того, что уровень воды, следуя за поверхностью земли, несколько отстает от амплитуды рельефа земли, т. е. что $h_2 > h_1$, примем удельный вес воздуха за единицу, удельный вес воды по отношению к воздуху δ и составим уравнение равноесия для плоскости MN , принимая, что уровень воды принял положение Dg :

$$H + h - \vartheta h_1 = H + h_2 - \vartheta h_2 + h_3 \delta \quad (1)$$

и заменяя h суммой $h_2 + h_3$:

$$H + h_2 + h_3 - \vartheta h_1 = H + h_2 - \vartheta h_2 + h_3 \delta,$$

получаем:

$$h_3 - \vartheta h_1 = h_3 \delta - \vartheta h_2; \quad (2)$$

$$h_2 - h_1 = \frac{h_3(\delta - 1)}{\vartheta} \quad (3)$$

Так как δ больше единицы, разность $\delta - 1$ положительна, и $h_3 > h_1$, следовательно, хотя уровень воды под возвышенным пунктом и выше, чем под низменностью, но кривая зеркала грунтовых вод отстает от кривой поверхности земли.

Если порода обладает некапиллярной скважностью, то потери в величине атмосферного давления в пустотах породы не происходит, т. е. $\vartheta = 0$. Тогда $h_3 = 0$, т. е. повышения уровня грунтовых вод под возвышением не происходит. Чем тонкозернистее порода, тем больше величина потери и следовательно тем меньше будет различие в глубине стояния воды, т. е. кривая поверхности воды будет по форме больше следовать кривой поверхности земли.

9

Роль рельефа в питании подземных вод Рельеф и микрорельеф

Выше указывалось уже, что распределение атмосферных осадков, выпавших на определенную площадь ровным слоем, зависит от рельефа. Даже при проницаемых породах, слагающих поверхность, часть воды, особенно при ливнях, успевают скатываться в более пониженные места. Там же, где почвы не отличаются большой проницаемостью, поверхностный сток более значителен, и выпавшие осадки успевают стекать в пониженные части рельефа, создавая таким образом перераспределение поверхностной воды. В зимнее время осадки, как было отмечено уже, также распределяются неравномерно, особенно в безлесных степных и субарктических странах, где снег сдувается ветрами задерживается около встречающих препятствий, например лесных опушек, кустарника, сзади естественных возвышений, а также в оврагах, долинах и впадинах.

Таким образом осадки, выпадающие на определенную площадь, распределяются по ней далеко неравномерно, сосредоточиваясь более по пониженным местам. Это обстоятельство не может не иметь значения в питании подземных вод. Если допустить, что атмосферные осадки просачиваются через почву в поверхностные слои до первого слоя водоупорной породы и образуют на нем слой грунтовой воды, то очевидно это просачивание (инфильтрация) будет неодинаково по всей площади. В зависимости от степени проницаемости поверхностной толщи могут быть следующие случаи:

1. Порода непроницаема для воды. Тогда поверхностные воды, стекая по склонам в пониженные места, будут задерживаться в них и, если они замкнуты, образуют временные или постоянные озера в области избыточного увлажнения и холодного климата или будут теряться через испарение в области умеренного или сухого климата. Грунтовые воды не получают от атмосферных осадков пополнения своих запасов.

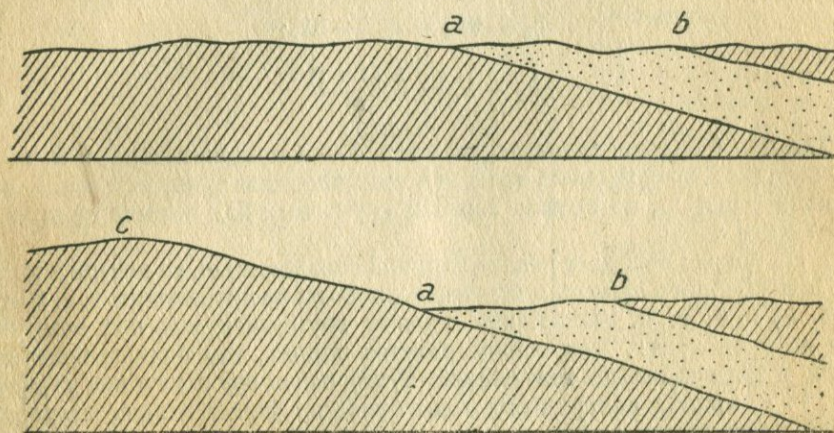


Рис. 58. Различные случаи питания водосносного слоя.

2. Породы среднепроницаемые. В этом случае атмосферные осадки, выпавшие на повышенные участки поверхности или на склоны, не будут успевать просачиваться и частично будут стекать в более пониженные места, в которых может иногда образоваться даже временное скопление воды. Питание грунтовых вод будет происходить только в этих пониженных участках и не будет происходить на повышенных участках, на перегибах склонов и т. п.

3. Породы сильно проницаемые, например крупнозернистые пески или трещиноватые известняки. Атмосферные воды будут поглощаться ими повсюду, в большей мере в пониженных участках рельефа, куда возможен сток, и в меньшей степени на возвышенных участках. Питание грунтовых вод повсеместное, но неравномерное: несколько более интенсивное в пониженных участках рельефа и более слабое в повышенных.

Форма земной поверхности имеет значение в питании не только грунтовых вод, но и напорных, артезианских. Областью питания их являются области выхода водоносных горизонтов на дневную поверхность в приподнятых частях слоев. У таких выходов может быть свой поверхностный водосбор, размеры которого, зависят от рельефа. При одном и том же во-

доносном слое, имеющем одинаковое падение, питание его будет различно в зависимости от рельефа, как показывают приведенные схемы (рис. 58). В первом случае питание ограничивается областью выхода водоносного слоя *ab*. Во втором случае у области поглощения *ab* имеется кроме того область водосбора *ac*, осадки с которой, стекая, увеличивают поглощение воды в области выхода *ab*.

Особый интерес представляют условия питания грунтовых вод в степных областях. Впервые этим вопросом занялся А. А. Измаильский в Полтавском уезде в 1886—1889 гг. Для определения влажности почвы на разных глубинах им брались пробы из буровых скважин и колодцев, причем было установлено, что на некоторой глубине порода являлась сухой, и трудно было предположить, чтобы атмосферные воды в степи могли проникнуть глубже этого сухого слоя и поступать в грунтовые воды, которые залегают на однообразной глубине в среднем 20 арш.

Сопоставляя уровень грунтовых вод колодцев с рельефом, Измаильский пришел к выводу, что «чем ближе к устью балки, тем глубже лежит верхний уровень грунтовой воды и тем беднее колодец водой. Наоборот, чем дальше в глубь степи, т. е. ближе к верховьям балок, тем грунтовые воды лежат ближе от поверхности почвы и колодцы обильнее водой». Таким образом нижние части балок оказывают дренажное влияние на грунтовые воды, пререзая водоносный горизонт. Что же касается верховьев балок, то там они, не врезаясь в водоносный слой, не только не дренируют грунтовых вод, но, наоборот, сами могут способствовать большему проникновению воды, так как дно балки получает большее количество воды, стекающей в них с окружающей местности, а вертикальный путь фильтрации значительно меньший.

Кроме того в степях часто наблюдаются небольшие замкнутые понижения, называемые блюдцами, западинками, воронками. На водораздельных лёссовых пространствах эти впадинки иногда покрывают степь как оспой. Размеры западин очень различны, от нескольких десятков до нескольких тысяч квадратных метров, а глубина от нескольких сантиметров до 3—5 м. Происхождение такого рода впадин может быть различно, но вероятнее всего объясняется выщелачивающим влиянием воды на почву и подпочву и постепенным уплотнением и осадками последней. Такие западины пользуются громадным распространением в б. Черниговской, Полтавской, Курской, Орловской и других черноземных губерниях, а также на юго-востоке Европейской части СССР и во многих полупустынях Средней Азии.

Для выяснения вопроса о глубине промачивания почвы, Измаильским были выкопаны 5 колодцев в одинаковых геологических условиях до глубины водоупорного слоя, из которых четыре были расположены на ровной степи и один на дне воронки. Попутно определялась влажность почвы в образцах, взятых через каждые 4 вершка. Оказалось, что в то время как в колодцах на ровной степи влажность почвы уменьшалась с глубиной, падая до 11—12%, в колодце на дне воронки почти по всеми разрезу держалась около 20%, и почва оказалась пересыщена влагой. Отсюда Измаильский сделал вывод, что инфильтрация атмосферных осадков, не достигающая грунтовых вод на ровной степи, на дне воронок может достигать их и таким образом итти на их питание. «Воронки в наших степях являются как бы регуляторами грунтовой воды, убыль которой между прочим пополняется за счет атмосферной влаги, стекающей с поверхности степи в воронки» (Измаильский).

Большее увлажнение блюдца по сравнению с окружающей степью было констатировано для Полтавской же губ риии Н. Д. Понагайбо в 1913 г., которым определялась влажность почвы с разной глубины по скважинам, заложенным на разных элементах микрорельефа (рис. 59).

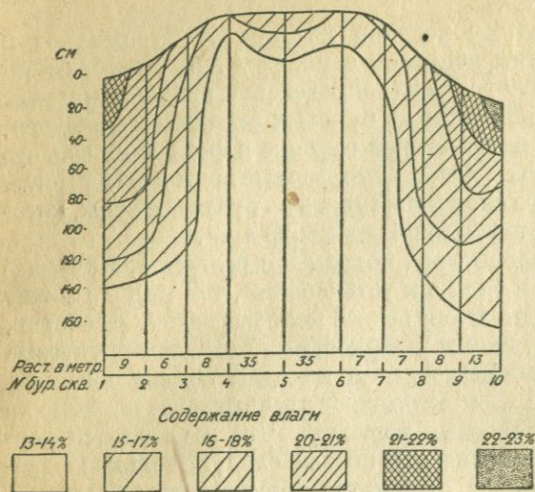


Рис. 59. Наблюдения над влажностью почвы в связи с микрорельефом в Полтавской губ. Н. Д. Понагайбо в 1913 г. по двум блюдцам и водоразделу между ними.

К такому же выводу о неравномерном питании грунтовых вод в степи — пришел и другой исследователь, Н. А. Богословский, для той же Полтавской губ. «Влага атмосферных осадков проникает до уровня грунтовых вод далеко не через всю поверхность полтавской степи. Такое явление совершается лишь в известных пунктах: 1) на поверхности совершенно ровной степи (т. е. не имеющей стока), 2) в воронках (блюдцах), 3) в прудах, 4) около лесных зарослей, словом в таких местах, где скопляется по тем или иным причинам значительное количество влаги в виде ли воды, снега» (Богословский).

Подобную блюдцам роль играют в Арало-Каспийской низменности Заволжья так называемые «лиманы» — плоские неглубокие понижения, являющиеся остатками древних протоков. Площадь лиманов измеряется

Таблица 21

Водоносные горивонты	Дебит, л/сутки				Содержание солей, мг/л			
	В степи, скв. 1	В лимане			В степи, скв. 1	В лимане		
		скв. 2	скв. 3	скв. 4		скв. 2	скв. 3	скв. 4
I. Верховодка	Незнач.	24 600	18 450	24 600	32 736	3 185 2 881	2 060	505
II. Глины, 8,5 — 15 м	Незнач.	45 350	90 700	123 000	—	—	1 047	2 647 4 315
III. Песчанистая глина, 17—25 м		П л и в у н ы			52 864	32 124 49,108	1 001	14 624
IV. Песок, переслаивающийся с суглинком и глиной, 26,7—29,9 м	—	—	61 500	—	—	—	41 432	31 056

Примечание. Черной чертой показана граница опреснения воды в лимане.

иногда несколькими квадратными километрами. Весной лиманы заполняются водой, которая держится в них до половины апреля, а иногда и дольше, особенно в больших и глубоких. Скопляющаяся вода частью теряется через испарение, частью же фильтруется в почву и поступает в грунтовые воды. Этим объясняется то, что в то время как в степи грунтовые воды, как правило, сильно засолены, в лимане они часто бывают пресными. В одном из таких лиманов площадью до 5 км² и глубиной 0,7 м были заложены буровые скважины: в середине лимана, ближе к краю, на берегу и последняя — в ровной степи в 128 м от лимана.

В степи было встречено два водоносных прослойки с горько-соленой водой, в лимане же порода оказалась сплошь водоносной, причем до глубины 25 м пресной, а ниже тоже соленой. Следующая таблица показывает различие дебита и качества воды в скважинах в степи и в лимане (табл. 21).

Главнейшая литература

1. Измаильский А. А. Влажность почвы и грунтовая вода в связи с рельефом местности и культурным состоянием поверхности почвы. Полтава 1894.
2. Богословский Н. А. Изв. Геологического комитета, стр. 246, 1899.
3. Понагайбо Н. Д. К вопросу о влиянии микрорельефа на характер почвы, ее температуру, влажность и урожайность. Полтава 1915.
4. Саваренский Ф. П. Роль лиманов в гидрогеологии заволжских степей. Водное хозяйство и мелиорация, № 4—12, 1922.
5. Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Заволжья. Труды ГГРУ, вып. 44, 1931.

Подземные воды и овраги

Овраги обязаны своим происхождением размывающей деятельности поверхностных вод. Врезаясь своими вершинами в склон водораздела, овраги могут достигнуть какого-либо водоносного слоя, и тогда в вершине оврага образуется выход подземной воды — источник. Если этот водоносный слой имеет свободные, грунтовые воды, то к месту выхода образуется депрессионная поверхность понижения их уровня. Овраг начинает дренировать данную местность. В данном случае получается нисходящий источник. Если же овраг вскрывает межпластовый горизонт напорных вод, то выходы их образуют восходящий источник, который также будет влиять на водоносный горизонт, понижая его напор к месту выхода.

При врезании оврага в склон могут встретиться различные случаи. В классической работе: «О рельефе равнин и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод»¹, акад. А. П. Павлов подробно рассматривает различные случаи образования оврагов.

Один из случаев (рис. 60) будет тот, когда овраг врезается в склон до какой-либо водонепроницаемой породы в основании, служащей водоупорным ложем для грунтовых вод, заключенных в водоносном слое. Тогда в вершине оврага образуется источник, который дает ручей по дну оврага.

Вытекание воды в вершине оврага обычно создает недостаточно устойчивое положение слоев над местом выхода и способствует образованию крутого уступа в результате обваливания глыб породы.

¹ Землеведение, кн. III—IV, стр. 91, 1898.

Другой случай, очень распространенный в нашей средней и степной полосе, когда овраг врывается в толщу делювия, покрывающего склон (рис. 61). Если подстилающая коренная порода водоупорна, то по контакту с ней в делювии образуется грунтовый поток, который найдет себе выход в верховье оврага в виде источника. В результате также образуется крутой уступ от обрушения делювиальной толщи над источником. Такого рода выходы грунтовых вод часто встречаются в области развития лёссовых пород.

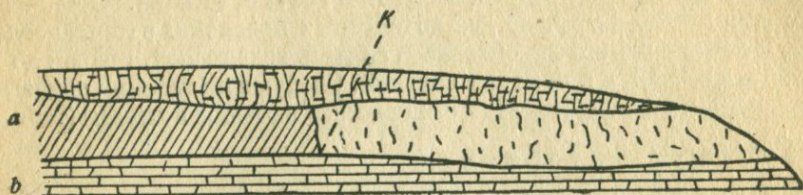


Рис. 60. Продольный разрез оврага (по А. П. Павлову).

a — водопроницаемая порода; *b* — водонепроницаемая порода; *k* — ключ, вытекающий на границе двух слоев в вершине оврага.



Рис. 61. Продольный разрез оврага (по А. П. Павлову).

a — делювий; *b* — коренная водонепроницаемая порода; *k* — ключ, вытекающий на основании делювия.

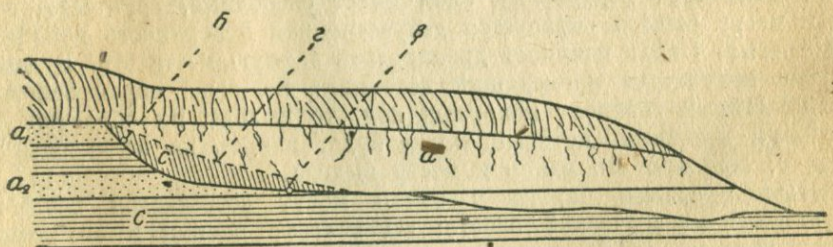


Рис. 62. Продольный разрез оврага (по А. П. Павлову).

b — ключ, выходящий из водоносного слоя *a*; *b* — ключ, выходящий из водоносного слоя *a*; *c* — ключ, выходящий из контакта делювия (*d*) с коренными породами (*c*).

Более сложным будет случай, когда овраг врывается не только в делювиальный склон, но начинает врваться и в коренные породы (рис. 62). Тогда он может вскрыть один или два водоносных горизонта коренных пород, а кроме того выходы грунтовой воды могут иметь место и на контакте делювия с непроницаемой коренной породой в стенках оврага ниже его вершины.

Источник, выходящий в овраге, может и не образовать ручья, если овражные наносы достаточно проницаемы. Вода уходит в эти на-

носы и образует тальвежный поток в наносах по поверхности непроницаемых пород или по поверхности более глинистых наносных же образований.

Бывают случаи, когда овраг или балка пересекают на своем пути несколько водоносных горизонтов, дающих ключи в местах пересечения их оврагом.

Если при этом расход источников мал, то ручей теряется на своем пути в овражных наносах, образуя лишь заболоченный участок дна. Таким образом иногда наблюдается чередование по дну оврага сухих участков с заболоченными (см. рис. 89 на стр. 157). При полевых исследованиях следует обращать внимание на такое заболачивание и стараться найти его причину.

Заболачивание дна оврага или балки может происходить и от других причин. Так например если овраг врезан в коренные породы разной сопротивляемости размыванию, то по дну его образуются перепады, соответствующие выступам более твердых пород. Если дно покрыто при этом проницаемыми наносами, то образующийся от выхода подземных вод грунтовый поток в этих наносах, встречая на своем пути повышение коренного дна, подпирается им и или образует небольшие ключики или же заболачивает данный участок дна. Такое явление обычно в балках Украинского кристаллического массива, где выступы гранита в дне балки создают подпор.

10

Грунтовые воды в аллювиальных отложениях

Грунтовые воды, залегающие в аллювиальных отложениях речных долин, или короче «аллювиальные», представляют собой большой интерес, во-первых, в гидрогеологическом отношении, так как они играют существенную роль в речном стоке, а во-вторых, в народнохозяйственном отношении, так как множество селений, расположенных по долинам рек, пользуются этими водами для своего водоснабжения.

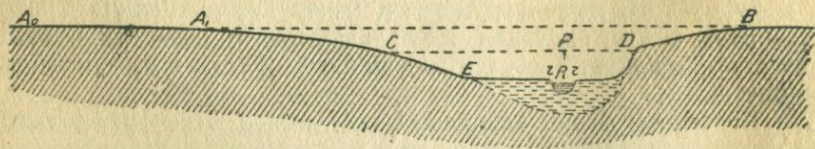


Рис. 63. Поперечный разрез речной долины.

A_0, A_1 — водораздельное плато; B — водораздел с соседней рекой; A_1B — ширина водосбора (бассейна); A_1C и AB — склоны к речной долине; CB и DP — коренные берега; CD — ширина речной долины поверху; EP — ширина долины понижу; PR — глубина долины; r и r — речная (аллювиальная) терраса; R — русло реки; r и r — берега русла реки.

Для дальнейшего изложения приведем схематический разрез речной долины и те обозначения отдельных ее элементов, которыми будем пользоваться (рис. 63).

Аллювиальные отложения являются продуктом отложения речных вод и обладают в большинстве случаев хорошо выраженной слоистостью. Во многих случаях толща аллювиальных отложений является неоднородной по составу осадков как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Неоднородность состава наслоения осадков зависит от разливов реки при ее подъеме выше своих берегов. При высоком горизонте и больших скоростях отлагается более грубый и крупнозернистый материал, при невысоких подъемах воды отлагается более тонкий иловатый материал. Неоднородность аллювиальных отложений в горизонтальном направлении зависит от того, что русло реки перемещается в пределах долины, поскольку река подмывает и разрушает один берег и отлагает наносы вдоль противоположного другого берега. Кроме того в строении аллювиальной террасы принимают иногда участие также делювий со склонов и коренных берегов, конусы выноса оврагов, также озерные и болотные отложения в понижениях аллювиальной террасы, например в старицах, иногда с образованием торфяников.

По механическому составу аллювиальные отложения бывают очень разнообразны. Преобладают песчаные отложения. В реках с малым уклоном и преобладанием глинистых пород в речном бассейне аллювиальные отложения имеют характер слоистых суглинков. Напротив, в реках с большими уклонами, например в горных речках, аллювиальные отложения бывают представлены галечниками. В реках равнинной части СССР аллювиальные отложения чаще всего представлены песчаными разностями. При этом замечается одна характерная геологическая особенность: во многих реках нижняя часть аллювиальной толщи состоит из более крупного материала, например крупнозернистых песков, песков с гравием и галькой, и принадлежит в большинстве случаев к древнеаллювиальным отложениям, тогда как верхняя часть состоит из более мелкозернистых осадков современного аллювия. Такая последовательность установлена для речных долин Волги, Оки, некоторых притоков Днепра и т. д.

Грунтовые воды насыщают толщу аллювия и образуют подземный поток, сопутствующий и обыкновенно связанный с поверхностным речным потоком.

Источником питания аллювиальных вод могут быть:

а) Атмосферные осадки, непосредственно выпадающие на поверхность аллювиальной террасы, стекающие на нее с коренных берегов и склонов и инфильтрующиеся через поверхностную толщу наносов. Этот фактор питания имеет значение в областях с большим количеством осадков. В более засушливых областях его значение бывает ничтожно.

б) Подземные воды, находящие себе выход в речную долину. Эти воды могут принадлежать водоносным горизонтам, расположенным выше дна долины, и тогда они проявляются в виде ключей, дающих ручей, или достигающий русла реки, или теряющийся по пути в толще аллювия. В том случае если выход водоносного слоя прикрыт делювием, источник может найти себе путь через толщу делювия и поступать в аллювиальные отложения. Кроме того водоносные горизонты могут иметь выход ниже уровня террасы и уровня воды в реке в толщу аллювиального выполнения долины. Если эти воды обладают достаточным напором, они поступают в толщу аллювия. Если же напор их незна-

чителен, эти водоносные слои могут не только не участвовать в питании речной долины, а сами являться поглощающими.

б) Речные воды во многих случаях также бывают источником питания аллювиальных вод. Связь их между собой будет разобрана ниже.

Между наземным речным потоком и потоком грунтовых вод в аллювиальной толще существует связь, которая может быть выражена:

Q (общий расход по долине) = q_1 (поверхностный сток) + q_2 (подземный сток).

Как поверхностный сток может получить на своем пути дополнительное питание за счет впадающих речных притоков, так и подземный поток может получить дополнительное питание за счет притока подземных вод из коренных пород. Соотношение того и другого потока может быть при разных условиях весьма различным. Подземный поток обладает тем же уклоном, который соответствует общему уклону реки. Сечение его обыкновенно превышает сечение открытого речного потока и притом иногда во много раз. Скорости грунтового потока являются неизмеримо меньшими, чем в открытом русле. Соотношение же поверхностного и подземного потока может быть различно. Так если:

для открытого русла $q_1 = v_1 F_1$,

для подземного потока $q_2 = v_2 F_2 \varphi$,

$$n = \frac{q_1}{q_2} = \frac{v_1 F_1}{v_2 F_2 \varphi}$$

где v_1 и v_2 — скорости,

F_1 и F_2 — площади поперечного сечения того и другого потока,

φ — некоторый коэффициент, определяющий свободный для движения грунтовой воды профиль в породе,

n — отношение поверхностного потока к подземному.

Пример. Для открытого русла $v_1 = 1$ м/сек; $F_1 = 50$ м². Тогда $q_1 = 50$ м³/сек.

Для подземного потока в песках $v_2 = 0,00004$ м/сек; $F_2 = 1\,000$ м²; $\varphi = 0,25$. Тогда $q_2 = 0,01$ м³/сек. Отсюда $n = 5\,000$.

Обыкновенно расход реки во много раз превосходит расход подземного потока. Но бывают иногда и обратные случаи. Так например у правых притоков р. Куры, берущих начало с Малого Кавказа, при выходе их из гор почти вся вода разбирается оросительными каналами для орошения равнины, и в русле почти не остается воды, а иногда оно остается даже сухим. В то же время долины этих рек имеют мощные выположения хорошо проницаемых галечников, по которым идет значительной мощности поток грунтовых вод.

Рассмотрим связь грунтового потока с открытым потоком в русле реки (при проницаемой аллювиальной толще). Эта связь может осуществляться различно. В одном случае уровень грунтовых вод в аллювиальной террасе лежит выше уровня воды в реке, и грунтовые воды питают реку, которая таким образом дренирует террасу. В другом случае грунтовые воды террасы лежат ниже уровня реки, и река питает грунтовые воды (рис. 64). Первый случай имеет место в зонах избыточного и нормального увлажнения, например на большей части площади нашей равнины, в Европе и Сибири. Здесь подзем-

ные воды, поступающие в долину, образуют не только подземный поток, но и отдают часть воды на питание самой реки.

Второй случай наблюдается в засушливых безводных зонах где поступление подземных вод в долину недостаточно, как это наблюдается для многих рек Средней Азии и восточного Закавказья.

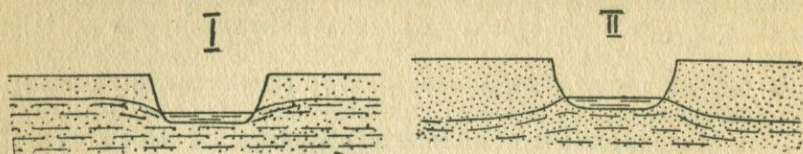


Рис. 64.

I — река дренирует грунтовые воды; II — река питает грунтовые воды.

Если на протяжении некоторого отрезка реки не имеется боковых притоков, то в расходе реки между двумя точками — расположенной выше по течению реки a и расположенной ниже точкой b — будет такая зависимость:

$$Q_b = Q_a \pm d.$$

В случае грунтового питания реки она получает на этом отрезке добавочное питание ($+d$). В случае фильтрации воды из реки получается уменьшение расхода ($-d$).

Определение величины d представляет большой интерес и в некоторых случаях имеет большое практическое значение, например при возведении водоподпорных сооружений на реке малого расхода.

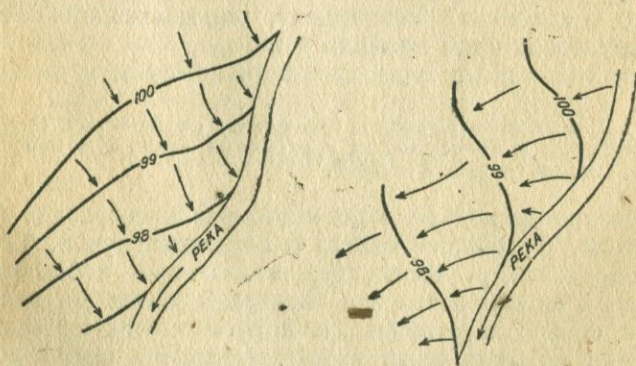


Рис. 65. Направление грунтового потока у реки, дренирующей грунтовые воды (слева), и у реки, питающей грунтовые воды (справа).

Существует гидрометрический способ определения этой величины, заключающийся в том, что при устойчивых горизонтах реки определяют расход воды в русле в сечении a и в сечении b . Если на этом протяжении имеется один или несколько притоков, замеряется также их расход при их впадении в реку.

Надо однако заметить, что существующие способы определения расходов реки не позволяют определить этой разности, если она не-

велика и лежит в пределах погрешности гидрометрических измерений, которая может быть принята в 5%. Тем не менее в некоторых случаях, например при большом протяжении отрезка реки или например при наличии карстовых явлений, этот метод является безусловно полезным.

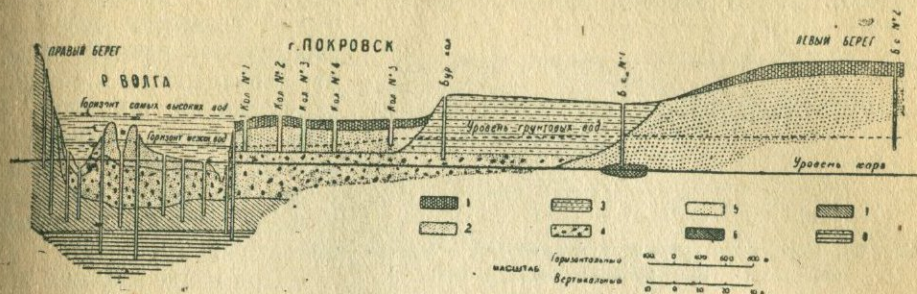


Рис. 66. Разрез левого берега Волги против Саратова, составленный по материалам Фааса и Эрасси (разрез Волги), по колодцам г. Покровска и буровым скважинам 1919 г.

1, 2, Q_2 — делювиальные отложения; 2, Q_2 — современные аллювиальные песчаные отложения; 3, Q_1 — древнеаллювиальные суглинистые отложения надпойменной террасы; 4, Q_1 — древнеаллювиальные песчаные отложения первой террасы; 5, Q_1 — песчаные отложения второй древней террасы; 6, 7 — темносерые глины неизвестного возраста (N_2^2); 7, Sr_1 — темносерые пески и глины нижнемеловые (по Фаасу и Эрасси); 8, J_2 — темносерые песчанистые глины, предположительно верхнеюрские (по Фаасу и Эрасси).

Если грунтовые воды в аллювиальной террасе лежат выше уровня воды в реке и имеют питание со стороны коренных берегов, то грунтовый поток в аллювиальной террасе по обе стороны от русла приобретает некоторое диагональное направление от коренных берегов к руслу и вниз по долине, а гидроизогипсы примыкают к урезу реки, загибаясь вверх по течению. Если же грунтовые воды в долине лежат ниже уровня реки и сами питаются за ее счет, то направление потока будет тоже диагональным, но от реки и вниз по долине, а гидроизогипсы примыкают к урезу воды, загибаясь вниз по течению (рис. 65).

При наличии нескольких аллювиальных террас грунтовые воды могут достигать реки, переходя из одной террасы в другую. На левом берегу Волги против Саратова (рис. 66) грунтовые воды прослеживаются буровыми скважинами и по колодцам как на древней террасе, так и на следующей надпойменной и на современной пойменной, причем уровень падает к реке. Весной при повышении уровня в реке происходит подпор грунтового потока, и вода в колодцах г. Покровска повышается и тем заметнее, чем ближе они расположены к Волге (рис. 67).

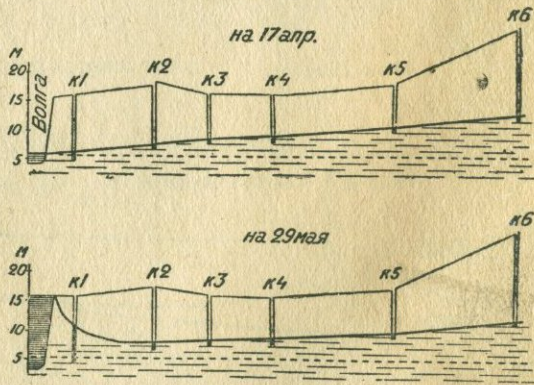


Рис. 67. Подпор грунтовых вод на левом берегу Волги в г. Покровске по наблюдениям 1919 г.

В тех случаях, когда река дренирует грунтовые воды своей долины и горизонта ее ниже уровня грунтовых вод, картина меняется во время подъема воды. При высоком стоянии воды в реке (рис. 68) оно создает подпор для грунтового потока, в силу чего речная вода может просачиваться обратно в грунт берега, создавая зону инфильтрации. Таким образом при подпоре грунтовых вод в долине вдоль берега создается зона инфильтрации речной воды, не обладающая обычно значительной шириной, и зона подпора, лежащая дальше от берега, которая будет тем шире, чем длительнее подпор весенним половодьем (рис. 69).

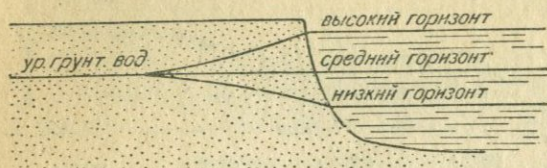


Рис. 68. Положение уровня грунтовых вод в береговой полосе при подъеме воды в реке.

При спаде высокой воды уровень грунтовой воды около реки будет падать. Но если спад происходит быстро, то грунтовая вода не поспевает за понижением уровня воды в реке, и образуется некоторый гребень поверхности грунтовых вод (рис. 70), который постепенно рассасывается в зависимости проницаемости грунта быстрее или медленнее.

При спаде высокой воды уровень грунтовой воды

около реки будет падать. Но если спад происходит быстро, то грунтовая вода не поспевает за понижением уровня воды в реке, и образуется некоторый гребень поверхности грунтовых вод (рис. 70), который постепенно рассасывается в зависимости проницаемости грунта быстрее или медленнее.

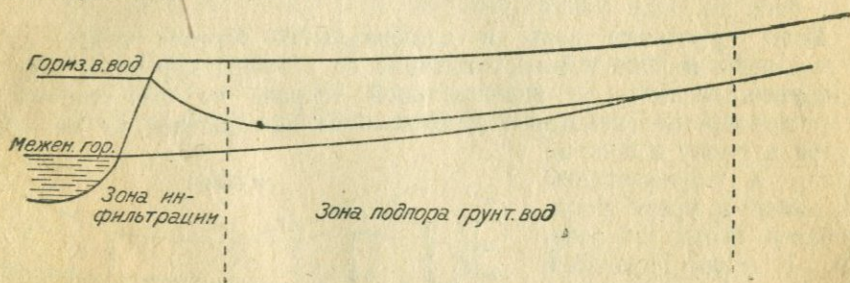


Рис. 69. Влияние подпора грунтовых вод высокими водами реки.

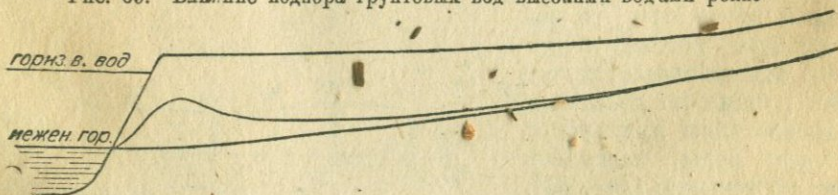


Рис. 70. Поверхность грунтовых вод при быстром спаде весенних вод.

Инфильтрация речной воды внутрь берега меняет химический состав воды грунтового потока в береговой зоне. Такой случай наблюдается в г. Покровске на левом берегу Волги против Саратова (рис. 67), где грунтовые воды по колодцам заметно минерализованы. Весной же в прибрежной полосе замечается значительное опреснение грунтовой воды за счет инфильтрации волжской.

Значительную роль в питании аллювиальных вод играют воды речных разливов, покрывающие заливаемые террасы, фильтрующиеся в толщу аллювия.

Это явление имеет особое значение для аллювиальных вод на юго-востоке Европейской части Союза, а также в засушливых степных районах Кавказа и Средней Азии, где опреснение грунтовых вод за счет весенних и паводковых вод позволяет пользоваться грунтовыми водами для водоснабжения в береговой полосе. Для засушливого же Закавказья, где реки имеют течение только весной, например Большой и Малый Узени, Еруслан и др., только после весеннего снеготаяния при весеннем проходе воды возможно пополнение и опреснение аллювиальных грунтовых вод.

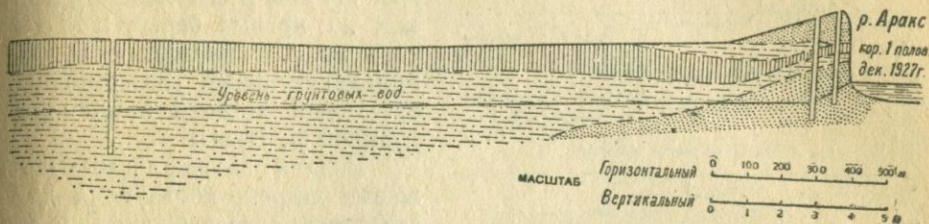


Рис. 71. Разрез левого берега р. Аракса в Араздзянской степи (Армения) по линии шурфов (из работ В. Ф. Захарова).

В реках континентальных областей, особенно степных, наблюдается падение уровня грунтовых вод от реки в сторону берега, например для Сыр-Дарьи в Фергане, Аму-Дарьи выше и ниже Чарджуя, для рек Закавказья — Куры в пределах степного протяжения ее и р. Аракса. На приведенном рис. 71 показано падение уровня грунтовых вод от р. Аракса в сторону берега в Араздзянской степи.

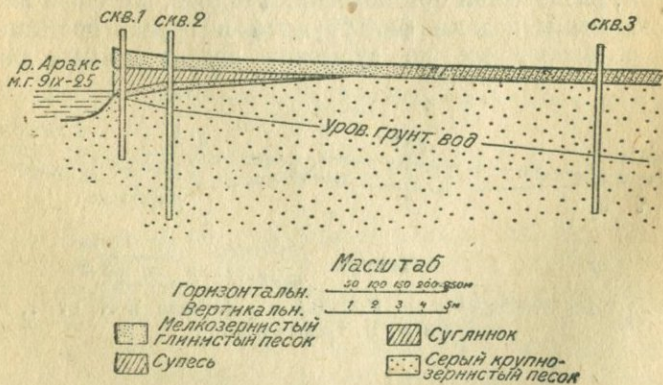


Рис. 72. Разрез по поперечнику буровых скважин к Араксу.

Такую же картину наблюдаем для р. Аракса в нижнем его течении, где уровень грунтовых вод имеет значительное падение внутрь берега (рис. 72). Заложенные для наблюдений над колебанием уровня грунтовых вод буровые скважины в 10, 100 и 1000 м от берега реки показывают, насколько колебания уровня воды в р. Араксе быстро сказываются на уровне грунтовых вод (рис. 73).

То же падение уровня грунтовых вод наблюдается по левобережью р. Сыр-Дарья в Фергане недалеко от железной дороги Коканд — Наманган (рис. 74).

Грунтовые воды аллювиальных террас иногда находятся в связи с подземными водами, находящимися в коренных берегах. На прилагаемом разрезе долины р. Болвы (приток Десны) (рис. 75) грунтовые воды аллювиальной террасы имеют питание за счет грунтовых вод делювия по левому берегу, за счет грунтовых же вод в сеноманских песках на правом берегу и кроме того за счет напорных вод в каменноугольных известняках, срезанных древней эрозионной долиной р. Болвы.

Водами аллювиальных отложений широко пользуются для сельского водоснабжения. В то время как воды небольших рек летом сильно загрязняются, а в засушливых районах и пересыхают, колодцы на аллювиальных террасах являются более надежным источником водоснабжения.

Следует однако заметить, что грунтовые воды аллювиальных террас подвержены сильному загрязнению. До сих пор колодцы в селениях располагаются среди селения, в дворах и на улицах. Продукты гниения, разложения органических веществ, навозная жижа и пр. вместе с дождевыми водами фильтруются в грунт, достигают грунтовых вод и делают их по существу недопустимыми для питья.

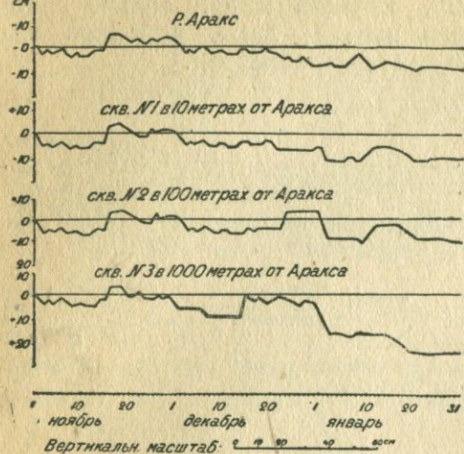


Рис. 73. График колебания уровня воды в р. Араксе и трех скважинах поперечника у с. Огуз-Ики с 1 ноября 1925 до 1 января 1926 г.

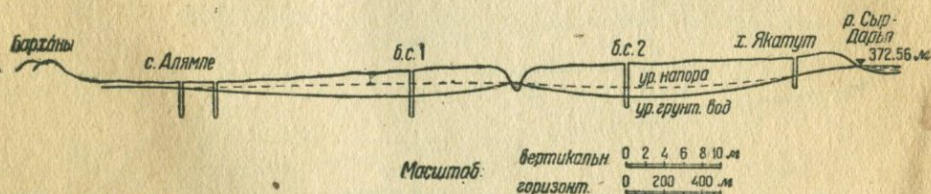


Рис. 74. Профиль через левобережье р. Сыр-Дарья в Фергане к Н от г. Коканда (по работам Ф. П. Саваренского).

До сих пор не разработано никаких мер к защите аллювиальных вод от загрязнения и по рациональной планировке селений и их водоснабжения. При наличии потока грунтовых вод в сторону реки колодцы должны располагаться по полосе террасы, примыкающей к коренному берегу, которая должна оставаться под охраной от загрязнения, незаселенной и неэксплуатируемой какими-либо заводскими, сельскохозяйственными и иными предприятиями. Если же аллювиальные воды в течение всего года питаются за счет инфильтрации речных вод, то, наоборот, колодцы целесообразнее распола-

гать в береговой полосе, оставляя ее под охраной от застройки и загрязнения.

В долинах рек нашей средней полосы с их широкими поймами часто наблюдаются озера, старицы, болота и даже иногда торфяники, держащие воду в течение всего или почти всего года. Весной речные воды выступая из берегов заполняют все понижения поймы. Ошибочно однако думать, что воды в старицах и пойменных озерах и болотах обязаны своим происхождением только остающейся от половодья речной воде. Обычно в таких долинах имеется общее направление грунтовых вод от коренных берегов в сторону реки.

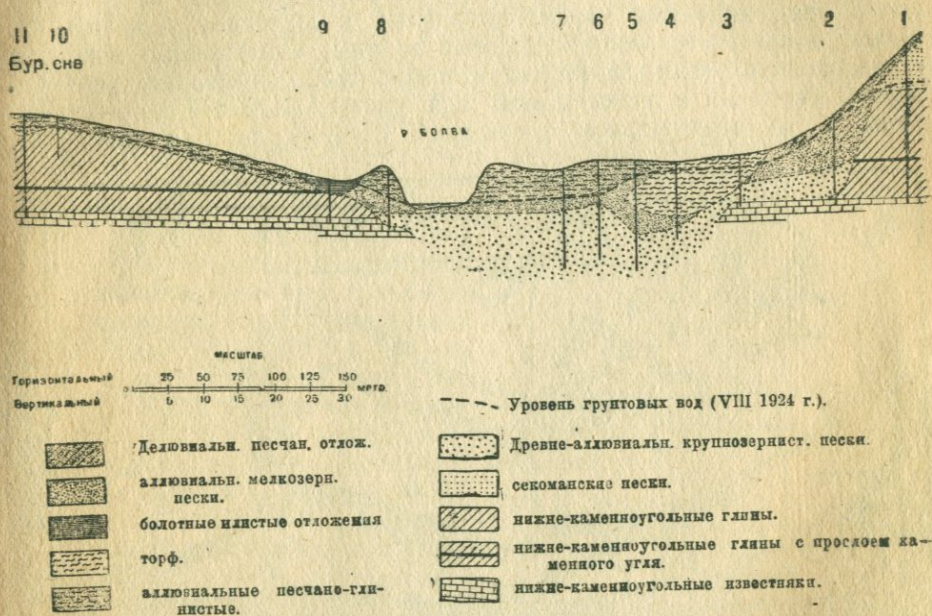


Рис. 75. Разрез через долину р. Болвы (из работ Ф. П. Саваренского).

Встречая на своем пути понижения в виде стариц, озер и болот, грунтовые воды питают их. Этим объясняется устойчивость этих водоемов от высыхания. Если пойменные болота и торфяники иногда пересыхают, то объясняется это в большинстве случаев или перуглублением долины или же длительностью засушливого бездождного времени и понижением уровня грунтовых вод. При таком понижении грунтовых вод уровень их может уйти под дно водоема. Вместе с тем наблюдается и значительное уменьшение расхода рек и их обмеление.

Большого внимания заслуживают грунтовые воды в горных долинах, выполненных галечниками. Мощность галечниковых выполнений может быть очень значительна. Поверхностные воды, протекающие по долине, свободно проникают в толщу галечников и образуют в них значительный поток грунтовой воды, иногда превосходящий по размерам поверхностный поток речки в меженное время.

Грунтовые воды в ледниковых отложениях

Ледниковые отложения разнообразны по своему составу, а потому и условия залегания в них грунтовых вод бывают различны. Моренные нагромождения представлены обычно валунными глинами, более или менее водонепроницаемыми. Наиболее проницаемыми являются песчаные флювиогляциальные отложения, выстилающие древние ложбины стока ледниковых вод. В Северной Германии наблюдается шесть гряд конечных морен, вытянутых в широтном направлении. Между ними располагаются древние долины, выполненные мощными флювиогляциальными песчаными отложениями. Современные реки Северной Германии в значительной мере унаследовали эти древние ложбины и на значительном расстоянии следуют по ним (рис. 76).

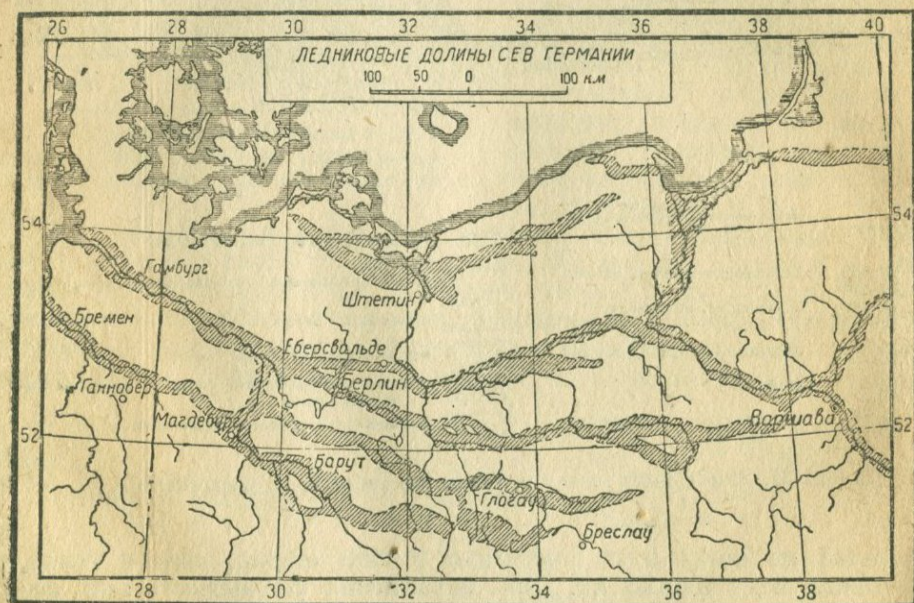


Рис. 76. Ледниковые долины Северной Германии.

Являясь хорошо проницаемыми, флювиогляциальные пески собирают воды атмосферных осадков, как непосредственно выпадающие на поверхность долин, так и стекающие с окружающих моренных возвышений. При достаточной влажности климата и большой мощности флювиогляциальных отложений в них собираются большие массы воды, которая с успехом используется для водоснабжения большинства городов Северной Германии. Отдельные ответвления древних флювиогляциальных долин простираются по Неману и через водоразделы на Вислу и левые притоки Днепра. Флювиогляциальные пески объединяются с древнеаллювиальными в одну водоносную

толщ. Иногда с поверхности они бывают переотложены золотыми процессами.

На площади Европейской части СССР флювиогляциальные отложения не образуют таких выдержанных полос, но встречаются отдельными, иногда значительными пятнами, залегая по плоским понижениям как совпадающим с современным распределением гидрографической сети, так и перекрывая некоторые пониженные водоразделы. Плоская поверхность и приуроченная к ней лесная растительность затрудняют поверхностный сток, а хорошая проницаемость способствует инфильтрации и питанию грунтовых вод в этих песчаных ледниковых отложениях. Во многих местах западной и центральной части нашей равнины, как например в районе Минска, к востоку от Москвы, в Мещерской низменности по Оке (к северу от Рязани), между Окой, Клязьмой и Волгой, песчаные ледниковые, частью древнеаллювиальные отложения очень богаты грунтовой водой.

Обширный бассейн грунтовых вод к востоку от г. Москвы в районе Мытищ долгое время был главным и единственным источником водоснабжения Москвы. Начало устройства Мытищинского водопровода относится к концу XVIII века. Бассейн грунтовых вод обнимает обширную очень ровную равнину между р. Клязьмой на севере и р. Москвой на юге, покрытую лесом и отчасти болотами (рис. 77). На этом водоразделе берет начало р. Яуза. Местность сложена мощной толщей (до 40 м) ледниковых отложений, состоящих из подморенных песков, морены и надморенных песков. Местами морена размыта, и между надморенными и подморенными песками имеется

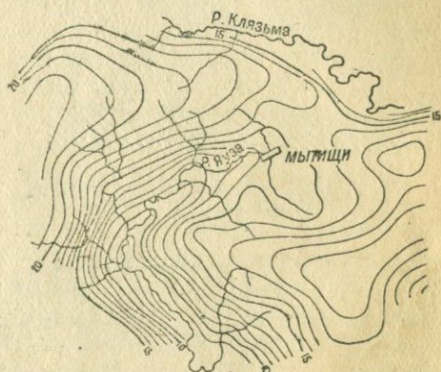


Рис. 77. Карта грунтовых вод Мытищинского района под Москвой в гидроизогипсах.

сообщение. Главным водоносным горизонтом является горизонт подморенных песков, лежащих на водоупорных юрских глинах. Водонасосная станция состоит из сети буровых колодцев с насосной установкой. Производительность всего водосбора в среднем 317 485 тыс. л/сутки и может быть доведена до 428 982 тыс. л. Опытные откачки до 490 479 тыс. л. требуют значительного понижения всасывающей части насосов и кроме того показывают увеличение жесткости воды повидимому за счет подсосывания воды из торфяников. Водосбор имеет зону охраны подземных вод от загрязнения. В настоящее время, при увеличении потребности города до 4 904 790 тыс. л/сутки, Мытищинский водосбор отошел на второй план, и главным источником является вода р. Москвы, а в ближайшем будущем р. Волги, когда будет закончен канал Волга — Москва.

К востоку от Москвы имеются и другие районы развития ледниковых песчаных отложений с мощными грунтовыми водами, как например в районе р. Пехорки. Подморенные пески здесь лежат частью на юрских глинах, а частью на известняках верхнего карбона,

с водами которых они повидимому соединяются. Опытные откачки в этом бассейне дали также положительные результаты.

Линзообразное залегание морены среди ледниковых песков обуславливает особые случаи залегания грунтовых вод. Так иногда линза галунной глины служит условием для образования на ней так называемой «верховодки» — временного водоносного горизонта, тогда как нормальный уровень грунтовых вод лежит вообще глубже (рис. 78). Такой случай наблюдается в пос. Загорянском к северо-востоку от г. Москвы, где в двух колодцах, расположенных в 300 м один от другого, вода оказалась на разной глубине: в одном на глубине 1 — 1½ м, а в другом на 14 м, что объясняется наличием

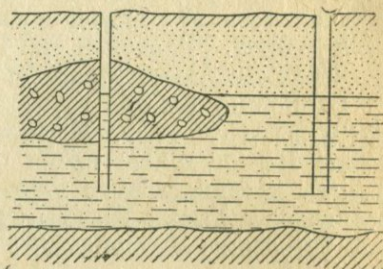
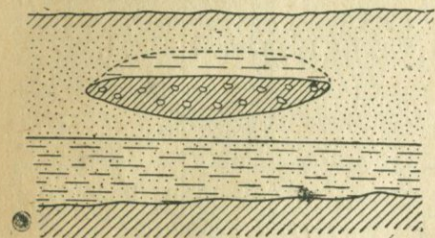


Рис. 78. Линза морены с верховодкой] на ней.

Рис. 79. Линза морены, вызывающая напор грунтовых вод.

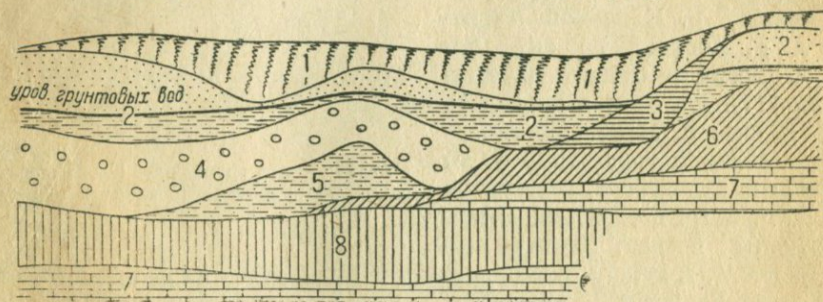


Рис. 80. Геологический разрез по трассе Московского метрополитена вдоль Моховой улицы.

1 — культурный слой; 2 — пески надморенные ледниковые и древнеаллювиальные; 3 — делювий; 4 — морена; 5 — подморенные пески; 6 — юрские глины; 7 — каменноугольные известняки; 8 — каменноугольные глины.

линзы морены в первом колодце и отсутствием ее во втором, где она размыта и флювиогляциальные пески распространяются на всю глубину ледниковых отложений до водоупорных юрских глин.

В других случаях линзы валунной глины служат причиной образования напора грунтовой воды, залегающей под ними. На рис. 79 показаны две буровых скважины, из которых одна (правая) встретила нормальный уровень грунтовых вод без напора, тогда как другая (левая) вошла в валунную глину без воды и, пройдя глинистую линзу, встретила воду под напором, которая поднялась в скважине до нормального уровня грунтовых вод (рис. 79).

На рис. 80 показано залегание надморенных и подморенных водоносных песков в г. Москве в разрезе вдоль Моховой улицы по трассе метрополитена.

Грунтовые воды степей

Наши степные пространства вообще небогаты водой, и роль подземных вод для водоснабжения селений в них чрезвычайно велика. Но условия образования наиболее доступных для населения грунтовых вод неблагоприятны. Прежде всего климат степной полосы характеризуется как климат умеренного и неустойчивого увлажнения. Затем степная полоса сильно изрезана, особенно в северной своей половине, овражной сетью, которая сильно дренирует грунтовые воды. Наконец самый характер поверхностных пород обуславливает сравнительно слабую инфильтрацию атмосферных осадков в грунт.

Грунтовые воды вне ледниковой части Европейской части СССР приурочены к обширной области развития лёссовых и лёссовидных пород. Лёссовидные породы принадлежат вообще к породам полупроницаемым, но, принимая во внимание большое разнообразие этих пород по их генезису и физическим признакам, среди них можно встретить породы, весьма различные по их водопроницаемости. Типичные лёсы являются породой, состоящей по преимуществу из тонкопесчаной пылеватой массы, и обладают в то же время своеобразными признаками своего сложения и структуры. Главнейшими особенностями лёсса являются его пористость и трещиноватость. Всеми исследователями, описывающими лёсы, отмечается наличие тонких каналцев, пронизывающих толщу лёсса преимущественно в вертикальном направлении и являющихся, по мнению сторонников эолового и элювиально-почвенного происхождения лёсса, результатом отгнивших остатков травянистых растений. Кроме того в лёссовых толщах наблюдаются более крупные ходы, обязанные воздействию современного растительного и животного мира. Растительность степных равнин в этом отношении делится резко на две зоны. Зона степи отличается развитием злаковых растений без образования дерна с тонкой сильно развитой и разветвленной корневой системой. Зона полупустынных степей отличается растительностью, не имеющей сплошного травостоя, развитием многолетних растений, имеющих корневую систему с толстыми, идущими на большую глубину корнями. В результате отмирания растений корни в условиях сухого климата быстро разлагаются до конечных продуктов распада, и на их месте остаются вертикальные ходы, заполняющиеся почвенной массой лишь медленно и постепенно. Эти корневые ходы даже в слабо проницаемых суглинках являются проводниками поверхностной воды и делают породу в большей или меньшей степени проницаемой для воды. К более крупным пустотам относятся ходы степных животных: сусликов, сурков, личинок насекомых и т. п. Всем, кто бывал в степях юго-востока нашей равнины, например на юге б. Самарской губернии, известно, насколько большой вред причиняют сельскому хозяйству суслики, взрывающие своими норами до 2 — 3 м глубиной иногда сплошь целые площади. Эти ходы диаметром до 10 см также делают породу доступной для проникновения воды, хотя надо заметить, устья таких нор при жизни животного располагаются на холмиках-выбросах. Гидротехники при возведении земляных плотин на

балках степных областей отмечают опасность землероев, прорывающих ходы если не в самой плотине, то в обход ее. Следы ходов землероев, ранее живших, так называемые кротовины, положительно испещряют верхнюю толщу лёссовидных пород лесостепной области, например в б. Тульской, Орловской, Тамбовской и других губерниях, где в разрезе чернозема и его подпочвы можно видеть массу пятен и полос, заполненных рыхлостью материалом. На черном фоне черноземной почвы наблюдаются желтые пятна, заполненные лёссовидной породой, а в подпочву заходят пятна и ходы, заполненные темным рыхлым почвенным материалом.

Другой формой скважности лёсса и лёссовидных пород является их трещиноватость, характерно проявляющаяся при высыхании лёссового массива в обрывах оврагов и берегов. Эти трещины могут идти на большую глубину и в некоторых случаях являются не только проводниками воды, но причиной различного рода деформаций в естественных обнажениях и искусственных выемках. Так например в некоторых местах с проникновением воды по трещинам связана бывает дальнейшая разработка лёссового карста.

Таковы особенности лёссовых пород степных областей, и эти особенности находят местами характерное проявление в гидрогеологии некоторых районов, но не являются обязательными для всех площадей распространения лёссовидных пород.

Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность степи в летнее время, подвергаются значительному испарению, а зимние осадки подвергаются переотложению ветром, сдуванию снега в овраги и балки. Как показали исследования Измаильского, Богословского и других, просачивание атмосферных осадков в степи бывает приурочено главным образом к понижениям рельефа.

В силу этого питание грунтовых вод за счет осадков сильно затруднено на большей площади степного пространства за исключением некоторых районов, сложенных с поверхности песчаными образованиями. Некоторую и существенную роль в поддержании влажности почвы и подпочвы играет конденсация водяных паров воздуха, доказанная проф. Лебедевым для некоторых районов (Днепропетровская опытная станция и др.) опытным путем.

В силу всех указанных обстоятельств грунтовые воды степных пространств не отличаются ни обилием, ни своим качеством. В местностях, сложенных мощной толщей лёссовидных пород, грунтовые воды залегают глубоко от дневной поверхности, причем в более южных районах этой области бывают уже довольно сильно минерализованы.

Крупные города и селения степной области принуждены прибегать для своего водоснабжения к более глубоким артезианским водам, которые пользуются большим распространением и во многих случаях удовлетворительного качества.

Грунтовые воды областей недостаточного увлажнения (сухих степей, полупустынь и пустынь)

Пустынные и полупустынные области земного шара отличаются континентальностью климата, малым количеством осадков, высокими температурами дня, высокой испаряемостью и своей безводностью. Реки, протекающие через такие области, имеют транзитный характер: по пути через сухие степи или пустыни не получают притоков и больше теряют воды, чем получают. Потери эти происходят как путем непосредственного испарения воды, так во многих случаях и за счет инфильтрации в грунт. Волга, начиная от впадения р. Иртыза около Вольска, не имеет больше притоков, дающих ей воду, до самого устья. Аму-Дарья после выхода с гор протекает через песчаные пустыни и, как показывают наблюдения, отдает часть воды на питание грунтовых вод своей прибрежной полосы. То же можно сказать и о Сыр-Дарье и других реках Средней Азии, а также видимому о Ниле в районе содовых озер.

Пустыни и полупустыни занимают на земном шаре главным образом бессточные области, поверхностные воды которых не имеют выхода в океан, а стекают в внутренние замкнутые водоемы — озера, или даже теряются в почве, не доходя до этих водоемов.

Количество атмосферных осадков мало, не превосходит 250 мм в год, а в пустынях совершенно ничтожно. Между тем испаряемость очень велика и во много раз превышает величину осадков. Испаряемость с водной поверхности чрезвычайно велика. Исследования прошлого столетия на Аральском озере показали величину испарения при помощи пловучего испарителя в 1 279 мм в год, позднейшие исследования испаряемости с поверхности водохранилищ на Мургабе давали 2 500 мм и больше.

Баланс воды в бессточных областях складывается из поступления воды за счет атмосферных осадков, стока с возвышенностей и гор, особенно снеговых и ледников, и конденсации водяных паров воздуха и из расходования на испарение и транспирацию растений. Растительность пустынь и полупустынь отличается своей разреженностью и приспособлениями к уменьшению испарения и развитием длинной корневой системы, углубляющейся иногда на много метров в поисках воды. Таким образом главной расходной частью баланса является испарение.

Испарение происходит как с свободных водных поверхностей, от дождевой воды в момент ее выпадения и смачивания поверхности земли, так и за счет испарения грунтовых вод. Если грунтовые воды лежат на большой глубине, то испарение их будет тем меньше, чем глубже зеркало грунтовых вод и чем менее проницаемы для воздуха поверхностные отложения. Если же грунтовые воды залегают на глубине, не превосходящей высоты капиллярной зоны, то испарение значительно увеличивается в силу непрерывной подачи воды по капиллярам от зеркала грунтовой воды к поверхности.

Отсутствие стока в море приводит к тому, что продукты выветривания — растворенные в воде соли — остаются в пределах бессточной области, и в этом отношении понижения в пустынных областях играют ту же роль аккумуляторов воднорастворимых солей, как моря и океаны. Накопление солей ведет к засолению грунтов и грунтовых вод. Испарение же поднимающейся по капиллярам грунтовой соленой воды ведет к засолению почв и образованию солончаков.

Настоящие пустыни, судя по описаниям путешественников, бедны грунтовыми водами. В каменистых пустынях Аравии грунтовые воды отсутствуют. В других пустынях грунтовые воды встречаются редко и на большой глубине. Что же касается сухих степей и полупустынь, то в них грунтовые воды встречаются иногда на небольшой глубине. Так например в низовом Заволжье, в пределах Прикаспийской низменности, грунтовые воды залегают на глубине нескольких метров. Как правило, они сильно минерализованы. Лишь в отдельных понижениях, где могут скопляться поверхностные пресные воды и возможно просачивание их в грунт, происходит местное опреснение грунтовых вод. Источником питания грунтовых вод **заволжских низменных степей** являются кроме атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на эту территорию, также сток паводковых вод с более возвышенной северной области. Речки этого района: Большой и Малый Узени и стекающие с Общего Сырта 1-й, 2-й и 3-й Чжи весной, после таяния снега, проносят большие массы воды, которые вливаются в существующие озера или растекаются по пониженным участкам степи и частью фильтруются в грунт, частью теряются на испарение. В остальное время года эти речки не имеют постоянного расхода и содержат воду лишь в углублениях русла — плёсах, где она в течение года сильно минерализуется. Многочисленные озера внутренней части степи имеют различные условия своего питания и режима. Частью они являются проточными или пополняются весенними водами. Вода в них пресная, и они являются источником питания грунтовых вод окружающей местности. Другие же озера изолированы и питаются за счет грунтовых вод. Вода в таких озерах соленая, а при понижении уровня грунтовых вод уровень воды в них падает, концентрация солей увеличивается, и они могут превращаться в так называемые «соры» — соленые озера, выделяющие соль, а при усыхании превращающиеся в соленые грязи.

В пустынной области **Кара-Кумов** в Туркмении грунтовые воды имеют различный характер: в южной части, примыкающей к Копет-Дагу, колодцы питаются более или менее пресными, но не обильными грунтовыми водами, получающимися в результате подземного стока осадков, выпадающих в горах. Грунтовые же воды песчаной пустыни Кара-Кумов сильно засолены и совершенно непригодны для питья. Ю. А. Скворцовым исследовались условия водоснабжения в Кара-Кумах. Местное население пользуется водой, собираемой на «такырах». Под такырами разумеются понижения между барханными песками, заполненные илстыми наносами, сносимыми дождевыми водами с окружающих песков. Поверхность такыров в сухое время года совершенно ровная, лишенная растительности, имеет корку, растрескивающуюся на плитки, какие наблюдаются вообще на поверх-

ности высыхающих луж. Во время дождей вода собирается на поверхности такыров, и местное население собирает ее, используя для этого естественные углубления или делая искусственные ямы для сбора дождевой воды. Иногда дождевые воды собираются с такыра системой канав и отводятся за пределы такыра, где почва является более проницаемой, в колодцы. Пресная вода вступает здесь в соприкосновение с солеными грунтовыми водами, вытесняет их и образует очаг пресной воды, пригодной для питья.

Подробные исследования грунтовых вод производились для **Куро-Араксинской низменности** Закавказья (Казинин, Приклонский, Мильпер, Победоносцев, Саваренский и др.).

Большая часть этой низменности лежит ниже уровня океана и постепенно понижается к востоку в сторону Каспийского моря, т. е. до уровня —26 м. В четвертичное время эта низменность была заливом древнего и отчасти современного Каспия; Каспийские песчано-глинистые отложения встречаются как на некоторой глубине, так местами и на поверхности. Поверх каспийских отложений залегают аллювиальные песчано-глинистые отложения пересекающих эту низменность рр. Куры и Аракса. Грунтовые воды залегают на очень небольшой глубине от поверхности степи: 2—3 м, а в отдельных местах и выше, и лишь местами глубже 3—5 м. Уровень грунтовых вод не является постоянным, а колеблется как в течение года, так и по отдельным годам.

Общий уровень грунтовых вод следует общему уклону к середине низменности и к востоку, в сторону Каспия. Абсолютный уровень грунтовых вод лишь несколькими метрами выше уровня Каспийского моря, а в некоторых пунктах восточной части Муганской степи, в юго-восточной Ширвани и в Сальянской степи ниже уровня Каспийского моря.

Источниками питания грунтовых вод этой низменности являются:

Атмосферные осадки, непосредственно выпадающие на поверхность степи. При средней годовой температуре воздуха 14—15°, высоких температурах лета, количестве осадков в пределах от 200 до 400 мм и величине испаряемости от 700 до 1 050 мм можно предполагать, что участие атмосферных осадков в питании грунтовых вод не очень велико. Лишь длительные дожди, особенно в более холодные месяцы, и снежный покров, обычно непродолжительный, могут идти на просачивание и пополнение запасов грунтовых вод. В теплые же месяцы осадки, выпадая на сухую поверхность, почти сейчас же испаряются.

Наблюдения на Мугани указывают однако, что к весне уровень грунтовых вод особенно не повышается, т. е. питание за счет осадков хотя и имеет место, но маскируется другими более мощными факторами.

Сток. Несмотря на то что Куро-Араксинская низменность окружена горами почти со всех сторон, непосредственный сток с гор имеет ограниченное распространение. При сухости почвы воды, стекающие по склонам, теряются частью через испарение, частью через впитывание почвой и потребление растениями. Немногие речки, стекающие со склонов Нагорного Карабаха и Главного Кавказского хребта, при выходе в низменность разбираются на орошение и только весной имеют сток в пониженную часть степи.

Роль поверхностного стока значительна в питании грунтовых вод. Кроме непосредственного питания грунтовых вод воды, стекающие в пониженные участки степи, например в Кара-Су, образуют значительное временное поднятие уровня грунтовых вод и связанное с этим заболачивание района.

Реки Аракс и Кура. Исследования 1925—1928 г. показали, что уровень грунтовых вод в низменности ниже уровня воды в реках. На большом протяжении рр. Кура и Аракс могут быть источниками питания грунтовых вод. Надо однако думать, что при глинистых грунтах, которые имеют большое распространение вдоль этих рек, питание должно быть невелико, за исключением берегов Аракса, где он выходит из предгорий в полосу песков и галечников. Там фильтрация принимает более значительные размеры, что отражается и на сравнительном опреснении грунтовых вод на прилегающей территории степи.

Воды разливов и воды оросительные играют исключительную роль в питании грунтовых вод низменности. Воды Куры и Аракса во время весеннего половодья могут выступать из берегов и разливаться по степи, что имело место в прежнее время и происходит иногда и теперь при прорыве ограждающих берега дамб. Вода, устремляясь в степь, заливает пониженные места, долго держится в понижениях и медленно расходуется через испарение и инфильтрацию в грунт.

Очень существенным фактором в питании грунтовых вод являются оросительные воды. Принятая в степях Закавказья система так называемого чального орошения связана с выпуском на поля больших масс воды, которые заполняют понижения (чалы) и медленно просачиваются в почву. Явление поднятия грунтовых вод в связи с орошением общеизвестно в практике оросительного хозяйства. Кроме инфильтрации поливных вод на полях некоторое количество воды отдают в грунт также и оросительные каналы.

Подземные воды. Грунтовые воды, находящиеся в делювиальных отложениях склонов, имеют определенный уклон в сторону степи и входят в соприкосновение с ее грунтовыми водами. Исследования в Мугани показали, что более пресные грунтовые воды южной возвышенной части Мугани при переходе склона в низменность резко отграничиваются от сильно минерализованных вод последней. Если бы грунтовый поток был более мощным, то по границе с грунтовыми водами степи наблюдался бы более постепенный переход одних в другие.

Что касается возможной конденсации водяных паров воздуха в почве и питания грунтовых вод этим способом, можно думать, что близость грунтовых вод и наличие капиллярного тока воды к поверхности с замещением капиллярных промежутков противоречит возможности конденсации. Не в пользу ее говорит и сопоставление имеющихся на Муганской опытной станции данных температуры почвы с разных глубин и влажности воздуха (стр. 85).

Как показали исследования Н. М. Победоносцева в Сальянской степи, грунтовые воды вдоль побережья моря имеют уклон от берега внутрь степи и испытывают влияние инфильтрации морской воды. Топографические условия Куро-Араксинской низменности почти совсем исключают возможность естественного дренирования грунтовых вод. Существование общего уклона скатерти грун-

товых вод к востоку допускает передвижение их в этом направлении. Но это явление ограничивается тем, что во внутренних частях степи, особенно в восточной части, поверхность грунтовых вод имеет характер замкнутых понижений, т. е. характер грунтовых бассейнов. Приток в эти грунтовые бассейны должен покрываться расходом, который действительно и происходит путем отдачи запасов грунтового бассейна при капиллярном поднятии грунтовых вод и их испарении, отчасти конечно и транспирации растительного покрова. Образование вторичных солончаков и быстрота процесса засоления почв при повышении уровня грунтовых вод при орошении указывают, что размеры вертикальной отдачи грунтовых вод в атмосферу должны быть значительны.

Грунтовые воды Куро-Араксинской низменности сильно минерализованы. Минерализация их растет от периферии к середине. Грунтовые воды предгорий по западной и южной окраинам, залегающие на сравнительно большой глубине, содержат менее 10 г солей на литр. В низменной части степи, где грунтовые воды залегают близко от поверхности, происходит капиллярное поднятие их и испарение, количество солей достигает 50 — 100 г и более на литр, особенно в области бессточных грунтовых бассейнов. Вдоль рек и оросительных каналов воды несколько опресняются.

Источниками засоления грунтовых вод являются те соли, которые получаются в результате выветривания и выщелачивания горных пород в области питания грунтовых вод в окружающих предгорьях, особенно с северной стороны низменности, где развиты соленосные верхнегерцичские породы, а также соли морской воды в той зоне побережья, которая испытывает влияние инфильтрации морской воды в берегах. Как бы мало ни было количество растворимых солей в грунтовых водах предгорья, при поступлении в низменность оно остается в ней, так как протекающие реки почти совершенно не дренируют местности. Вековое накопление солей приводит к сильному засолению почв, грунтов и грунтовых вод. В засолении почв и грунтов Куро-Араксинской низменности наблюдается определенная закономерность.

С. И. Тюремнов различает засоление по составу солей на: 1) сульфатное, с решительным преобладанием сернокислых соединений и количеством хлора не выше 10% от суммы растворимых солей; 2) хлоридно-сульфатное, с содержанием хлора в плотном остатке до 25%, но с преобладанием серной кислоты; 3) сульфатно-хлоридное, когда количество хлора превышает 25% и превосходит содержание серной кислоты; 4) хлоридное, с содержанием хлора более 40%, когда сульфаты играют уже второстепенную роль. Относительно распределения сульфатного и хлоридного типов засоления С. И. Тюремнов приходит к выводу, что хлористые соли, как более подвижные, выщелачиваются скорее и переносятся к конечному пункту миграции солей — морю. Поэтому он противопоставляет «приморский» тип засоления, сульфатно-хлоридный, «материковому» — хлоридно-сульфатному или даже чисто сульфатному, характерному для более возвышенных частей Куро-Араксинской низменности, наиболее удаленных от моря.

В. А. Приклонским при исследовании Мильской степи установлены три зоны грунтовых вод:

1. Грунтовые воды предгорной зоны в делювиальных отложениях, характеризующиеся наибольшей глубиной залегания, значительным уклоном в сторону степи и слабой минерализацией, причем по соотношению солей они являются сульфатными.

2. Воды средней, низменной части степи, залегающие близко от дневной поверхности (0,5—5 м), с незначительным уклоном зеркала. Капиллярное поднятие и испарение способствуют накоплению солей и сильной минерализации этих вод. По характеру солей эти воды преимущественно хлоридные.

3. Грунтовые воды прибрежной полосы Куры и Аракса несколько менее минерализованы под влиянием инфильтрации речной воды и по своему составу могут быть отнесены к карбонатным.

14

Зональность грунтовых вод

Грунтовые воды пользуются наибольшим распространением в равнинах. В то время как в горных областях грунтовые воды не отличаются выдержанностью в силу сложности орографических элементов, сложности тектонического строения, разнообразия пород, выходящих на дневную поверхность, и т. д., в равнинах наблюдается более спокойное залегание коренных пород, сглаженный рельеф и покров поверхностных отложений, к которым приурочены грунтовые воды. В равнинных областях наиболее наглядно проявляются климатические факторы, определяющие обилие, характер залегания и химизм грунтовых вод. В этом отношении грунтовые воды в своем распределении в значительной степени подчиняются законам зональности подобно распределению почвенного и растительного покрова и климата в целом. Идеи зональности в распределении грунтовых вод равнины Европейской части СССР разрабатывались В. С. Ильным, К. И. Лисициным и др.

В. С. Ильным грунтовые воды Европейской части СССР были разделены на две категории: зональных и аazonальных. К первым относятся грунтовые воды, условия залегания, питания, качество и режим которых заметно изменяются в направлении с северо-запада на юго-восток. К аazonальным водам относятся такие, свойства которых определяются местными условиями залегания, характером пород или условиями их питания.

Зональность грунтовых вод тесно связана с зональностью климата и зональностью поверхностных образований: растительности, почвенного покрова и направления выветривания, наблюдающихся на поверхности земного шара.

Климатическое районирование основывается на различии количества атмосферных осадков, относительной влажности, температуры и недостатка насыщения воздуха, господствующих ветров, длительности снежного покрова и других факторов. Броунов положил в основу климатического районирования Европейской части СССР деление ее на две области: к северу от затропического барометрического максимума, с которым совпадает июльская изотерма $22,5^{\circ}$ и

летняя изогизета 150 мм с господством более влажных южных, юго-западных и западных ветров, и к югу от затропического максимума давления воздуха — с господством более сухих северных, северо-восточных и восточных ветров. Каждая из областей в свою очередь делится на районы, отличающиеся по количеству осадков, температуре и длительности снежного покрова.

А. Н. Костяковым сделана попытка районирования Европейской части СССР по отношению осадков (за вычетом стока) к интенсивности испарения влаги почвенным и растительным покровом:

$$\frac{\rho P}{E},$$

где P — количество осадков,
 ρ — поправка на сток, в среднем равная 0,75,
 E — показатель интенсивности испарения за вегетационный период, определенный из уравнения

$$E = 100t \left(1 - \frac{r}{100}\right) \text{ мм},$$

где t — средняя температура воздуха за вегетационный период,

r — средняя относительная влажность воздуха за тот же период.

На основании приведенного отношения площадь Европейской части СССР можно разделить на три зоны (рис. 81):

1. Зона избыточного увлажнения, где отношение $\frac{\rho P}{E}$ всегда и устойчиво больше 1.

2. Зона неустойчивого увлажнения, где это отношение колеблется от 0,5 до 1,3 как во времени, так и в пространстве.

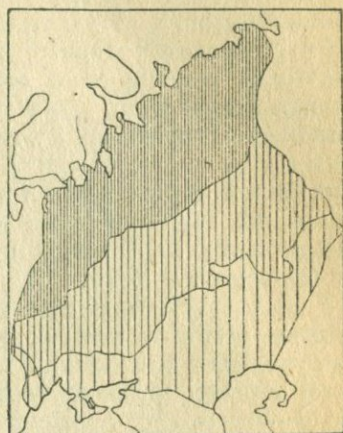
3. Зона недостаточного увлажнения, где это отношение всегда и устойчиво меньше 1.

Зональность в распределении растительности была подмечена уже давно, и карты растительности больших областей прекрасно отражают смену зон растительности: тундровой, хвойно-лиственной, смешанных лесов, лесостепей, степной, сухих степей, полупустынь и пустынь в направлении внутрь континента или субтропических и вечнозеленых тропических лесов в странах более влажного климата.

Такой же порядок имеет и смена почвенного покрова: от тундровых почв севера через подзолистые почвы лесной области, переходные серые почвы лесостепной, черноземы степей, каштановые почвы сухих степей к буроземам и сероземам с солонцами и солончаками полупустынь и пустынь, а в субтропических областях — к красноземам и латеритам.

Такая же зональность наблюдается в направлении и характере процессов выветривания верхней части земной коры, находящейся под воздействием внешних факторов: климата, растительности, воды и пр.

В условиях вечной мерзлоты и длительного промерзания почвы






 Зона избыточного увлажнения
 „ неустойчивого „
 „ недостаточного „

Рис. 81. Основные зоны увлажнения Европейской части СССР (по А. Н. Костякову).

выветривание горных пород связано с механическим разрушением их при изменении объема от замерзания и оттаивания. Низкие температуры, мерзлый грунт и короткий период оттаивания замедляют действие воздуха и воды на выветривание горных пород. Органические остатки разлагаются медленно. Примером могут служить находки ископаемых торфяников и туши мамонта в Сибири.

В западной и северной лесных зонах при среднем количестве осадков, но коротком лете, малой прогреваемости почвы процессы почвообразования и выветривания протекают в направлении энергичного выщелачивания и удаления продуктов выветривания, получающихся при разложении горных пород. В результате почвообразования органические остатки дают соединения кислотного типа, действующие на минеральную часть почвы. Образующиеся продукты разложения частью выносятся грунтовыми водами в реки, частью же остаются или отлагаются на месте. К числу таких минеральных образований относятся кремнезем подзолистых горизонтов и оргштейны и ортзанды, т. е. накопления гидратов окиси железа, в почвах и подпочвах. Растворимые соли, даже карбонаты, при этом не накапливаются, а вымываются и выносятся в реки.

В степной зоне при умеренном увлажнении, значительном количестве тепла и степной растительности выветривание происходит в направлении накопления гумуса в почвах и углекислых солей, главным образом углекислого кальция, в подпочве и грунтах, а если эти соли связаны с происхождением самих пород, то они удерживаются в них при недостатке циркулирующих в верхней толще грунтовых вод.

Главнейшей породой, распространенной в этой зоне, является лёсс и лёссовидные суглинки и глины. В пределах Европейской части Союза граница карбонатности грунтов проходит с юго-запада на северо-восток, приблизительно в направлении: Житомир — Киев — Нежин — Брянск — Тула — Рязань — Казань.

В зоне сухих степей при еще меньшем количестве осадков, повышении испарения и температуры не только углекислые соли, но и сернокислые, например гипс, находящиеся в поверхностных отложениях, например в краснобурых глинах, остаются на месте, а иногда перемещаются и накапливаются в верхних горизонтах, в подпочве и даже почве. Наконец в области пустынь и полупустынь, сложенных с поверхности суглинками и глинами, наряду с углекислыми и сернокислыми солями находятся и более растворимые соли — хлористые (NaCl), которые равномерно рассеяны в грунте, а иногда накапливаются в почвах (солончаки) и в водоемах (соленые самосадочные озера). В этом отношении внутренние бессточные области являются такими же аккумуляторами солей, как и морские бассейны.

Приведем характеристику грунтовых вод Европейской части СССР, данную В. С. Ильиным¹, которому мы обязаны выяснением географического распределения грунтовых вод.

«В Европейской части СССР различают следующие зональные грунтовые воды (рис. 82).

1. Грунтовые воды зоны вечной мерзлоты (на карте не показаны) южная граница их распространения совпадает примерно с изотермой -2° .

¹ ВСЭ, т. 19, стр. 643.

2. Зона тундровых грунтовых вод, очень близко залегающих к дневной поверхности и постоянно переходящих в поверхностные и болотные воды; по составу эти воды отличаются большим содержанием органических веществ и почти полным отсутствием минеральных солей; в питании местных водяных артерий принимают существенное участие, являясь в известной мере регуляторами их стока.

3. Высокие грунтовые воды севера, отличающиеся от предыдущих несколько большей глубиной залегания (4—6 м, редко 10 м); они содержат уже некоторое количество минеральных солей и меньше органических соединений; залегают на значительном пространстве северной половины Европейской части СССР, а на западе спускаются языком в пределы бассейна верхнего Днепра; эти воды питают истоки Волги, Камы, Днепра, Сев. Двины, Зап. Двины, всю сеть бассейна Невы.

4. Грунтовые воды зоны неглубоких оврагов, залегающие на большой глубине (до 20—25 м); они отличаются большой минерализацией и утрачивают примесь органических веществ; принимают деятельное участие в питании рек наряду с поверхностными водами; образуют родники по оврагам и долинам рек.

5. Грунтовые воды зоны глубоких оврагов; глубина залегания и минерализация их усиливается, причем наблюдается нестота распределения степени минерализации в пространстве; реки продолжают получать питание за счет грунтовых вод.

6. Грунтовые воды овражно-балочной зоны, залегающие на глубине до 50—60 м; минерализация их еще более сильна и доходит до степени непригодности для питья; наряду с оврагами и долинами, с выходами ключей и родников развиваются и отрицательные элементы рельефа (балки), в которых грунтовые воды на поверхность не выходят, но только приближаются к ней, что существенно затрудняет питание рек грунтовыми водами.

7. Грунтовые воды в балочной зоне распространены в двух различающихся друг от друга районах: Причерноморской и Прикаспийской впадинах. В первом случае минерализованные, иногда даже засоленные воды залегают на глубине до 100—120 м¹; ближе всего к дневной поверхности они подходят опять-таки в балках, где и сосредоточена главная масса населения, водоразделы же лишены сколько-нибудь значительных запасов грунтовых вод. Отрицательные качества грунтовых вод характерны и для Прикаспийской впадины²; в ней существуют области с неглубоким залеганием грунтовых вод, но часто эти грунтовые воды особенно сильно засолены.

К а з о н а л ь н ы м грунтовым водам относятся:

1. Грунтовые воды областей конечных морен; они залегают без определенного порядка; наряду с почти поверхностными болотными водами имеются районы чрезвычайно глубокого (80 м и более) залегания грунтовых вод в межморенных песчаных слоях; наряду с безнапорными встречаются напорные, иногда фонтанирующие воды.

¹ К этим глубинам приурочены собственно уже напорные воды в третичных отложениях, грунтовые же воды залегают в четвертичных отложениях несколько выше.

² Только северная часть этой области, сложенная сырцовыми глинами, относится к балочной зоне, остальная же, сложенная каспийскими отложениями, имеет характер слабо расчлененной низменности.

2. Карстовые грунтовые воды, развитые в Онежско-Двинском междуречье, Кунгурско-Уфимском районе, части б. Горьковского края, части б. Тульской губ., на крымской Яйле.

3. Болотные воды, т. е. воды тех областей, в которых уровень грунтовых вод находится в прямой зависимости от уровня вод в болотах и почти не подвергается колебаниям.

4. Аллювиальные воды в областях распространения современного или древнего речного аллювия и флювиогляциальных отложений; уровень их находится в связи с уровнем вод в соответствующих бассейнах, колебания уровня вод которых соответственно отражаются на колебаниях уровня грунтовых вод аллювиальных отложений.

5. Грунтовые воды трещинные в кристаллических породах и продуктах их разрушения (грунтовые воды Кольского полуострова, горных областей и украинской кристаллической гряды). Грунтовые воды солончаков, минерализованные до насыщения, высокие грунтовые воды овражно-балочной и балочной зон».

Главнейшая литература:

1. Ильин В. С. Грунтовые воды ЦПО. Труды Областной конфер. 1924 г. по энергетич. ресурсам ЦПО. 1925.

2. Ильин В. С. Грунтовые воды. БСЭ, т. 19, 1923.

15

Различные случаи залегания грунтовых вод

Грунтовые воды морских побережий

Соотношения подземных вод суши и воды моря бывают весьма различны. Если выходы подземных вод находятся выше уровня моря, источники свободно стекают в море. Если в строении берега участвуют водоносные горизонты с напорными водами, лежащие ниже уровня моря, то морская вода создает подпор вод этих горизонтов. В данном положении могут быть два различных случая. Первый, когда высота напора не превышает уровня моря, тогда водоносный слой замещается морской водой или смешанной на расстоянии, зависящее от положения водоносного слоя. Если водоносный слой падает от моря вглубь страны, то море служит источником питания водоносного слоя. Второй случай, когда водоносный слой в некотором расстоянии от береговой линии поднимается выше уровня моря; тогда создается постоянный ток воды с суши в море, и вода водоносного слоя будет пресной и дает восходящие источники пресной воды на дне моря. Такое же отношение создается, когда подземные воды, приуроченные к тектоническим трещинам, отводятся ими в море и там образуют восходящие источники иногда большой мощности. Так например в заливе Специя на побережье Средиземного моря между Генуей и Пизой восходящий источник, питающийся сбросовой трещиной с суши, выходит в заливе на глубине 20 м и образует грифон пресной воды, выступающей на поверх-

ности залива в виде шапки. Расход источника так велик, что грифон отталкивает приближающиеся к нему лодки.

Если морское побережье сложено проницаемыми породами, то между грунтовыми водами побережья и морской водой устанавливается то или другое соотношение, зависящее как от геологического строения побережья, так и от условий питания грунтовых вод, а также, как увидим, и от разности плотностей морской и пресной грунтовой воды.

Дюнные песчаные накопления по низменным побережьям морей вытянуты вдоль берега в виде полосы различной ширины (от десятков до нескольких сотен метров) и имеют высоту в несколько, иногда до 30 и более, метров. Иногда наблюдается не один, а несколько рядов дюнных всхолмлений, иногда отходящих от берега внутрь побережья на несколько километров. Составляя с песчаными отложениями берега одно целое, дюны содержат грунтовые воды, поверхность которых однако отражает поверхность дюнного ландшафта, а именно: под дюнами уровень грунтовых вод поднимается, образуя волнистые повышения, несколько более спокойные и сглаженные по

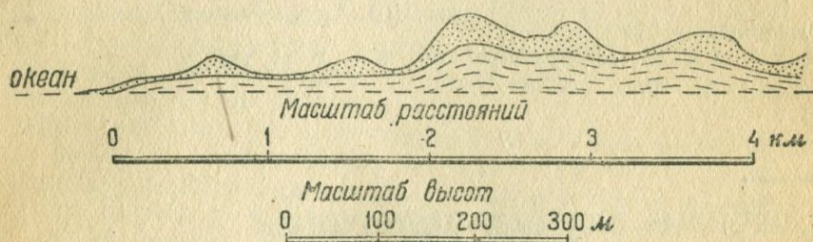


Рис. 83. Поверхность уровня грунтовых вод в дюнах Гасконии (по Daubrée).

сравнению с рельефом поверхности земли (рис. 83). Питание песчаных дюнных отложений может происходить как за счет атмосферных осадков, непосредственно выпадающих на побережье и инфильтрующихся в песчаный грунт, так иногда и за счет притекания воды со стороны, особенно если морское побережье примыкает к наклонной предгорной равнине или к горному склону.

При исследовании грунтовых вод под дюнами и на песчаных островах обнаруживается, что на некоторой глубине пресная вода сменяется соленой морской. Соотношение уровня и глубины распространения пресной воды для песчаного острова или дюны дано Витгенсом (рис. 84). Если глубина залегания пресной воды под песчаным островом H от поверхности моря, то на уровне NN устанавливается известное равновесие между соленой водой под уровнем моря и пресной водой под островом. Пусть превышение уровня грунтовой воды на острове над уровнем моря h . Удельный вес морской воды можно принять равным 1,024, а пресной 1. Тогда на пограничной плоскости NN можно представить следующие условия гидростатического равновесия:

$$H + h = 1,024H,$$

откуда

$$h = 0,024H$$

$$H = \frac{h}{0,024} = 42h,$$

т. е. превышение уровня пресной воды над уровнем моря составляет $\frac{1}{42}$ глубины пресной воды от уровня моря до нижней границы ее распространения.

Пресные грунтовые воды встречаются у нас по дюнам побережий Балтийского моря, а также на песчаных островах. Если из колодцев, расположенных на дюне, производится большое изъятие воды, превышающее поступление пресной воды, то замечается обогащение воды колодцев солями морской воды, т. е. начинается поступление морской воды. Кейльбак на основании своих исследований на острове Нордерней в Немецком море установил, что содержание хлора в воде буровых скважин соответствует расходу воды из колодцев

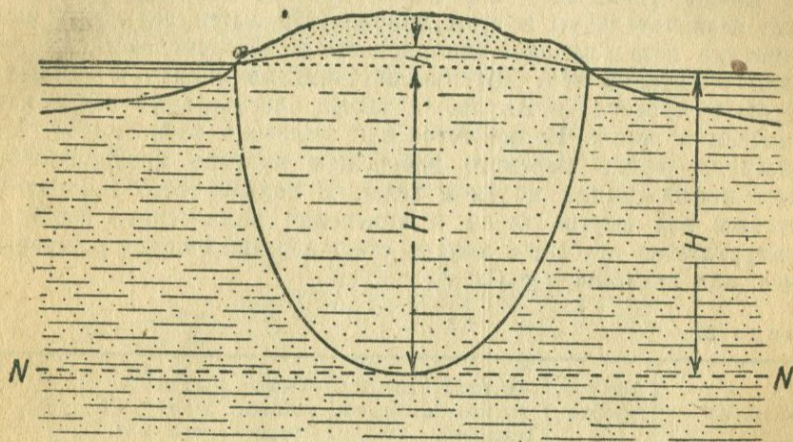


Рис. 84. Глубина опреснения и уровень грунтовых вод на песчаном острове в море.

и повышение его приурочено к летним месяцам, когда потребление воды сильно возрастает в связи с приездом курортников. Грунтовыми водами из песчаных дюн пользуются для водоснабжения многих селений и городов в Голландии, где впервые были сделаны попытки для водоснабжения этими водами Амстердама и Гааги.

Грунтовые воды особенно низких побережий залегают иногда ниже уровня моря, а иногда и сама поверхность побережья, например в так называемых *польдерах* в Голландии, залегает ниже уровня моря и ограждается от него насыпными дамбами. В таких случаях приходится прибегать к искусственному осушению *польдеров* помощью механической перекачки воды.

На Черноморском побережье Кавказа прекрасный пример пресных вод в дюнах имеется к северу от Батума, где расположенное на дюнной гряде сел. Кабулеты пользуется пресной водой из колодцев. Сравнительно узкая и длинная полоса песчаных дюн ограничена с одной стороны морем, а с другой низменностью, занятой болотом, причем уровень воды под дюной залегает выше уровня воды в примыкающем с востока болоте.

Грунтовые воды Колхидской низменности (Потийские болота) имеют падение от предгорий к морю, причем в прибрежной полосе местами залегают повидимому ниже уровня моря и расходятся на испарение как непосредственно с поверхности воды, так и богатой растительностью. Приток воды от атмосферных осадков, очень обильных в этом районе (свыше 2 000 мм в год), однако настолько велик, что не допускает замещения пресных вод солеными морскими.

Иные соотношения устанавливаются между грунтовыми водами низменных побережий и морем в условиях сухого полупустынного климата, например на побережье Каспийского моря в Сальянской степи. Обстоятельные и интересные исследования Н. М. Победоносцева установили, что уровень грунтовых вод в Сальянской степи в средней ее части, вдоль побережья моря и Кизыл-Агачского залива, лежит ниже уровня Каспийского моря, причем грунтовые воды степи имеют различные источники питания. Атмосферные осадки, вообще незначительные в этом районе (225 мм в год), при высокой температуре лета и высокой испаряемости не обеспечивают достаточного питания грунтовых вод. Другими источниками являются речные воды р. Куры и протока ее Акуши, а также оросительные воды, инфильтрующиеся в грунт. Кроме того, как выяснено работами Н. М. Победоносцева, вдоль морского побережья питание происходит также за счет инфильтрации морской воды. В пользу этого говорит уклон грунтовых вод внутрь степи и изменение химического состава вод, по направлению от берега внутрь степи обогащающихся растворимыми солями, как показывает табл. 22.

Таблица 22

Воды из	Абс. отм. поверхности, м	Абс. отм. уровня воды, м	Расстоян. от берега, км	Удельный вес воды	Сухой остаток	Cl	SO ₃	CO ₂
Зах. Кизыла-Агач.	— 26,00	— 26,00	0	1,0144	22,00	8,16	3,17	0,32
скв. 76	— 24,45	— 26,00	0,5	1,0334	48,55	23,61	6,33	0,27
” 75	— 23,88	— 28,83	2,5	1,0470	70,40	31,96	8,73	0,58
” 71	— 23,62	— 28,78	5,7	1,0558	83,40	43,52	6,20	0,33

Как видно из приведенных данных, грунтовые воды по мере удаления от берегов обогащаются солями, особенно хлористыми, в несколько раз по сравнению с водой Кизыл-Агачского залива.

Если для объяснения падения зеркала грунтовых вод внутрь степи не прибегать к предположению об поглощении более глубокими горизонтами, к чему у нас нет никаких оснований, то единственным объяснением является потеря воды через капиллярное поднятие и испарение. Тогда понятным становится и возрастание минерализации грунтовых вод внутрь степи. Таким образом в плоских пониженных побережьях при соответствующих климатических условиях возможно обогащение грунтовых вод морскими солями путем инфильтрации морской воды и повышения концентрации солей при капиллярном поднятии воды к поверхности и испарении.

Естественно при этом, что сернокислый кальций, достигая постепенно предела насыщения, начинает выделяться в виде кристаллов

пространением и не обладающие постоянством во времени. К грунтовым водам типа верховодки можно отнести:

1. Воды, приуроченные к поверхности небольших линз водонепроницаемой породы среди проницаемой (рис. 78). Такая линза, являясь препятствием для вертикальной инфильтрации воды, задерживает ее и образует небольшой, обыкновенно временный водоносный слой. Если приток воды с поверхности прекращается, верховодка постепенно растекается по краям линзы и опускается до постоянного уровня грунтовых вод.

2. Воды, приуроченные к прослоям породы, обладающим меньшей фильтрационной способностью, чем вышележащая порода, например слой глинистого или мелкозернистого песка среди толщи среднезернистых песков или слой более плотного суглинка среди более рыхлых суглинков. Вода задерживается временно этим слоем и дает слой грунтовой воды типа верховодки. С течением времени эта вода теряется, частью просачиваясь в глубжележащие слои, частью через испарение или потребление растениями. С такими верховодками приходится иногда встречаться в области развития сыртовых глин в Заволжье, где грунтовые воды вообще залегают на сравнительно большой глубине (до 30 м) и отличаются значительной засоленностью. Верховодки же, залегающие на небольшой глубине (2 — 3 м), являются пресными. Некоторые хутора на водоразделах пользуются колодцами, вырытыми до верховодки, но воды в них обыкновенно мало, и к осени колодцы часто иссякают в связи с потреблением воды и потерей ее на дальнейшее просачивание и испарение.

3. Такого же характера верховодки могут образоваться на месте временного скопления поверхностных вод, например паводков, разливов и т. п. По спаде воды, та часть ее, которая успела просочиться, может задержаться более глинистым прослоем и дать слой верховодки.

4. Иногда причиной верховодки является наличие под почвой так называемых иллювиальных горизонтов. Под иллювием вообще разумеется результат механического или химического вымывания и отложения минеральных соединений. Этот процесс может происходить от механического увлечения мельчайших почвенных частиц (суспензий и коллоидов) вертикальными токами воды и осаждения путем коагуляции в нижних слоях почвы или в подпочве, а также от растворения некоторых соединений и их выпадения в нижних горизонтах. К числу иллювиальных образований можно отнести столбчатый горизонт солонцов, чрезвычайно плотный, трудно поддающийся разрыхлению в сухом состоянии и очень вязкий в сыром, при намокании делающийся водонепроницаемым. Иллювиальный же характер носит подпочвенный горизонт подзолистых почв, плотный, обогащенный гидратами окиси железа. В песчаных подзолистых почвах могут образоваться иллювиальные горизонты в подпочве, иногда на значительной глубине, в виде слоев железистого песчаника краснобурого цвета. Такие образования носят название ортзандов. Образуются они от коагуляции железосодержащих растворов при просачивании через слой разного механического состава.

Иллювиальные горизонты могут служить причиной задержания фильтрующихся вод и образования временной верховодки.

К верховодкам относят иногда также воды болотных образований, насыщающие верхнюю их часть. Во время избыточного пи-

тания водой уровень воды в болоте или на заболоченном участке может повышаться, насыщать почву и даже выступать на поверхность, а в более сухой период опускаться на некоторую глубину, так что почва начинает просыхать. Такую временно появляющуюся воду в почве болотных участков также относят к верховодкам, хотя она отличается от типичных верховодок тем, что в большинстве случаев не изолирована, а является одним целым с грунтовыми водами и проявляется лишь при поднятии уровня последних. Правильнее было бы отнести такую категорию вод к болотным водам. Отличительной чертой болотных вод является то, что поверхностные надземные воды и воды, заключенные в грунте, составляют одно целое, и режим этой среды зависит от метеорологических факторов, растительности и т. п. В сухие периоды года поверхность болота высыхает в связи с понижением уровня грунтовых вод, а в сырые насыщается или даже покрывается водой. Сходство с верховодками наблюдается иногда в болотах чисто атмосферного питания, когда масса поверхностной воды еще не успела просочиться и войти в соприкосновение с зеркалом постоянных грунтовых вод.

К верховодкам могут быть отнесены также верхние воды вечной мерзлоты.

Некоторые (О. К. Ланге) выделяют категорию «почвенных» вод, включая сюда как верховодки, так и воды, заключенные в почве в виде почвенной влажности. По нашему мнению, почвенную влажность нельзя относить к категории подземных вод, под которыми мы разумеем капельно-жидкую воду, заполняющую пустоты в породе. Почвенная влага заключается в почве главным образом в виде гигроскопической и пленочной воды и является неотъемлемой частью почвы и тех почвенных процессов, которые происходят в почвенном слое. Гравитационная вода (капиллярная или свободная) может участвовать в почве как постоянный ингредиент лишь в почвах болотного типа. В остальных же почвах она представляет временное образование в моменты просачивания поверхностных вод через толщу почвы или задерживается в ней в виде верховодки.

Все указанные виды вод надо отнести к водам верхней зоны — зоны инфильтрации, в отличие от типичных грунтовых вод, находящихся в зоне насыщения.

16

Болота, их связь с подземными водами и их роль в гидрологии страны

Болота образуются в тех местах, где имеется избыток воды, насыщающей почву или застаивающейся на ее поверхности, с развитием особой болотной растительности и наличием особых биологических и почвенных процессов.

Условия образования болот разнообразны.

Болота могут образоваться в понижениях рельефа, в которых скапливаются атмосферные осадки, когда испарение недостаточно, чтобы удалить застаивающуюся воду и осушить верхний слой почвы.

Такие болота пользуются большим распространением в области развития моренных форм рельефа и рельефа кристаллических пород северо-западной части нашей европейской территории. Такие болота носят название болот атмосферного питания.

Другим распространенным типом являются болота, образовавшиеся в результате заболачивания открытых водоемов, озер, мелководных заливов и лагун морских побережий, речных заводей, затонов и пойменных озёр.

В других случаях болота связаны с особенностями стока. Так в низовьях наших южных рек низменные пространства поймы заливаются весной водой, которая держится продолжительное время, а по спаде ее грунтовые воды держатся близко к поверхности. Такие заболоченные поймы по нижнему течению Днепра, Дона и Кубани носят название плавней. В Прикаспийской низменности реки, стекающие с Общего Сырта, теряющиеся в степи и обычно безводные в меженное время, весной проносят большое количество воды, которая разливается по степи и частью испаряется, частью впитывается в почву, а частью застаивается в понижениях, образуя заболоченные площади. Такие образования носят местное название **р а з л и в о в**.

В большинстве случаев болота имеют смешанное питание: за счет атмосферных осадков и поверхностного стока, с одной стороны, и грунтовых вод — с другой. Но кроме таких болот имеются болота и собственно грунтового питания, когда грунтовые воды выступают на поверхность и являются постоянным источником увлажнения почвы и питания особой болотной растительности. Такие болота бывают приурочены к понижениям рельефа, дно которых находится ниже уровня грунтовых вод окружающей местности. Болота такого происхождения наблюдаются даже в местностях очень засушливых с малым количеством атмосферных осадков. Таковы например соленые озера-болота Казакстана, так называемые **с о р ы**.

Особым типом болот грунтового питания являются болота по склонам, там где склон пересекает водоносный горизонт, питающий делювий склона и создающий условия заболачивания с развитием кочек, растительности, состоящей из мхов (гипнум), осок и других болотных растений. Почва такого склона, начиная от определенной горизонтали пересечения склона с зеркалом грунтовых вод, насыщена водой, и в ямках и следах копыт скота держится вода. Такие болота называют иногда **в и с я ч и м и**. Болота, обязанные своим происхождением выходам подземных вод, могут быть приурочены к возвышенным и горным склонам. На южном склоне Общего Сырта среди выжженных солнцем безводных степных склонов в верховьях р. Мерекень высоко над долиной высохшей реки в верхней части горы можно видеть густые заросли тростников и топь, приуроченные к выходу водоносных нижнетретичных песков саратовского яруса, лежащих на глинах и опоках сызранского яруса.

Из приведенных примеров можно видеть, насколько разнообразны типы болот и причины их образования и питания. Если же к этому прибавить, что болота отличаются и по составу типов растительности, понятно станет, что классификация болот представляется весьма затруднительной. До сих пор остается в силе старая классификация болот Вебера, по которой болота делятся на три главные группы:

1) верховые (Hochmoore) (или моховые, сфагновые) болота с преобладанием атмосферного питания, с водами пресными, 2) низовые (Niedermoore), или травяные, с преобладанием грунтового питания и большей минерализацией воды и 3) переходные болота, часто покрытые смешанным лесом.

С гидрологической точки зрения представляет интерес классификация, предложенная Р. И. Аболиным, в основу которой положены условия питания болот.

По этой классификации выделяются следующие группы:

Заливаемые болота наземного питания характеризуются постоянным или периодическим покрытием водой, поступающей от разливов или затопления реками, морскими приливами или стоком с окружающих возвышенностей. Такие болота характеризуются значительным количеством минеральных частиц, попадающих с водой, развитием преимущественно травяно-лесной растительности и слабым развитием мхов. Торфа обладают высокой зольностью. Болота подобного типа часто имеют характер топей или трясин.

Жестководные болота грунтового питания характеризуются поступлением воды из грунта в виде ключей или равномерного просачивания грунтовых вод или вод из других водоемов (рек, озер), но предварительно фильтрующихся через грунт. Вода таких болот свободна от механически взмученных частей, но может отличаться значительным содержанием растворенных минеральных соединений. В зависимости от такого питания растительность этих болот состоит из высших растений и бурых гипновых мхов. Торфа на этих болотах обладают средней зольностью.

Мягководные болота грунтового питания имеют те же способы питания, что и предыдущая группа, но воды, питающие их бедны минеральными соединениями. Растительность — белые мхи, образующие сплошные покровы. Торфа обладают малой зольностью.

Дождевые болота атмосферного питания представляют собой болота, питающиеся исключительно дождевыми (и снеговыми) водами. Растительность состоит главным образом из мхов-сфагнум, но других видов его, чем в группе III, образующих мощные заросли мхов красноватого цвета.

Болота различаются также по характеру растительности, которая отвечает генезису болота, его истории, способу питания и географическому положению. Для наших болот Дохтуровский разбивает болотную растительность на следующие группы:

Водная плавающая (кувшинки, рдесты, Elodea, или водяная чума, и различные водоросли).

Водно-болотная, растущая по берегам водоемов, по сырым местам, частью в воде, частью на непокрытом водой пространстве (осоки, тростник, камыши, рогоз, хвощи, вейник и др., а также зеленые мхи — гипнум).

Болотная: на болотах лесных, переходного типа (ива, береза, ольха, ель с травяным покровом, а также гипнум); на болотах моховых (сфагнум, пушица, Scheuchzeria, осоки и пр.).

Заболачивание водоемов происходит как за счет плавающих растений, так и путем зарастания с берегов. Отмирающие растения, а также животные, падая на дно водоема, образуют на дне болотного бассейна так называемую гиттию. Гниение органической массы на дне болота про-

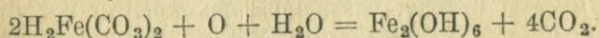
исходит без доступа воздуха (анаэробное брожение) с выделением сероводорода и метана. Огложившаяся на дне масса органического ила (сапропеля) при дальнейшем уплотнении образует сапропелит. Плавающая растительность, переплетаясь своими корневищами, может образовать довольно плотный слой отживших растений, на котором укореняются уже другие растения, как травянистые и мхи, так и кустарничковые и даже деревья, образуя так называемый «зыбун» или «сплавнину».

По мере отмирания растений их остатки уплотняются и погружаются на дно и, подвергаясь разложению в отсутствие воздуха, обращаются в торф. Одним из наиболее важных торфообразующих растений является сфагнум, который обладает способностью быстро разрастаться, причем он нарастает из года в год на поверхности отжившего мха, не нуждаясь в твердом минеральном субстрате. В результате накопления торфа болото обращается в торфяник. Нижние слои отмерших мхов и других растений постепенно обогащаются углеродом за счет разложения клетчатки, уплотняются и дают торф. При нарастании сфагнума моховой покров на болоте постепенно распространяется с болота на его окраины и увеличивается в высоту, образуя в конце концов выпуклую форму — бугра или чечевицы, иногда значительно возвышающуюся над окружающей местностью.

Из минеральных образований в болотах можно указать:

1. Озерный или болотный мергель, отлагающийся на дне болот в виде белой землистой массы или в виде твердого пористого известкового туфа, сохранившего отпечатки растительных корней и листьев (болото Смоленка Нежинского района Украины). Выделение углекислой извести происходит за счет поглощения растворенной в воде углекислоты некоторыми водорослями. Кроме того в образовании мергеля принимают участие панцири диатомовых водорослей и раковин пресноводных моллюсков. Мергель встречается на дне озер и болот Псковского, Новгородского, Тверского и других районов, иногда значительной мощности, например до 2 — 3 м под торфяниками в долине р. Яхромы к северо-востоку от г. Москвы, до 5 м в долине р. Черной и других местах.

2. Болотная или озерная руда (лимонит), представляющая собой выделения гидрата окиси железа по окраинам озер и болот в результате жизнедеятельности особых бактерий (*Spirophyllum ferrugineum*). Значительные залежи озерной руды встречаются в виде плитообразных конкреций под слоем дерна по заболоченным берегам оз. Селигер, из которого берет начало Волга. Для луговых и моховых болот довольно обычна также желтая водная окись железа (охра), образующаяся между прочим путем окисления углекислого железа:



3. Серный кдлчедан (FS_2) также встречается в травяных болотах. При окислении он дает сернокислые соли железа, вышотевающие на поверхности вынутых из карьера кусков торфа.

4. Виврианит, являющийся фосфорнокислой солью железа, бесцветный в виде закисной соли и красно голубой в виде окисной соли $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, образуется за счет фосфорной кислоты, содержащейся в разлагающихся растительных и животных остатках. Встречается или в рассеянном виде в торфе или иногда образует пропластки в торфе.

Способы питания болот и их гидрологический режим, несмотря на всю важность гидрологических данных для изучения процессов заболачивания и для проектирования осушительных мероприятий, изучены вообще очень мало. Наиболее исследованными в этом отношении являются болота бассейна верхнего Днепра благодаря работам украинского акад.-инж. Е. В. Оппокова и в последние годы болота Центральной промышленной области благодаря работам Торфяного института.

Наиболее крупным болотным массивом является Полесье, область лесов и болот правых притоков Днепра и главным образом бассейна р. Припяти, переходящая и на левобережье в бассейн р. Десны.

Вся область Полесья занимает площадь свыше 100 000 км², из которых болота и заболоченные площади занимают приблизительно 40 000 км². Западная часть Полесья находится в пределах Польши, восточная принадлежит СССР.

В пределах одной только б. Минской губ. насчитывается около 2¹/₂ млн. га болот.

Для бассейна р. Птичи, левого притока Припяти, берущего начало около г. Минска, П. А. Тутковским устанавливается следующая последовательность отложений:

1. Современные аллювиальные отложения — пески и торф.
2. Послеледниковые пески типа барханных, выходы которых встречаются часто в Полесье.
3. Ледниковые валунные суглинки.
4. Доледниковые пески и суглинки.
5. Черная глина.
6. Белые пески полтавского яруса.
7. Зеленоватый мергель киевского яруса.

Польскими геологами констатировано наличие межледниковых песчаных отложений, а в северной части польского Полесья и наличие двух морен. Кроме того в западной части Полесья в верховьях Припяти в основании четвертичных отложений залегают меловые породы (сенон и турон).

Песчаные породы водоносны. Переслаивание их с глинами создает несколько водоносных горизонтов, из которых наиболее типично и широко развитыми являются два: над глинами в основании наносов и под этими глинами в коренных породах.

Полесье представляет низменную плоскую равнину со слабым уклоном в сторону Днепра. Уклоны рек чрезвычайно малы и достигают 0,0002 — 0,00002. Разливы рек происходят не только весной, но и в осенние паводки.

За последние годы Польским мелиоративным бюро произведены обширные исследования польского Полесья, причем сделано более 11 000 бурений.

В Полесье имеются болота трех типов: низменные — по долинам крупных рек, осоковые, связанные с проточными водами; переходные — по мелким притокам, частью травяно-моховые, частью лесные; верховые — по водоразделам, сфагновые, связанные с грунтовыми водами верхнего водоносного горизонта в послеледниковых песках.

Вдоль р. Птичи ближайшую к реке полосу занимают болота травяные с мхом гипнум, а за песчаной грядой, отделяющей пойму, — сфагновые болота, в основании которых встречен также гипновый торф. Строе-

ные того и другого типа болот приводятся на рис. 86, заимствованном из работы В. С. Доктуровского.

Уровень грунтовых вод водораздельных болот стоит значительно выше уровня рек и повидимому непосредственно с ними не связан, принадлежа к более высокому горизонту грунтовых вод.

Распределение верховых болот на водоразделах и отношение их к низовым болотам долин, а также уровень грунтовых вод видны на рис. 87.

Хотя болота Полесья и признаются болотами атмосферного питания, так как действительно главным источником питания их являются атмосферные осадки, но связь их с грунтовыми водами Полесской низменности несомненна.

Также несомненна эта связь для болот бассейна р. Десны в пределах Нежинского района. Обширная равнина левобережья сложена с поверхности частью лёссовидными суглинками с развитыми на них черноземными почвами, частью же песками, причем особенностью рельефа является обилие плоских очень неглубоких но широких заболоченных понижений. Протекающая через г. Нежин речка Остер обладает незначительными уклонами и заболочена. Грунтовые воды равнины залегают близко от дневной поверхности, на глубине 1—4 м, как в лёссовидных суглинках, так и песках, причем водоносной является как толща четвертичных отложений, состоящая из суглинков и глинистых песков, так и подстилающие ее пески полтавского яруса.

Анализы воды показывают чрезвычайно большое сходство грунтовых вод с водами водоносных третичных песков, что свидетельствует о связи их между собой. С другой стороны, грунтовые воды связаны с водами открытых водоемов и болот. По мере усыхания

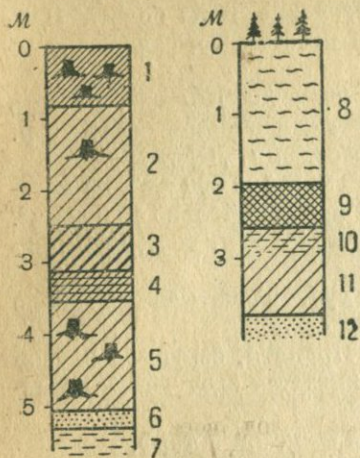


Рис. 86. Разрезы двух типов болот Полесья, по В. С. Доктуровскому (Материалы по исследованию рек и речных долин Полесья, вып. 1, 1916 г.).

1 — ольшаниково-тростниково-осоковый торф; 2 — глиняный тростниково-осоковый торф; 3 — тростниково-осоковый торф; 4 — плотная прослойка глиняного торфа; 5 — глиняный торф с древесными остатками; 6 — серый песок; 7 — серая глина; 8 — сфагновый торф; 9 — черная илстая прослойка; 10 — залежный глиняный торф; 11 — глиняный торф; 12 — песок.

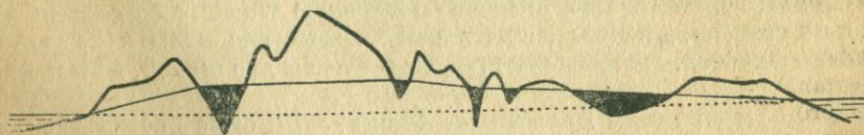


Рис. 87. Вертикальное распространение верховых болот по водоразделу в окрестностях Сарны (Польша).

Сплошным черным показаны верховые болота, горизонтальной штриховкой низинные болота. Поверхность болот образует правильную выпуклую кривую, которая соответствует депрессионной кривой грунтовых вод (Ing. I. Pruchaik. Wissenschaftliche Untersuchungen der Sümpfe von Polesie in Polen. Comptes rendus de la 6 Commission de l'assoc. internat. de la science du sol. 1932.)

заболоченных впадин с водой понижается и уровень грунтовых вод в степи. Е. В. Опшковым приводятся данные пятилетних наблюдений над уровнем воды в р. Остер и в колодце, расположенном в 200 м от реки (в метрах над уровнем моря, табл. 23:

Годы	Уровень почвенной воды		Уровень р. Остра	
	max.	min.	max.	min.
1895	57,78	57,00	57,19	56,75
1896	57,65	56,87	57,16	56,71
1897	57,39	56,66	57,02	56,62
1898	57,06	56,62	56,81	56,60
1899	57,13	56,51	56,87	56,58

Одним из интересных болот этого района является болото Смоленка, расположенное между р. Остром, с которым оно соединяется болотными же понижениями, и р. Десной, в которую из болота имеется два незначительных истока. Длина болота свыше 30 км, ширина до 5 и более км, общая площадь около 20 000 га. Болото преимущественно осоковое. Под слоем торфа залегает местами пресноводный известковый туф. Этот туф свидетельствует о том, что в начале жизни болота питание этой плоской впадины происходило за счет грунтовых вод, вообще богатых карбонатами, так как прилегающие к болоту лёссовидные суглинки содержат значительное количество известковых солей. По мере того как окружающие грунты были выщелочены, отложение извести прекрати-

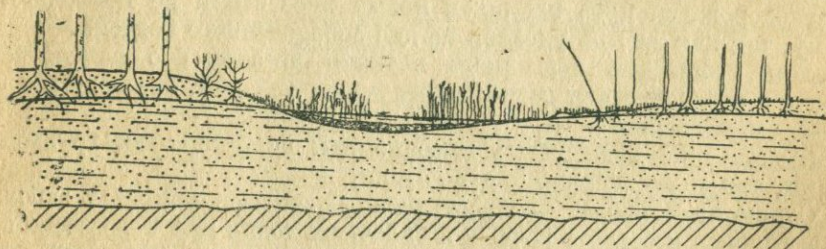


Рис. 88. Болото, питающееся грунтовыми водами.

лось. Таким образом питание болота Смоленки происходит как за счет атмосферных осадков, непосредственно выпадающих на его поверхность так и за счет тех осадков, которые выпадают на окружающей площади, и, инфильтруясь в грунт, особенно в песчаные отложения, идут также на питание болота. Повышенное испарение воды с площади болота понижает его уровень и обуславливает ту разность уровней, которая необходима, чтобы грунтовые воды могли направляться в сторону болота.

Сходный режим имеют и многие сфагновые болота северной и центральной части нашей равнины. Так в обширной низменности, простирающейся вдоль левого берега рр. Клязьмы и Оки до Волги включительно, среди сплошного лесного массива имеются многочисленные сфагновые болота, расположенные среди барханно-песчаной заросшей лесом равнины. Грунтовые воды в этой равнине залегают близко от дневной поверхности и имеют непосредственную связь с болотами (рис. 88). Отсутствие минеральных солевых примесей в песках обуславливает пресный и мягкий характер грунтовых вод, в силу чего в болотах не наблюдается выделения

углекислой извести. Мощное развитие торфяников из сфагнума свидетельствует о мягкости болотных вод.

Таким образом большинство равнинных болот связано в своем режиме с грунтовыми водами окружающей местности. Между уровнем воды в болотах и уровнем грунтовых вод существует известное равновесие. По мере усыхания болота от испарения оно начинает питаться за счет грунтовых вод. По мере повышения уровня воды в болоте повышаются и грунтовые воды, причем влияние одних на другие зависит от состава окружающих пород. При более глинистых породах уровень воды в болоте может повышаться за счет поверхностного стока скорее, чем повышается уровень грунтовых вод, инфильтрация осадков в которые происходит значительное медленнее.

Наряду с болотами, расположенными среди проницаемых пород, могут существовать болота и на породах менее проницаемых и водоупорных, каковы например ледниковые глины. Питание их обусловлено главным образом за счет выпадения атмосферных осадков в бассейне болота. Такие болота могут образоваться из озер в результате их зарастания. Иногда поверхность болот покрывается слоем более землистого уплотненного торфа с лесной растительностью на нем, между тем как под этим более плотным почвенным покровом залегает торфянистая масса с водой. На одном из небольших болот Западного края, покрытом сверху лесом, железнодорожная насыпь при окончании ее постройки провалилась, и на месте ее образовалось озеро. Глубина этого заторфованного и затянувшегося с поверхности озера оказалась 20 м. Попытки восстановить железнодорожный путь насыпкой новых масс земли не приводили ни к чему, так как насыпь уходила на дно заболоченного водоема.

Болота собственно подземного питания чрезвычайно разнообразны в связи с разнообразием гидрогеологических условий, являющихся причиной заболачивания.

Заболачивание может быть вызвано как безнапорными грунтовыми водами, так и восходящими напорными.

Одним из наиболее распространенных случаев является заболачивание склонов и берегов речных и балочных долин при пересечении ими водоносных горизонтов, особенно когда они имеют пластовый выход, т. е. когда воды выступают из водоносного слоя, выход которого прикрыт делювиальными наносами не в виде сосредоточенных ключей, а в виде более или менее равномерного просачивания воды. При слабом просачивании воды заболачивание проявляется в развитии так называемой «кислой» луговой растительности, иногда появлении кочек. При более сильном просачивании воды склон покрывается типично болотной растительностью (осоки, череда, камыш, тростник, зеленые мхи).

В пределах б. Богородицкого у. Тульской губ. А. С. Козменко отмечает заболачивание склонов при выходе развитых в районе камешно-угольных и верхнедевонских водоносных горизонтов. При этом оказывается, что наиболее заболоченными являются склоны, обращенные к западу, наименее заболоченными — склоны, обращенные к востоку, что стоит в связи с тем, что нижнекаменнуюугольный водоносный горизонт, подстилаемый водоупорными глинами, имеет общий наклон с востока на запад, что вызывает большее притекание воды по наклону пласта к склону, обращенному на запад.

Заболачиванию часто подвергается также дно сухих балочных долин при пересечении долиной водоносных горизонтов. На протяжении пере-

сечения водоносного горизонта и несколько ниже дно балки становится заболоченным, с осокой, иногда тростником и водой, застаивающейся в понижениях. Иногда наблюдается несколько таких заболоченных участков дна, указывающих на пересечение нескольких водоносных горизонтов (рис. 89).

Из приведенных примеров видно, насколько разнообразны бывают способы питания болот. Поэтому естественно, что при разработке мероприятий по осушению болот нельзя подходить ко всем объектам с одинаковыми трафаретными приемами. Выяснение условий питания болота является важнейшим обстоятельством в деле намечения тех или иных осушительных сооружений. Так как целью этих мероприятий является понижение уровня грунтовых вод до некоторого предела, оптимального для того типа хозяйства, которое проектируется на осушаемой площади (луговые, сельскохозяйственные культуры, лесоразведение и пр.), то необходимо предусмотреть дренирование площади с расчетом отвода излишка поступающей воды. Поступление же воды может быть различно. Если питание болота происходит за счет атмосферных осадков выпадаю-

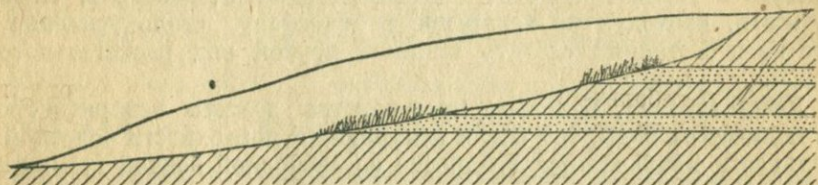


Рис. 89. Схема заблачивания дна сухой балочной долины при пересечении ею водоносных горизонтов.

щих непосредственно на площади болота и стекающих с его водосбора, то обычно применяют в зависимости от рельефа, его расчлененности и уклона сеть осушительных канав на заболоченной площади и так называемые нагорные или ловчие канавы в основании окружающих склонов, более или менее продольные этим склонам, для перехватывания тех вод, которые при таянии снега и при дождях стекают со склонов. Если в питании болот принимают участие реки, разливающиеся во время паводков по заболоченной территории, необходимо урегулирование этого стока путем углубления русел, спрямления их, вывода искусственным каналом в другом направлении или обвалования и т. п. В случае же наличия подземного питания болота является необходимым выяснить наличие и характер водоносных горизонтов, их положение по отношению к заболоченной площади и предпринять меры к каптированию и выводу этих подземных вод, для чего приходится иногда прибегать к сложным и дорогим сооружениям в виде глубоких осушительных галлерей, глубокого дренажа и т. п. Особенно неблагоприятными условиями для осушения обладают некоторые болота по морским побережьям и на обширных аллювиальных террасах рек, так как в этих случаях рельеф местности не позволяет вывести дренированные воды в ближайший водоем самоотеком. Так например в приморских болотах Черноморского побережья на Кавказе, в Колхидской низменности в Потийских болотах, а также в Понтийских болотах по побережью Тирренского моря в Италии уровень грунтовых вод в болотах находится почти на уровне моря, а местами даже ниже. При таком соотношении уровней приходится прибегать к

механической перекачке собранных осушительными каналами вод в море, что и осуществляется в Италии. В Потийских же болотах на Кавказе применяется в опытным порядке способ искусственного повышения поверхности зоболоченной площади путем кольматации их, т. е. искусственного затопления напуском воды из р. Риона, несущего в паводки громадное количество ила.

В прежнее время, да частью и теперь, существовало мнение, что болота являются не только аккумуляторами влаги, но и источниками питаний рек. Такое представление создано потому, что верховья многих рек берут начало в заболоченных водораздельных пространствах. Резким противником такого предположения является акад. Е. В. Опшюков, который в ряде своих работ по западной области Белоруссии и Украины доказывает ошибочность этого взгляда и предлагает «рассматривать болота как вид почвенно-растительного покрова, который сам нуждается и притом весьма сильно во влаге для своего существования и который поэтому возникает и существует только там, где есть налицо такой местный избыток влаги. Болота служат вовсе не для того, чтобы накоплять, сберегать и увеличивать этот местный избыток, а, наоборот, чтобы его устранять, расходуя на испарение в атмосферу столь усиленно, как этого не в состоянии сделать никакой другой вид растительного покрова»¹.

Действительно, болотные пространства должны испарять громадные количества воды, так как к испаряющей поверхности болотной растительности прибавляется испарение со свободной водной поверхности, если она есть, а если ее нет, то с поверхности почвы, черпающей по капиллярам воду, которая залегает на незначительной глубине. Кроме того и сама растительность, в частности сфагновый мох и торф, обладают исключительно большой влагоемкостью, гигроскопичностью и капиллярностью — свойствами, удерживающими значительные количества воды, теряющейся затем лишь через испарение. Самый рельеф болот, обыкновенно с ничтожными уклонами, также препятствует стоку воды.

«Действительно, — говорит Опшюков, — стоит только принять во внимание, что например в бассейне верхнего Днепра, в многолетнем среднем выводе, из 552 мм выпадающих в год атмосферных осадков на долю речного стока приходится, по исследованию автора, только 138 мм, или 27,2% (в том числе более $\frac{1}{2}$ на весенний сток), а свыше 400 мм осадков испаряется в атмосферу, чтобы прямо заключить, что влияние почвенно-растительного покрова должно быть огромно не столько в отношении накопления ее этим покровом, питания рек и т. д., сколько в отношении именно испарения влаги в атмосферу».

«Количество воды, доставляемое в межень болотистыми речками, вообще весьма незначительно; в частности расход в устье черниговских речек Остра и Вира, в сухой 1897 г. по измерению оказался совершенно ничтожным в сравнении с величиной площади их бассейна и с огромным количеством в их бассейнах вовсе неосушенных болот».

Нельзя не согласиться со справедливостью изложенных соображений Е. В. Опшюкова для большинства болот. Для многих плоских равнин с близким залеганием грунтовых вод болота являются результатом их гидрологического режима. По мере увеличения атмосферных осадков и их инфильтрации уровень грунтовых вод повышается, повышается

¹ Материалы по исследованию болот Черниговской губ. 1905.

вместе с тем и уровень воды в болоте, в силу чего увеличивается испарение, подток к болоту грунтовых вод и новое понижение уровня грунтовых вод в засушливое время.

Главнейшая литература

1. Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. 1915.
2. Докторовский В. С. Болота и торфяники, развитие и строение их. М. 1922.
3. Спарро Р. и Дубах А. Осушение болот открытыми канавами. М. 1918.
4. Танфильев Г. И. Геоботаническое описание Полесья. В приложениях к очерку работ Западной экспедиции 1873—1898 гг., СПб. 1899.
5. Танфильев Г. И. Болота и торфяники Полесья, СПб. 1895.
6. Флеров А. Ф. Изучение и исследование болот. Вестник торфяного дела, СПб. 1914.
7. Моляков Л. И. Основы болотоведения. Горки 1930.
8. Болото. ВСЭ, т. 6, 1927.
9. Оппоков Е. В. Материалы по исследованию болот Черниговской губ. 1905.
10. Материалы по исследованию рек и речных долин Полесья. Под редакцией Е. В. Оппокова, 1916.
11. Оппоков Е. В. Режим грунтовых вод в районе Полесья. 1914.
12. Костяков А. Н. Основные элементы расчета осушительных систем. 1916.
13. Брудастов А. Д. Осушение болот и регулирование водоприемников. 1931.
14. Классон Г. О гидрологической роли болот. Почвоведение № 2, 1907 г.
15. Оппоков Е. О гидрологической роли болот. Журн. «С.-х. и лесовод.», IX, 1919.
16. Аболин Р. И. К вопросу о классификации болот Северо-Западной области. Материалы по опытно-мелиоративному делу, т. II, 1928.
17. Докторовский В. С. Торфяные болота. 1932.

17

Влияние леса на грунтовые воды

Влияние лесной растительности на подземные воды представляется очень сложным и до сих пор еще недостаточно разъясненным.

Прежде всего это влияние может проявляться в изменении местного климата и увеличении количества атмосферных осадков. Присутствие леса благодаря затенению почвы и большой величине испарения листьев понижает температуру воздуха нижнего слоя атмосферы. Замечено также, что лесные массивы имеют большее количество атмосферных осадков, чем открытая местность. Объясняют это тем, что течения влажного воздуха, встречая на своем пути лесной массив, поднимаются и, соприкасаясь с более охлажденными слоями воздуха, конденсируют свою влажность в виде осадков. Имеются указания, что увеличение осадков может быть значительным. Так для окрестностей Нанси во Франции (Матье) количество дождя в лесу всегда на 20—25% больше, чем вне леса. Г. Н. Высоцкий в Велико-Анадоле б. Екатеринославской губ. за время 1893—1902 гг. получил в среднем за год: на лесной станции (поляна в лесу) 501 мм, на полевой (степной) станции 400 мм.

Признавая возможность усиления осадков над лесом, мы отметим однако, что количественные сравнения могут быть не достаточно надежны.

в силу методологических причин наблюдений (выдувание осадков из дождемера на открытом месте, неучитываемость росы, инея и пр.).

Итак мы допускаем некоторое увеличение осадков над лесом, но это еще несколько не свидетельствует о большей обеспеченности питания подземных вод под лесом.

Дело в том, что лесная растительность задерживает значительное количество осадков на своих ветвях и листьях, причем эта часть влаги теряется через испарение и не достигает таким образом почвы. Разные породы леса задерживают различное количество осадков. Хвойные — вообще больше, чем лиственные.

Ней нашел, что в зимнее время задерживается осадков:

кронами бука	7%
„ сосны	15%
„ пихты	20%

Гоппе считает, что еловые леса задерживают своими кронами при дожде:

слабом (менее 5 мм)	71%
среднем (10—15 мм)	44%
сильном (более 20 мм)	24%

Эмбо считает, что кронами в течение года задерживается в среднем 30% осадков.

Приведенные данные касаются Западной Европы и мало применимы к нашим условиям более суровой и снежной зимы.

У нас в степной полосе наблюдается неравномерность распределения выпавших осадков по поверхности. Господствующие на открытых местах ветры сдувают снег с полей, и он задерживается лишь встречаемыми по пути препятствиями или сдувается в овраги и балки. Всем известны снежные заносы, приостанавливающие иногда на целые дни движение поездов на южных дорогах. Таким образом почва открытых мест лишается того количества влаги, которое выпадает зимой. Весной же при наступлении теплых солнечных дней снег, накопленный по балкам, быстро тает и образует потоки талой воды, устремляющиеся в реки.

Совсем иначе обстоит дело в местностях покрытых лесом. Твердые зимние осадки распределяются более равномерно, а весеннее таяние происходит значительно медленнее и постепеннее, чем замедляется сток и увеличивается промачивание почвы и инфильтрация осадков вглубь.

Таким образом хотя леса и задерживают часть осадков своими кронами и тем самым уменьшают поступление их в почву, зато, с другой стороны, они способствуют более равномерному распределению осадков, более медленному расходованию накопленных на зиму осадков и, как показывают некоторые наблюдения, вообще увеличивают количество самих осадков.

Другим фактором, влияющим на влагооборот верхнего слоя земли, является испарение. При этом надо иметь в виду как испарение с поверхности почвы в лесу, так и испарение листьями той влаги, которую растение берет из почвы (транспирация). Здесь также мы имеем дело с двумя явлениями различного направления. Можно считать, что испарение с почвы в лесу при затененности ее, меньшей температуре воздуха и часто наличии прикрывающей лесной подстилки из опавших листьев должно быть значительно меньшим, чем на открытых местах. Зато испаряющая

способность лесной растительности очень велика, как было ранее указано, и возможно превосходит то количество влаги, которое задерживается благодаря уменьшенному испарению почвы.

Теперь остается рассмотреть условия просачивания осадков в почву и питания подземных вод. Решающую роль в условиях инфильтрации играет характер почвы и подпочвы и рельеф. При равных же условиях в лесу инфильтрация несомненно обеспечена лучше. При выпадении кратковременных дождей та часть их, которая достигает земли, расходуется на испарение медленнее, чем на открытом месте, где испарение усиливается как большей прогреваемостью поверхности, так и наличием ветра. При более продолжительных и более интенсивных дождях на открытых и особенно пересеченных оврагами и балками местах осадки, после того как насытят верхний иссушенный слой почвы, начинают быстро стекать и образуют мощные потоки, которые устремляются в балки и речные долины, способствуя смыванию пахотного слоя и размыву склонов и образованию оврагов. Таким образом летние ливни в степных областях не столько способствуют накоплению влаги в верхних слоях (почве и подпочве), сколько причиняют вред сельскохозяйственной культуре. Иное наблюдается в лесах. Лесная растительность, подлесок, моховой покров или «лесной войлок», т. е. слой отживших растительных остатков: ветвей и листьев, препятствуют свободному стоку осадков на поверхности. Даже на очень крутых, но залесенных склонах сток задерживается растительностью, и выпавшие осадки стекают значительно медленнее, успевая просачиваться в грунт. Особенно это существенно весной при таянии снега, который вообще тает в лесу медленнее, чем на открытом поле, и сток талых вод задерживается на своем пути. Известно, что облесение крутых склонов предупреждает их размыв. Такие леса по крутым склонам и берегам давно уже признаются «защитными» и не подлежат уничтожению.

Таким образом можно считать доказанным, что лесная растительность способствует большей инфильтрации осадков в грунт, и в этом несомненно она имеет положительное значение в гидрологии страны.

Рассмотрев влияние леса на режим влагооборота по сравнению с необлесенной площадью, коснемся вопроса о непосредственном влиянии леса на подземные воды, вопроса, который несколько лет тому назад был предметом специальных исследований и обмена мнений в специальной литературе. Непосредственное влияние леса на подземные воды может выражаться в изъятии воды из зоны насыщения или зоны капиллярного поднятия корневой системой. Замечено, что транспирация растений увеличивается с увеличением водообеспеченности зоны корневой системы, поскольку однако это не вызывает загнивания ее и не отражается болезненно на росте дерева, как это наблюдается например на болотах.

Очевидно, что артезианские воды, находящиеся на большой глубине и перекрытые сверху непроницаемыми слоями, не могут принимать непосредственного участия в питании корневой системы древесных растений за исключением мест выхода их в виде ключей, а также окраин артезианского бассейна, т. е. области питания его. Что касается грунтовых вод, лесная растительность также не может непосредственно питаться ими, если они залегают на значительной глубине, превышающей 10 м. При более же близком стоянии уровня грунтовых вод корневая система древесных растений достигает зоны капиллярного поднятия или даже зоны

насыщения. Если корни деревьев достигают капиллярной зоны, то они обеспечивают бесперебойное снабжение водой без вредных последствий для растения, так как аэрация в этой зоне не прекращается по более крупным промежуткам, пустотам и трещинам, и извлекают значительные количества воды. Если же уровень зоны насыщения, т. е. сплошное замещение породы водой, достигает корневой системы и она полностью погружена в нее, то для большинства древесных пород наблюдается приостановка роста и отмирание растения, как это видно например над деревьями сосны и березы на болотах нашей северной и средней полосы, когда молодые деревца, достигнув известного возраста, начинают чахнуть и отмирать на корню. Временное же насыщение зоны корневой системы например в весеннее время не ведет к столь вредным последствиям, как это видно на многих так называемых поемных лесах в долинах (Волги, Оки, Клязьмы и др.).

Некоторыми исследователями, у нас П. В. Отоцким, было установлено, что уровень грунтовых вод под лесом находился ниже, чем на соседней, не покрытой лесом местности.

Так например, в Шиповом лесу б. Воронежской губ. грунтовые воды стояли (в м);

В старом лесу на глубине	15
Под вырубкой " "	10,68
В степи " "	5

Такие же наблюдения были сделаны в б. Херсонской губ. и других местах, причем как в степных областях, так и в северных лесных грунтовые воды были найдены ниже под лесом, чем на открытом месте (рис. 90).

Отсюда П. В. Отоцким был сделан вывод, что лесная растительность понижает уровень грунтовых вод. Наблюдения над грунтовыми водами

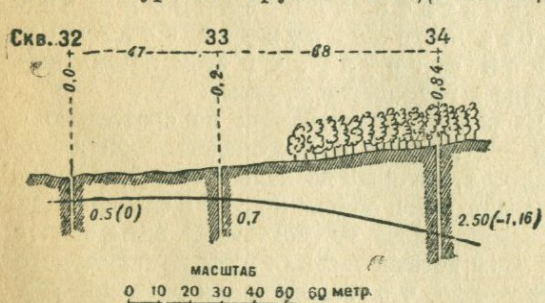


Рис. 90. Понижение уровня грунтовых вод под лесом (по П. В. Отоцкому).

были поставлены П. В. Отоцким в разных местах: как в северной полосе (б. Новгородской губ.), так и в средней (б. Тульской губ.) и в южных лесах (б. Херсонская губ.), а также в лесах Франции. Эти чрезвычайно интересные наблюдения в значительной мере однако лишены убедительности в силу отсутствия целого ряда данных, а именно: при описаниях различных наблюдательных участков не приводится геологический разрез, из которого было бы видно, какая порода является водоносной, какая водоупорной и каков рельеф последней, т. е. какое направление имеет в данном месте грунтовый поток.

Кроме того не достаточно освещен рельеф местности, и потому в некоторых случаях остается неясным, не влияет ли на понижение уровня грунтовых вод наличие соседнего дренирующего оврага или балки. В заключение было бы интересно также выяснить попутно глубину зоны корневой системы и глубину зоны капиллярного поднятия воды.

Нами в пределах б. Тульского уезда наблюдались неоднократно случаи, что на лесных полянах грунтовые воды залегали на незначительной глубине (1—2 м), и почвы имели признаки повышенного увлажнения, тогда как рядом в лесу почвы были сухи, а уровень грунтовых вод спу­скался на большую глубину. Но это явление можно объяснить не столько тем, что лес понижает уровень грунтовых вод, сколько тем, что повиди­мому в местах выхода более глубоких вод в толщу покрывных лёссовид­ных суглинков создаются условия более благоприятные для развития лу­говой растительности и влажных почв с сильной дерновиной, препят­ствующих развитию лесной растительности.

Было бы чрезвычайно интересно и важно повторить наблюдения над влиянием леса на грунтовые воды. Французский гидролог Динерт счита­ет, что для этого надо было бы выбрать однородный в гидрогеологи­ческом отношении участок свободной от леса местности, поставить на нем постоянные наблюдения за уровнем грунтовых вод и по истечении не­скольких лет на одной половине этого участка развести лес, оставив дру­гую половину под пашней, и продолжать наблюдения. Подобного рода наблюдения он считал бы особенно возможными в России¹.

Такой опыт был бы очень длительным. Нам кажется, что можно было бы подойти к решению этого вопроса и другим путем. Выбрав типичный в гидрогеологическом отношении участок в большом лесном массиве, в котором ведется рубка, поставить стационарные наблюдения и продол­жить после рубки как на делянках вырубленных, так и оставленных под лесом. При нашем лесном хозяйстве, рассчитываемом на естественное, а не на искусственное лесовозобновление, было бы проще и скорее про­вести указанные наблюдения.

Пока же понижающее влияние леса на грунтовые воды нельзя счита­ть достаточно доказанным для всех лесных насаждений в различных естественноисторических условиях.

18

Подземные воды предгорных равнин и долин

В горных районах у подножия гор, а также в долинах как эрозион­ного, так и тектонического происхождения накапливаются мощные толщи галечника, которые вмещают в себе громадные массы подземных вод. Условия залегания галечников и подземных вод в них чрезвычайно разнообразны и сравнительно очень мало изучены, хотя за последние годы мы имеем примеры детального изучения подземных вод в галечниках на примерах водоснабжения Тифлиса и Баку.

Горные реки с большим падением при выходе из горного ущелья на равнину выносят и отлагают крупнообломочный материал. Конусы выноса галечников достигают часто десятков метров в высоту. При близ­ком расположении рек, стекающих с горного склона, конусы выноса часто соединяются друг с другом, образуя обширные наклонные равнины, волнистые, с повышением против ущелий и депрессией поверхности между

¹ F. Dié n e r t. Hydrologie agricole. 1918.

конусами выноса. С поверхности галечники бывают прикрыты покровом суглинков. Иногда горная река при выходе из ущелья на равнину прорезает себе вторичное русло в собственных отложениях. Сток с гор от атмосферных осадков, таяния снегов, а местами и ледников находит себе путь в толще галечников и обогащает их притоком пресной воды.

Расстояние от р. Ганджа	4000 м	1500 м	1000 м	500 м	
Кагрызы N:	4	3	2	1	Вода р. Ганджа - Чай
Жесткость н. гр.	24,42	20,72	17,31	15,77	6,13
CaO мг/л	195,6	174,0	137,4	121,0	43,0
MgO мг/л	35,7	26,3	25,9	23,3	6,0
SO ₃ мг/л	159,8		109,7	104,0	12,0
CO ₂ мг/л	231,1	244,4	161,0	141,3	72,0
Окисляем.	0,65	0,76	0,78	2,31	4,0
Дебит _{max}	л/с 64	50	40	80	144
Дебит _{min}	л/с 44	8	6	6	1,15
Отношение min/max	0,69	0,67	0,14	0,076	0,008
ЗОНЫ	IV	III	II	I	Русло р. Ганджа-чай

Рис. 91. Колебания дебита и химического состава грунтовых вод в зависимости от удаленности от р. Ганджа-Чай, по данным Д. В. Сухина (из книги К. Н. Паффенгольца "Озеро Гек-Гель и р. Ганджа-Чай как возможные источники водоснабжения г. Ганджи", 1933).

Накопление галечников начинается еще в пределах горной части долины. Таким образом по долине имеется наряду с речным потоком подземный. Речной поток часто отводится многочисленными канавами на орошение. Иногда весь поверхностный поток разбивается целиком на орошение, и галечниковое русло остается большую часть времени сухим. Но и подземный поток часто используется местным населением для тех

же целей, для чего устраиваются подземные водосборные галереи подземного типа, так называемые «кягры-ы». При проницаемости дна долины подземный поток связан в своем режиме с поверхностным. Интересная зависимость дебита и состава грунтовых вод от речных была установлена Д. В. Сухиным для галечниковых наносов р. Ганджа-Чай в городе Ганджа в Закавказье (Паффенгольц). В зависимости от расстояния от реки воды кягрызов каптируются все ниже и ниже, дебит их уменьшается, а минерализация возрастает (рис. 91).

Достигая конуса выноса, сама река, уже значительно обездоленная изъятием воды оросительными каналами, почти совсем теряется в наносах. Вокруг же высокого конуса по подножию его иногда образуются многочисленные источники, как это наблюдается например при выходе в долину Агри-Чая горной речки Киш-Чая возле г. Нухи в Закавказье (рис. 92).

В тех случаях, когда галечниковые выносы отдельных рек сливаются между собой, образуется наклонная равнина с чрезвычайно проницаемыми грунтами, собирающими в себя воды как от непосредственно выпадающих на эту равнину осадков, так и от стока с окружающего бассейна горной области. По мере удаления от гор в состав наносов входят также глинистые отложения, образовавшиеся частью от изменения положения гидрографической сети, частью от изменений условий стока или же от переслаивания галечников с глинистым делювием или даже морскими глинистыми отложениями. Эти глинистые прослои, стесняя сечение потока вниз по равнине, вызывают часто выходы грунтовых вод в виде неширокой зоны источников иногда значительной мощности. Грунтовая вода, попадая в своем течении под прослой глины, приобретает напор и приобретает характер артезианский. При бурении в таких случаях можно встретить слои галечника или песка с напорной, а иногда и самоизливающейся водой (рис. 93). Там, где грунтовые воды уходят под слой поверхностных глинистых наносов, образуется полоса выхода источников или полоса заболачивания.

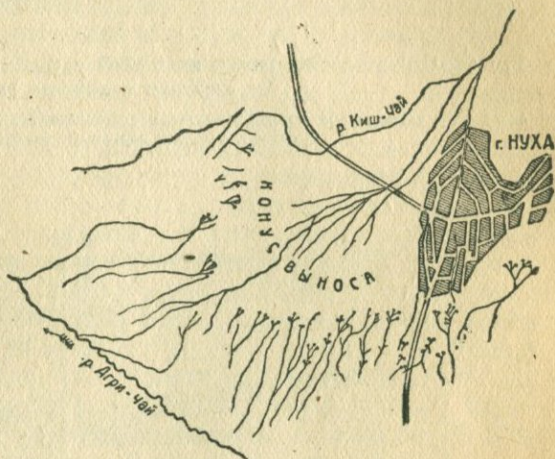


Рис. 92. Конус выноса р. Киш-Чай у г. Нухи с источниками из него по краю.

Такое залегание вод наблюдается по обширной наклонной равнине, примыкающей к Главному Кавказскому хребту и его отрогам и спускающейся полого к Каспийскому морю близ устья р. Самура. Выходящие коопало с. Шоллар из галечников мощные источники были в свое время каптированы и использованы для водоснабжения г. Баку. При бурении было встречено несколько горизонтов галечников с песком, переслаивающихся с делювиальными и морскими глинистыми отложениями (рис. 94).

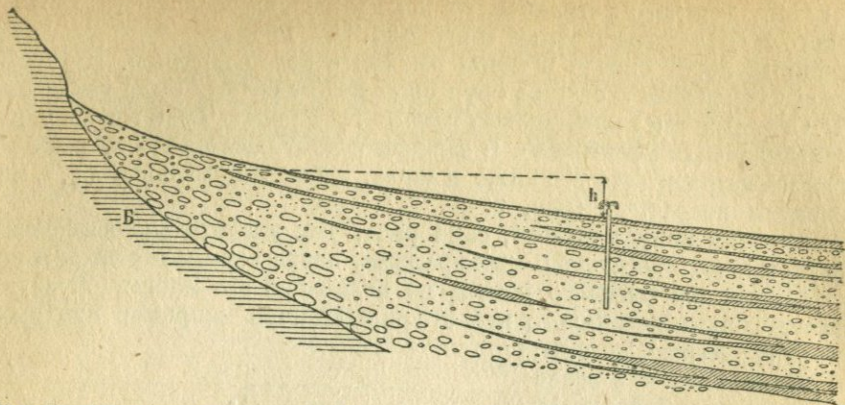


Рис. 93. Схематический разрез наклонной равнины, сложенной галечниками с прослойками и линзами глин.

h — высота статического напора в месте расположения скважины; B — коренные породы горного склона, к которому примыкает наклонная равнина.

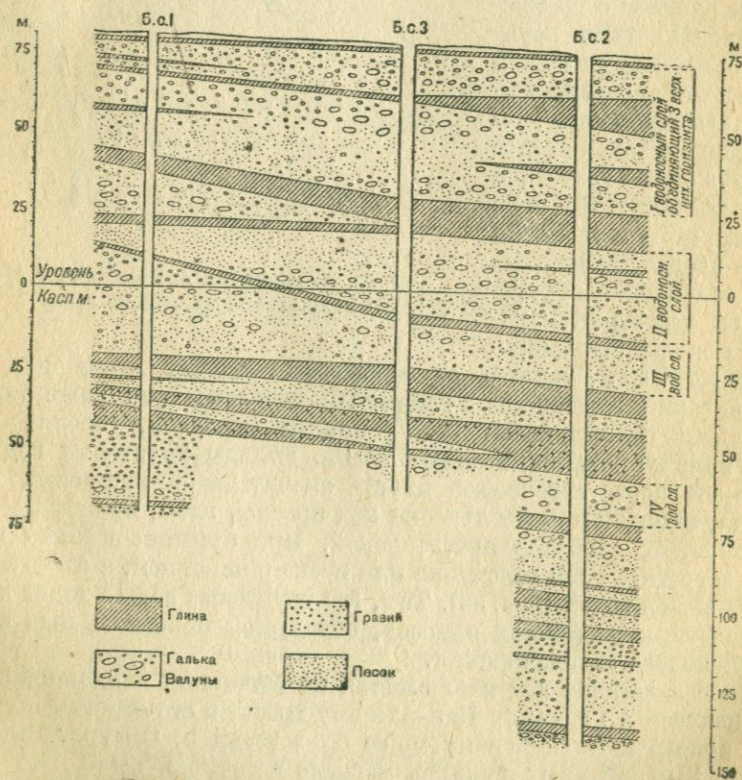


Рис. 94. Разрез по трем скважинам Шолзарского района с указанием главнейших водоносных горизонтов.

В настоящее время заканчиваются обширные гидрогеологические исследования этой равнины для расширения сооружений бакинского водопровода (Н. К. Игнатович).

Очень богаты водами в галечниках также продольные долины как эрозионного, так и тектонического происхождения. К числу таких долин принадлежат некоторые, расположенные по южной окраине Главного Кавказского хребта и ограниченные с юга складками более молодого возраста, сложенными верхнетретичными породами. Ко многим из них приурочены современные реки, например Алазань, Агри-Чай. Повидимому эти долины заполнялись галечниками в связи с их погружением еще с конца плиоцена. Интересным примером продольной долины является Мухранская, протягивающаяся в широтном направлении между двумя поперечными долинами рр. Арагвы и Ксани, берущих начало на Главном Кавказском хребте. Мухранская долина отделяется с юга от долины Куры Цхалтбийским хребтом, сложенным сарматскими конгломератами и песчаниками. Возможно, что Мухранская долина прежде служила долиной р. Куры и в нее выносились наносы рр. Арагвой и Ксани. Мощность галечников в этой долине чрезвычайно значительна. Детальные исследования, предпринятые в этой долине для водоснабжения Тифлиса, показали, что питание галечников водой происходит от разных причин, между прочим от просачивания в них вод р. Арагвы, которые таким образом образуют фильтрационный ток дугообразной формы, начинающийся на Арагве выше соединения ее с Мухранской равниной и вновь сообщающийся с Арагвой ниже по течению. Замеры расходов р. Арагвы в межень показали, что расход выше образования фильтрационного потока в сторону Мухранской равнины был 16 м^3 в секунду, ниже, против с. Натахтари, он был $12,5 \text{ м}^3$, а еще ниже, где можно было предполагать вхождение фильтрационного потока опять в долину р. Арагвы, $17,5 \text{ м}^3$. Таким образом воды Арагвы и ее подземного потока участвуют в потоке Мухранской равнины и вновь возвращаются в нее, увеличивая свой расход за счет вод, поступающих в эту равнину из других источников питания. Воды Мухранской равнины чрезвычайно обильны. И точники, встречающиеся около с. Натахтари, дают минимум в марте 857 964 тыс. л в сутки и максимум в июне—июле 1 168 443 тыс. л в сутки. Температура подземных вод колеблется в пределах от $12,5$ до 13° . Средняя жесткость воды 10,5 нем. градусов. Воды галечников Мухранской долины в настоящее время каптируются для большого водопровода г. Тифлиса.

Не меньшее, чем на Кавказе, значение имеют воды в галечниковых пролювиальных и аллювиальных отложениях в Средней Азии и Казахстане.

Подземные воды в трещиноватых изверженных породах

В отличие от вод, приуроченных к глубоким тектоническим трещинам, большим распространением пользуются воды в трещиноватых породах. Они бывают как с свободной поверхностью, ненапорные, типа грунтовых, так и напорные, артезианские. В некоторых случаях воды трещиноватых

пород бывают ненапорными в местах питания и напорными в тех местах, где трещиноватые породы перекрыты непроницаемыми породами. Так например воды в трещиноватых четвертичных лавах Малого Кавказа принадлежат к безнапорным; воды трещиноватой зоны Украинского кристаллического массива и Урала — как к напорным, так и без напорным.

В области развития интрузивных пород и гнейсов, как например в Скандинавии и Финляндии (Балтийский кристаллический щит), в Северной Америке (Канадский кристаллический щит), в Богемии, в Украинском кристаллическом массиве, а также во многих горных местностях: в Альпах, Сьерра-Невада, на Урале и т. п., подземные воды в трещиноватой зоне пользуются большим распространением и используются для водоснабжения. Эти воды приурочены к трещинам, пересекающимся под некоторыми углами между собой. Количество трещин, особенно горизонтальных, уменьшается с глубиной, а ширина их становится меньше. Естественно поэтому, что в верхней зоне трещиноватых пород вода пользуется большим распространением и больше шансов

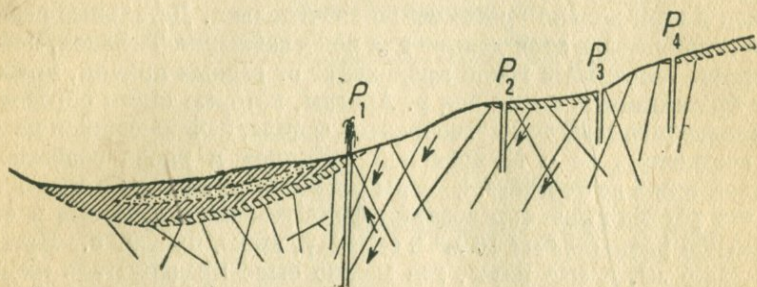


Рис. 95. Схема расположения буровых скважин по отношению к трещинам в гранитах Коннектикута (из Imbeaux).

ее встретить, чем в более глубоких частях массивов, куда достигают лишь некоторые трещины, имеющие достаточные размеры для того, чтобы служить проводниками воды. Зато воды более глубоких трещин обладают обычно более значительным напором.

Известным полярным исследователем Норденшильдом при бурении на маленьком шведском островке Арко была найдена пресная и обильная вода на глубине 30 м. Из пробуренных затем 45 скважин глубиной от 32 до 35 м, для лоцманской станции, только одна оказалась безводной.

В гранитном массиве Коннектикута в Северной Америке трещины имеют обыкновенно наклон $70 - 90^\circ$ к горизонту. Водоносность трещиноватой зоны уменьшается с глубиной. На глубине от 30 до 60 м только в половине скважин встречена вода, а на глубине 60 — 90 м лишь в трети, а глубже и еще меньше. Скважина может пересечь одну и даже несколько водоносных трещин и дать даже самоизливающуюся воду (скв. P_1 на на рис. 95) или воду, не достигающую поверхности (P_2), или даже не даст воды (P_3 и P_4).

В пределах Украинского кристаллического массива подземные воды в трещиноватых гранитах и гнейсо-гранитах используются во многих пунктах не только для сельского, но и городского водоснабжения (см. например табл. 24, по Б. Л. Личкову).

Большинство скважин имеет глубину от 35 до 65 м. Вода однако имеется в трещинах и на гораздо больших глубинах: 110 — 125, 200 — 210 м.

Б. Л. Личков высказывает предположение, что между наружным поясом трещин и глубоким поясом имеются перерывы в распространении трещин¹.

Таблица 24

Город или селение	Глубина скважины, м	Количество воды, л/час	Установившийся уровень воды от поверхности земли, м
г. Бердичев, винный склад	от 37,89 до 41,45	от 7 400 до 19 800	от 6,09 до 7,31
„ „ кожевенный завод	от 51,25 до 207	от 10 450 до 49 200	от 7 до 22,25
„ „ городской водопровод	от 36,58 до 124,30	от 615 до 49 200	от 9,5 до 30
„ Винница, суперфосфатный завод	от 23,79 до 182,85	от 3 700 до 13 550	—
„ „ пивоваренный завод	204,83	3 700	Выше уровня земли
„ „ военный городок	от 32,00 до 66,14	6 150	15,85—19,51
м. Каватин	от 43,59 до 117,33	от 15 400 до 61 500	от 4,26 до 13 10
ст. Каватин	58,55	—	1,74
г. Овруч	63,40	36 900	1,21
„ Умань и мн. др.	18,59	19 700	—

Надо заметить, что встреча водоносных трещин на большой глубине иногда является делом случайным. Скважина может пройти рядом с крутопадающей трещиной и не пересечь других крупных трещин.

В связи с наличием более глубокой зоны подземных вод В. И. Лучицкий и Б. Л. Личков высказывают предположение о глубинном происхождении вод в трещиноватой зоне гранита, например за счет дегидратации, т. е. освобождения воды некоторыми породами, в зоне метаморфизма².

Можно однако предполагать, что воды в трещиноватых гранитах Украинского массива являются настоящими вадозными водами, проникающими в трещ новатую зону через вышележащую толщу пород и из выше расположенных водоносных горизонтов или по долинам рек. Дело в том, что поверхность гранитов часто бывает покрыта продуктами механического разрушения гранитов, так называемой «дресвой» или «жерствой», также водоносными, причем воды трещин и дресвы непосредственно соединяются между собой. В других случаях, как например в Никопольском марганцевом районе, нижнетрещичные рудные слои, также в значительной степени водоносные, лежат или на дресве или непосредственно на гранитах. В тех местах, где поверхность гранитов соприкасается с проницаемыми или тем более водоносными породами, они имеют источник своего питания за счет атмосферных осадков. В тех местах, где их поверх-

¹ Подземные воды Украинского кристаллического массива. Стр. 43.

² Личков Б. Л. Стр. 52. Лучицкий В. И. Вестник Укр. отд. Геологического комитета, в. IV, 1924.

ность перекрыта непроницаемыми породами, например каолинами, воды трещиноватой зоны могут получить напор в зависимости от относительного положения области питания и места расположения буровой скважины. Этим объясняется тот факт, что даже на водораздельных районах встречаются напорные воды в гранитах. С другой стороны, надо учесть неровности поверхности гранитного массива, скрытые под толщей более молодых образований. Рельеф гранитов чрезвычайно сложен и обязан как тектоническим, так и денудационным процессам. Древние эрозионные понижения чередуются с повышениями гранитов, причем современный рельеф поверхности далеко не отражает всего рельефа кристаллического массива. Естественно, что в гранитных выступах меньше шансов встретить подземные воды в их верхней части, чем в углублениях того же гранита. Действительно в гранитах водораздела Днепра и Терсы (к востоку от порожистой части Днепра) копаные колодцы часто не встречают воды даже в дрове.

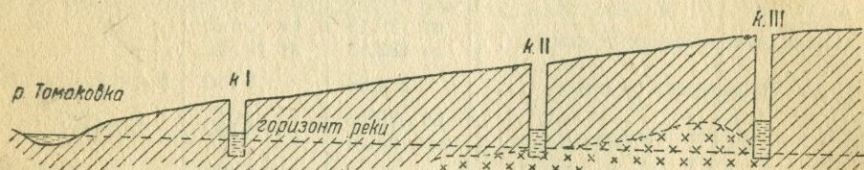


Рис. 96. Разрез правого берега р. Томаковки по колодцам с. Весело-Федоровки.

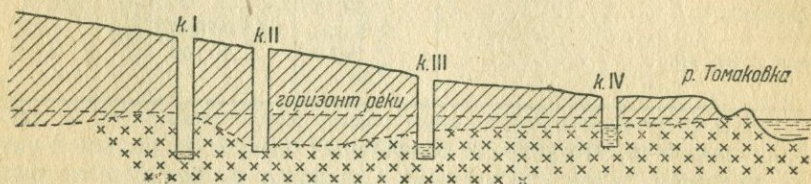


Рис. 97. Разрез левого берега р. Томаковки по колодцам с. Анновки.

Что касается взаимоотношения водоносного горизонта трещиноватой зоны и вод речных долин, то наблюдаются случаи как питания гранитов за счет речных вод, так и обратно, дренирования речными долинами подземных вод в гранитах. Днепр например, омывающий кристаллический массив с северо-востока и прорезающий его в пределах порожистой части, играет дренирующую роль для массива. С южной же стороны он частью дренирует его, а частью и питает там, где поверхность этого массива понижается ниже уровня Днепра. Насколько разнообразны могут быть условия взаимоотношения вод гранитного массива с водами речных долин показывает пример р. Томаковки и впадающей в Днепр в пределах известного Никопольского марганцевого месторождения. Границы следуют вдоль речки, то поднимаясь над ее уровнем, то скрываясь под толщу речных наносов. Прилагаемые рисунки показывают на возможность дренирования речкой правого берега ее и вод, заключенных в трещиноватых гранитах в с. Весело-Федоровке (рис. 96), и на возможность питания ее левого берега в с. Анновке, где колодцы встречают воду в гранитах ниже уровня реки (рис. 97).

Во многих случаях устанавливается зависимость между производительностью водоносного слоя в гранитах и атмосферными осадками, как например показывают наблюдения в г. Рени (Франция).

Интересный материал по водам в трещиноватых гранитах дают изыскания на подземные воды в окрестностях г. Свердловска¹. М. И. Липовский отмечает для уральских гранитов различные зоны гранитов по глубине: то сильно трещиноватых, то плотных почти без трещин. Так в скважине-шахте № 4 было пройдено:

Верхний разрушенный гранит

Плотный гранит с малым количеством трещин

От 21 до 24,5 м встречено 25 трещин

От 27,7 до 29,8 м встречено 26 трещин

От 29,8 до 63,9 м равномерная трещиноватость по 2 — 4 трещины

на метр

От 63,9 до 68 м встречено 24 трещины

От 109,7 до 110,76 м керн не получился, по видимому скважина вошла в сильно трещиноватую часть гранита.

В зависимости от большей или меньшей трещиноватости скважины дают или значительный или незначительный дебит.

М. И. Липовским дается подсчет сечения трещин для свердловских гранитов. Наибольшее количество трещин, констатированных по кернам, достигало 360 на 100 м глубины, для других до 200. Принимая среднюю толщину трещин в 1 мм, получается на 100 м породы в среднем 0,3 м, или 0,3% пустот. При помощи флюоресцина было определено направление потока и его скорость, примерно 14 м в час.

Выше было уже указано, что шансы встретить воду в гранитах с глубиной уменьшаются. Эллис отмечает, что в гранитах Коннектикута трещины, достигающие на поверхности 5 см ширины, к низу суживаются и на глубине 10 м достигают уже только толщины лезвия ножа. Естественно, что в таких трещинах, заполненных к тому же часто продуктами выветривания, сопротивление движению воды настолько велико, что скважина не может рассчитывать на значительный приток воды. Только немногие трещины идут на большую глубину, сохраняя размеры, достаточные для свободной циркуляции воды. Буровая скважина, встретившая такую трещину может дать значительные количества воды.

При исследовании проницаемости гранитов в правом крыле плотины Днепростроя Н. К. Тихомировым был доставлен опыт нагнетания воды в алмазную скважину глубиной 15,5 м под давлением 1 ат (сверх атмосферного давления). Опыт производился таким образом, что при помощи особого рода тмпонирующего устройства в действие включались различные участки скважины, для чего тампон устанавливался на разной глубине и открывалась нижняя часть скважины, постепенно увеличивая расстояние тампона от забоя. При этом оказывалось, что ниже 10 м поглощение чрезвычайно слабое, начиная же с 10 м и выше оно резко увеличивается и выше 10 м идет пропорционально длине вскрытой части скважины (рис. 98).

Таким образом поглощение выражалось на 1 пог. м скважины:

На глубине от поверхности	Колич. поглощ. воды
15,5 — 14,5 м	0,36 м ³ /сутки
14,5 — 10,0 "	0,46 "
10,0 — 6,0 "	2,63 "
6,0 — 3,0 "	4,33 "

¹ Изыскания на воду для свердловского водопровода. Известия ГГРУ, вып. 93, 1931.

Определение скоростей фильтрационного потока методом флюоресцина для двух скважин в расстоянии 21,5 м при градиенте потока $i = 0,57$ дало: по первому появлению — 144 см в сутки; по максимуму — 19,6 м в сутки.

При изысканиях на подземные воды в гранитных массивах надо учитывать целый ряд обстоятельств, способствующих или препятствующих их водоносности, а именно: степень трещиноватости, направление трещин, рельеф кристаллического ложа и область питания и стока.

В пределах Украинской кристаллической полосы водами гранитов пользуются для водоснабжения некоторых городов. Население пользуется этими водами в местах близкого залегания гранитов и малой дренированности их. Так например по р. Томаковке целый ряд селений

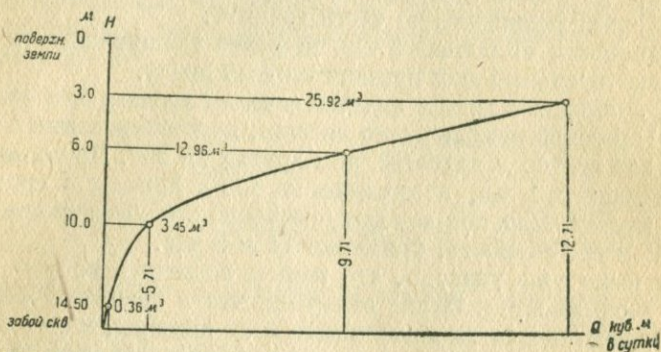


Рис. 98. Зависимость расхода воды при нагнетании в алмазную скважину № 2520 при равной высоте поглощения от забоя скважины.

На ординатах показана глубина поглощающего слоя, на абсциссах — расход воды в куб. метрах в сутки при нагнетании воды под давлением 1 ат.

устраивает копанные колодцы, углубляясь в трещиноватый гранит. При проходке колодцев пользуются взрывными работами. Иногда, не достигнув воды, взрывают породу на дне колодца, чтобы вызвать образование трещин. При удачном сочетании обстоятельств вновь образовавшиеся трещины могут дать доступ воде из ближайшей водоносной трещины, не пересеченной данным колодцем.

Что касается химического состава вод гранитов, то вообще они отличаются слабой минерализацией, но встречаются и такие, в которых минеральные примеси значительны, так например воды из гранитов в Вердичеве имеют жесткость 20° , а местами, особенно в неглубоких зонах, присутствуют в значительных количествах хлор, аммиак и органические вещества — в общем показатели загрязнения этих вод за счет проникновения вод поверхностных или из других вышележащих горизонтов.

Кроме вод в трещиноватой зоне встречаются иногда воды и в вышележащих продуктах механического разрушения кристаллических пород, в дресе. Иногда они образуют значительный водоносный горизонт, обыкновенно непосредственно соприкасающийся с водами трещиноватой зоны. Районы распространения таких вод ограничены. Так например для водоснабжения Баженовских асбестовых рудников на Урале заложены буровые скважины в толщу разрушенных выветриванием гранодиоритов и аплитов. Мощность этой толщи оказалась не менее 40 м. 5-дней-

моя скважина при понижении уровня в ней откачкой до 12,5 м давала 8 610 тыс. л в сутки. Вода однако оказалась сильно магниезальной в силу того, что гранитный массив непосредственно примыкает к водораздельной полосе змевиловых асбестоносных и тальковых метаморфических пород, богатых магниезальными соединениями.

20

Карстовые воды

Под карстом разумеются явления, связанные с деятельностью подземных вод, выражающиеся в выщелачивании растворимых горных пород (известняков, доломитов, гипса) и образовании пустот (каналов, пещер в п. роде), сопровождающихся часто провалами и оседаниями кровли и образованием воронок, озер и других впадин на земной поверхности. Название «карста» эти явления получили от провинции Карст (Carst), расположенной к югу от г. Триеста, перешедшей в 1920 г. от Австро-Венгрии к Италии. На этом плоскогорье, сложенном меловыми известняками, находятся многочисленные провальные образования, в которые устремляются не только выпадающие атмосферные осадки, но целые реки. Так например р. Поик целиком уходит в землю около Адельберга, затем снова выступает на поверхность под именем р. Унца, еще раз скрывается и наконец выходит наружу в Крайне под названием р. Лайбах, причем из 85 км общей длины этой реки 20 км приходится на подземное течение.

Карстовые явления в известняках и доломитах пользуются широким распространением в западной части Балканского полуострова: в Албании, Боснии и Герцеговине и в Греции, а также в некоторых районах Апеннин в Италии и в Южной Франции и в Испании.

Карстовые образования бывают приурочены к известковым породам различного возраста. По Кейльгаку, карст Западной Европы приурочен к известнякам третичным и меловым (следует прибавить и юрским). У нас, в Крыму и на Кавказе, карст также приурочен к известнякам меловой и юрской системы, в пределах же равнины Европейской части СССР и склонов Урала — к палеозойским толщам известняков (верхний девон, карбон и пермь). Кроме того карстовые явления наблюдаются в областях развития отложений гипса и каменной соли, например в восточной части нашей равнины, сложенной пермскими породами.

Карстовый процесс в районах развития известняков и доломитов сопровождается своеобразными чертами как поверхностного ландшафта, так и внутреннего строения известковых толщ.

Из поверхностных образований следует отметить:

Карры или шратты — бороздообразные углубления, чередующиеся с хребтообразными выступами на поверхности обнаженных и легко размываемых известковых пород, обязанные своим происхождением размывающей деятельностью поверхностных вод. Карры очень характерны для плоскогорий Штирии и Каринтии с обнаженной поверхностью известняков. В наших карстовых областях известняки обыкновенно прикрыты позднейшими осадочными отложениями, предохраняющими их от непосредственного размывания.

Воронки или «долины». Воронки являются характернейшей особенностью карстового ландшафта. Они представляют собой округлой или овальной формы углубления на поверхности известковой толщи или на поверхности покрывающих ее пород и наносных образований. Диаметр воронок чаще всего измеряется 10 — 30 м. Глубина достигает до 5 — 15 м. В особо сильно закарстованных районах количество воронок достигает иногда 100 — 200 на 1 км². Провальные воронки встречаются в большом количестве по южной окраине Московского каменноугольного бассейна к югу от г. Тулы. «Долины» — местное (славянское) название провальных образований в Карсте.

Воронки имеют двоякое происхождение. Одни являются результатом выщелачивающей и размывающей деятельности поверхностных вод, при их просачивании вглубь, путем разработки трещин. Другие воронки являются типично провальными образованиями в результате обрушения кровли над существующей пустотой, например пещерой. Известный французский исследователь карста Мартель считает главной причиной образования воронок разработку вертикальных трещин, по которым устремляется вода вниз, как путем химической коррозии, так и размывания стенок, считая провальные образования второстепенным явлением. Другие исследователи склонны считать воронки главным образом провальными образованиями. Таким образом эти две точки зрения совершенно различно подходят к объяснению происхождения воронок: одна находит причину во влиянии поверхностных вод, другая — в подготовке провала изнутри путем предварительного образования пещер.

В действительности наблюдаются оба случая. Первый — образование воронок под влиянием корродирующей и эродирующей деятельности поверхностных вод, устремляющихся внутрь породы по трещинам, — обычен для открытых с поверхности известняков карстовых областей. Это собственно начальная стадия разработки ходов для вертикальной циркуляции воды. Повидимому к этому типу принадлежат в большинстве воронки на дне лощин в южной части б. Тульской губ. среди выходов верхнедевонских доломитизированных известняков. Второй случай, также весьма распространенный в областях сильно развитого карста, когда толща известняков изобилует внутренними пустотами, пещерами и подземными реками. По мере разработки водой таких внутренних пустот кровля их не выдерживает и обрушается. Иногда это обрушение сопровождается значительным сотрясением почвы и является причиной местных землетрясений, как это наблюдается например в районе р. Чусовой на Урале или наблюдалось иногда в Тульской и Владимирской губ.

Кроме того существует еще один вид воронок в местностях, сложенных с поверхности рыхлыми породами, связанный с выщелачиванием нижележащих пород и не с обрушением свода, а просасыванием выщелачиваемых рыхлых пород вглубь. Такого рода воронки имеют иногда причиной не только карстовые пустоты и встречаются не только в области развития известняков, но и в рыхлых обломочных породах, в результате суффозионных процессов.

Одним из оригинальных карстовых образований является так называемый «м а л ы й» или «г л и н я н ы й» к а р с т, сопровождающийся образованием воронок, получающихся в результате выщелачивания растворимых солей, например гипса, из глинистых пород.

Наконец существует еще один вид воронкообразных углублений, не связанный с карстом в обычном понимании этого слова, — это блюдца

и западинки в степных областях, образующиеся за счет выщелачивания солей рыхлых пород и осадки грунта.

Начальной стадией образования воронок в известняковом массиве являются так называемые «п о н о р ы», под которыми разумеются вертикальные или наклонные ходы, разработанные водой по трещинам породы, которые поглощают поверхностные воды, а иногда и наоборот, служат для выбрасывания ее под напором из карстовых пустот.

В области карста пользуются распространением также так называемые «п о л ь я» — более обширные понижения, обязанные также карсту, но по мнению многих исследователей вызванные, или по крайней мере подготовленные, тектоническими процессами — наличием сильно нарушенных пород и сбросовых трещин.

Внутри закарстованного массива известняков наблюдаются пустоты различного размера и характера. К числу таких пустот принадлежат подземные каналы и русла, разработанные водой, циркулирующей по подземным путям, — пещеры.

Каналы и подземные русла образуются в результате коррозионной деятельности циркулирующей по трещинам воды, когда она собирается в один общий поток и разрабатывает себе определенные пути в сторону базиса эрозии карстового массива. В разработке этих каналов и русел принимают участие также и собственно эрозионные процессы, так как значительный поток или даже целая подземная река обладает значительной живой силой, особенно при больших уклонах, способной проявлять как донную (по углублению дна или пропиливанью породы), так и боковую (по расширению канала) эрозию.

Пещеры являются в большинстве случаев местными расширениями каналов, с которыми они бывают связаны. В образовании пещер принимает участие также обваливание стенок и потолка в канале. Особенно крупных размеров достигают пещеры в легко растворимых породах, например в гипсовых, но и в известняках они также образуют иногда пустоты в несколько метров и даже десятков метров в ширину и высоту.

Как поверхностные карстовые образования, так и внутренние пустоты связаны с трещиноватостью породы, которая является главной причиной развития карстовых образований, наряду с характером самой породы и доступом к ней просачивающихся вод. Как уже указывалось ранее, трещиноватость присуща всем твердым как изверженным, так и осадочным породам. Справедливо отмечают многие исследователи, что тектонические процессы играют значительную роль в подготовке условий для развития карста, так как вызывают механическое разрушение цельности породы, образование систем трещин, а иногда и полной перебитости и разрыхленности породы, например по сбросам, в крутых перегибах антиклиналей, флексур, надвигов и т. п. Понятно, что по таким подготовленным участкам циркуляция воды и разработка ходов может идти усиленным темпом.

Кроме того на разработку пустот оказывают влияние направление трещиноватости и характер слоев.

При преобладании вертикальной трещиноватости разрабатываются вертикальные каналы, идущие на большую глубину. При наличии же более слабых слоев и горизонтальных трещин, совпадающих с напластованием, могут разрабатываться горизонтальные каналы и пещеры, приуроченные к более слабым пластам (рис. 99а и 99б).

Процесс образования каналов, пустот и пещер за счет выщелачивания породы называют карстообразованием или иногда (не совсем удачно) «закарстовыванием», а самые породы, подвергшиеся этому процессу, «закарстованными».

При выяснении режима карстовых вод необходимо принимать во внимание характер поступления и движения воды в подобных породах, который резко отличается от характера движения в пористых породах, например в песках. Еще Добрэ (Daubrée) называл проницаемость трещиноватых пород «проницаемостью в крупном масштабе» или «непрямой» (*en grand* или *indirecte*) в отличие от проницаемости песков — «прямой» или «малой» (*directe* или *en petit*). В то время как в песках инфильтрация идет во все стороны равномерно и притом с малыми скоростями, по трещинам и пустотам вода устремляется не по всем направлениям, а по пути имеющихся каналов

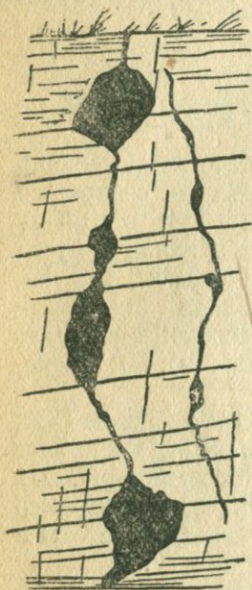


Рис. 99а. Каналы, приуроченные к вертикальным трещинам (из Кейльгака).

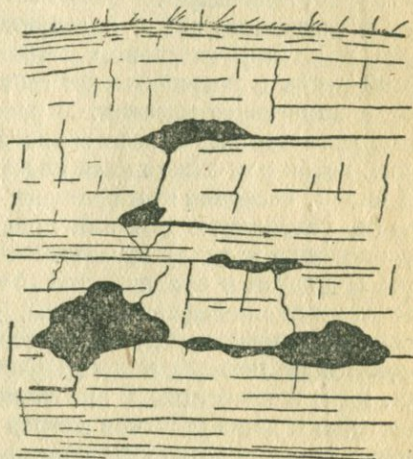


Рис. 99б. Каналы, приуроченные к трещинам по слоям (из Кейльгака).

и притом с большими скоростями. В породах подобного рода поступление воды называют инфильтрацией в отличие от инфильтрации в пористых породах. Поступление воды в трещиноватые закарстованные породы идет по ближайшим, наиболее крупным каналам, причем эти пути могут быть очень неправильны и прихотливы в зависимости от ширины трещин и разработанности их коррозионными процессами. Часто может случиться так, что по одной системе трещин и каналов вода будет стекать вниз, тогда как соседние трещины и пустоты будут пусты. Скорость движения потоков будет зависеть кроме уклона также от сечения канала: в более широком — меньше, в узких — больше. Если вода в своем движении будет заполнять канал полным сечением, в нем создается гидростатическое давление, в силу которого вода по какой-нибудь секущей трещине под напором может подняться кверху. Постоянство напора имеет место лишь в зоне сплошного заполнения трещиноватой породы, выше же ее является случайным, так как движение по трещинам идет не везде полным сече-

нием с заполнением породы полностью. Этим непостоянством объясняется обилие в карсте периодически действующих источников и переливающихся источников, механизм которых ясен из рис. 100.

Приведем характеристику этих источников, данную Кейльгаком ¹.

«1 — перемежающийся источник. Когда вода в пустоте *a* достигает такой высоты, что изогнутый канал 1 начнет действовать наподобие сифона, то вода по каналу будет перетекать до тех пор, пока запас ее в *a* не будет исчерпан. Пройдет некоторое время (известное число часов, дней, недель, месяцев), пока вода в *a* не поднимется вновь до высоты сифона, и тогда вновь начнется действие источника.

2 — постоянный карстовый источник, имеющий достаточное питание с площади *nn*.

3 — не функционирующая безводная пещера (грот по склону).

4 — исчезание реки.

5 — функционирующая пещера,

6 — большой карстовый источник — все три явления в непосредственной связи.

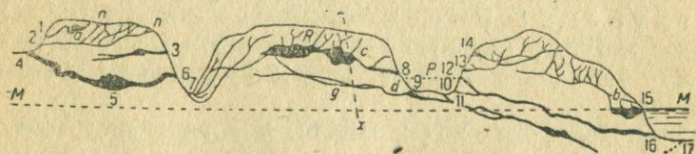


Рис. 100. Схематический профиль, объясняющий некоторые явления гидрографии карста, связанные с действием подземных карстовых каналов (по Кейльгаку).

7 — многочисленные карстовые источники, питающие реку; нижние источники иссякнут легче верхнего, который непосредственно сообщается с резервуаром *R*.

8 — большой перемежающийся карстовый источник, отводящий воду в провалье *P* лишь до тех пор, пока уровень воды в резервуаре *R* вследствие достаточного притока превышает *c*. Источник иссякает, когда водное зеркало опускается ниже *c*. Если бы вся правая часть массива до линии *xx* была снесена, то резервуар *R* представил бы открытый грот с открыто лежащим устьем.

9 и 10 — поноры с чередованием функций, которые обыкновенно отводят воду из провалья *P*, но могут, наоборот, и изливать воду в провалье в том случае, когда приток в канал *g* настолько велик, что главный отводящий канал *d* не может вместить всей массы воды, часть которой поневоле должна устремиться в боковые ветки 9 и 10. Понора 9 вследствие особенностей своего местоположения разумеется может переменить функцию поглощения на функцию выбрасывания скорее, нежели понора 10, которая при известных условиях в течение многих лет исполняет лишь функцию поглощения и начинает выбрасывать воду только при очень сильном напоре ее изнутри.

11 и 12 — исключительно всасывающие поноры, которые поглощают воду, но никогда ее не выбрасывают; 11 действует

¹ Кейльгак К., проф. Подземные воды и источники. Русский перевод, стр. 247, 1914.

постоянно, 12 лишь тогда, когда водное зеркало в провале поднимается достаточно высоко (примерно до пунктира). В этом случае морской источник 16 будет отличаться наибольшей силой, становясь таким образом перемежающимся.

13 — постоянный источник, лежащий выше поглощающих понор, — случай, очень часто наблюдаемый по краям провалов и абсолютно невозможный, если предположить, что постоянные источники питаются поднимающейся снизу на известном пространстве карстовой водой. Из пещеры 14 в провале будет изливаться вода лишь в том случае, если напор настолько велик, что вода не может быть отведена целиком через канал 13. Каналы 11 и 13 показывают, как каналы, лежащие один над другим и принимающие участие в осушении одного и того же карстового массива, могут действовать в совершенно различных направлениях.

15 — соленый источник (так называемая морская мельница), существование которого очень просто объясняется действием всасывания в *b*.

16 — морской пресный источник с сильно меняющимся дебитом (по причине, обозначенной у 12).

17 — глубокий морской пресный источник, который может замутить морскую воду на известном пространстве, если поноры 9 и 10 усиленно поглощают воду из провала *P* и каналы сильно промываются».

На режим подземных вод в карсте, или на гидрографию карста, существуют различные воззрения, сводящиеся собственно к двум наиболее различным между собой представлениям.

Первое, выразителями которого являются в значительной степени Добре, Мартель и особенно Кейльгак и Катгер, заключается в том, что вода в карстовой породе циркулирует по отдельным трещинам и каналам, не образуя сплошного водного зеркала грунтовых вод. Это представление основывается на том, что в области карста наблюдаются источники, выходящие на разной высоте, причем на одной и той же высоте могут встречаться каналы с постоянными источниками, перемежающимися и даже не дающие источников. Наблюдаются даже такие случаи, что выше по склону имеется источник, а каналы, выходящие ниже по склону, не дают источников. Все это свидетельствует о случайной циркуляции воды по системе трещин и каналов, хотя и сообщающихся между собой, но не заполненных сплошной массой воды, т. е. залегание воды имеет характер отдельных подземных водотоков, а не сплошного водоносного слоя.

Представители другого течения, выразителем которого является Грунд, держатся того мнения, что в карстовых породах имеется кроме таких разрозненных или непостоянных подземных водотоков сплошной слой воды. Таким образом, по Грунду, в карсте имеется два типа вод: первые, которые можно назвать просачивающимися водами, поступают с поверхности в результате стекания атмосферных осадков или поглощения рек и ручьев и устремляются вниз по извилистым путям системы трещин и каналов в виде подземных водотоков, вторые образуют массу воды, заполняющую подобно грунтовым водам сплошь пустоты и трещины породы. Таким образом в карсте наблюдается как бы два этажа вод: верхний в виде водотоков, приуроченных к наиболее разработанным путям, не обладающим постоянством в отношении расхода и места выхода, и нижний в виде сплошного слоя типа грунтовых вод.

Воды верхнего этажа, получая питание от атмосферных осадков и от поглощения поверхностных вод, рек и ручьев, устремляются частью вглубь на соединение с массой грунтовых вод нижнего этажа, частью же направляются по наиболее разработанным каналам в сторону, где выходят в виде постоянных или перемежающихся источников на разной высоте. Воды нижнего этажа обладают постоянством и ниже уровня их могут давать лишь постоянные источники.

Обе теории, как Мартель — Катцера, так и Грунда, имеют свои доказательства и несомненно много способствовали выяснению гидрографии карста.

Знаком нашего карста А. А. Крубер, которому принадлежат многочисленные работы по карсту различных местностей СССР и особенно Крыма, склонен считать, что наличие воды в карсте в виде сплошного слоя типа грунтовых вод имеет место в мелком карсте, не разработавшем известковый массив на большую глубину, и в большинстве случаев глубокого карста, когда просачивающиеся воды достигают водоупорного слоя в толще или под толщей известковых пород. Выводы А. А. Крубера сводятся к следующему¹.

1. В карсте мелком несомненно существует грунтовая вода.
2. В большинстве случаев и в глубоком карсте может быть констатировано существование грунтовых вод, причем нормально грунтовые воды карста распределены над первым подстилающим известняк непроницаемым слоем.
3. Достижение просачивающейся водой непроницаемых пород, а следовательно и образование нормальных грунтовых вод, зависит в глубоком карсте: а) от мощности и однородности известняковой породы, б) от степени ее трещиноватости (следовательно и от интенсивности дислокационных процессов), в) от продолжительности процесса закарстования (является функцией времени) и г) от состава горной породы.
4. Слабая сторона теории Грунда заключается лишь в том, что он придал ей слишком большую универсальность, недостаточно обращая внимание на различия, вызываемые поименованными выше факторами.
5. В частности в глубоком карсте просачивающиеся воды в случае малой трещиноватости горной породы могут не достигнуть низшего для них гидростатического уровня, определяемого залеганием непроницаемых пород иного чем известняк состава, и тогда из серии слоев известняка менее трещиноватые определяют собою уровень грунтовых вод.
6. В случае неравномерной трещиноватости по соседству могут существовать независимые друг от друга режимы грунтовых вод и даже особые водотоки. Такое положение вещей свойственно однако более юному карсту, когда процесс закарстования начался недавно.
7. При рассмотрении вопроса необходимо также обращать внимание на химический состав известняков, причем при выветривании мергелистых и вообще не вполне чистых известняков проводящие воду трещины могут быть замкнуты продуктами разложения известняка, и правильность гидрографии нарушается. При этом глубинная циркуляция может даже заменяться поверхностной.
8. Различие в воззрениях Грунда и противников его теории в настоящее время не так велико вследствие уступок, сделанных обеими сторонами».

¹ Крубер А. А. Гидрография карста. Сборник в честь проф. Д. Н. Аучина, стр. 296, М. 1913.

Значительную часть разногласий в понимании гидрографии карста можно объяснить, во-первых, тем, что разные исследователи исходили в своих выводах из разных условий карстообразования и, во-вторых, недостаточно учитывались данные геотектоники и геоморфологии страны и истории ее развития.

Гидрографию карста необходимо изучать в сопоставлении с историей развития страны и ее геоморфологией, и только тогда можно прийти к правильным выводам относительно характера карста и его гидрографии.

Разберем некоторые основные положения.

1. Для развития карста необходимо наличие растворимых пород, доступных для проникновения в них воды по системе трещин. Таким образом трещиноватость породы есть одно из основных условий для разработки карста. Разработка каналов с поверхности в силу коррозионной и эрозионной деятельности поверхностных вод возможна для выработки карр и шпратт, но для образования внутренних каналов и пустот необходимо наличие трещин, по которым вода может проникать внутрь породы. Таким образом для выяснения карста надо иметь представление о трещиноватости породы. Зоны сильной трещиноватости будут подвержены скорейшему и наиболее интенсивному карстообразованию. Поэтому зоны выветривания или тектонического нарушения пород будут находиться в условиях более благоприятных развитию карста.

2. Если порода является сплошь трещиноватой, то создаются две зоны: верхняя — зона просачивания и дренирования поверхностными долинами и понижениями, и нижняя зона — сплошного залегания воды до водоупорного ложа типа грунтовых вод.

3. Для развития карста необходимо не только наличие в трещиноватой породе воды, но и условия, обеспечивающие движение этой воды с выносом продуктов выщелачивания породы. Поэтому в трещиноватых породах, в которых циркуляция воды не имела места и не происходит в настоящее время, нет оснований для развития карста, хотя бы в них содержалась вода и породы были легко растворимы.

4. Отсюда вытекает то следствие, что для карстообразования необходимы определенные геоморфологические условия, обеспечивающие циркуляцию вод, т. е. наличие области или зоны питания, области или зоны циркуляции и области выхода вод в виде источников. Если соотношение рельефа в настоящее время способствует такой циркуляции, то может происходить современное карстообразование — действующий карст. Если такие соотношения существовали раньше, но в настоящее время уже не имеют места, то карстообразование не получает дальнейшего развития, и мы имеем дело с пассивным карстом.

5. Условия карстообразования требуют следовательно определенных геоморфологических форм, и сама деятельность карстообразования тесно связана с геоморфологической историей страны. Факторами, обозначающими усиление циркуляции воды в трещиноватых и закарстованных уже породах, могут быть: а) углубление эрозионной сети, б) поднятие массивов карстующихся пород, в) тектонические явления, например сбросовые, обеспечивающие выведение карстовых пород на некоторую высоту. Во всех этих случаях возможно возникновение карста, а если он уже имел место, то омоложение и возобновление карстовой деятельности. Если, наоборот, рельеф карстового района сглаживается путем заполнения эрозионных долин или карстующийся массив подвержен опусканию, то карстообразование при известных гидрогеологических условиях

затухает в нижних зонах, в то время как в верхних может идти в сторону дальнейшей разработки существующего карста.

6. Таким образом в процессе карстообразования надо различать две фазы разработки массива карстующейся породы: вертикальной разработки, с углублением зоны коррозии, и горизонтальной разработки, с уширением существующих каналов и пещер.

7. Глубина карстообразования зависит от базиса карста, под которым надо понимать низший уровень, до которого возможна циркуляция воды в карстующейся породе. Если этот базис понижается, начинается дальнейшее углубление карста, если повышается — идет процесс лишь разработки карста в ширину, т. е. расширение каналов и пустот.

8. В трещиноватых породах процесс карстообразования может заходить значительно ниже базиса эрозии, поскольку в движении подземного потока могут участвовать и нижние части его, но чаще с уменьшенными скоростями, в силу чего процесс карстообразования ниже уровня базиса эрозии естественно затухает с глубиной и не может иметь того эффекта, который присущ зоне с большими скоростями выше базиса эрозии.

9. Если коррозия прорезала массив до водоупорного слоя или до базиса коррозии, то в основании карстового массива образуется зона сплошного заполнения (насыщения) породы типа грунтовых вод, как это указывается Грундом. К такому типу относится карст крымской Яйлы по южному побережью Крыма, где воды достигают водоупорного слоя глинистых сланцев. Если же коррозия захватила лишь верхние части массива, то возможно существование лишь самостоятельных подземных водотоков, описываемых Мартеlem и другими сторонниками этой теории карста.

10. В пределах зоны просачивания карстовые воды имеют характер подземных водотоков, которые могут соединяться между собой, но могут иметь и самостоятельное независимое существование в зависимости от направления этих потоков. Поэтому в склонах закарстованных пород могут быть источники в разных местах, на разной высоте. В пределах нижней зоны насыщения все потоки соединены в одно целое.

11. На основании всего ранее сказанного выяснение гидрографии карста требует выяснения истории формирования данной местности. Так например в известняках Самарской луки возможно существование глубокого, мало деятельного в настоящее время карста ниже уровня современной Волги, так как строение волжской долины указывает на наличие глубокой эрозионной ложбины, выработанной ранее и заполненной впоследствии аллювиальными отложениями. При более глубоком положении базиса коррозии карстовые процессы могли происходить в более глубоких слоях известняков и разработать их в большей или меньшей степени в зависимости от длительности этого периода и растворимости пород.

12. Возникает интересный вопрос: возможно ли образование карстовых пустот в артезианских водоносных горизонтах, в частности в горизонтах, залегающих на большой глубине под толщей других в том числе и водонепроницаемых пород, например в условиях Подмосковского артезианского бассейна. Наблюдения показывают, что по окраинам этого бассейна, например в области выхода каменноугольных известняков по северо-западной окраине в бассейне Верхней Волги и особенно в области выхода нижнекаменноугольных и верхнедевонских известняков по южной окраине, наблюдаются явления карста в местах пропикнове-

ния поверхностных вод. Что же касается самих водоносных горизонтов известняков, то при бурении скважин лишь в редких случаях наблюдались небольшие пустоты с провалом инструмента, что свидетельствует о том, что в пределах водоносных горизонтов карстообразование не имеет значительного развития. Это объясняется тем, что синклинальное положение слоев и отсутствие естественного дренажа затрудняют циркулирующую воду, имеющих слишком незначительные скорости движения, при которых вода скоро успевает насытиться растворимыми карбонатами и быть инертной в отношении выщелачивания породы.

Таким образом развитие карста требует значительных масс воды, циркулирующих по породе, причем поверхностные воды, просачивающиеся в карстующиеся породы, будучи достаточно мягкими и в то же время содержащими значительное количество углекислоты, обладают наибольшей корродирующей способностью в отношении известковых пород.

Одной из типичных и обширнейших карстовых областей Европейской части СССР является водораздел между р. Онегой и р. Северной Двиной к югу от Архангельска вдоль Северной ж. д., сложенный доломитизированными гипсовыми известняками верхнего карбона, прикрытыми небольшим слоем ледниковых отложений. Многочисленные воронки диаметром от 6 до 17 м и глубиной 4 — 8 м обыкновенно располагаются или скученно на определенном участке, или же вытянуты в линейном направлении, как бы намечая линии подземных потоков.

Среди провалных образований много озер, периодически наполняющихся водой и к осени обыкновенно высыхающих. На дне и в берегах таких озер в свою очередь имеются воронки, в которые уходит вода при таянии снега и во время дождей. Озера стоят в связи с воронкообразными провалами и имеют очевидно общий водный режим. По мере просачивания воды весной и во время дождей через воронки уровень карстовых вод поднимается, и соответственно этому держится вода в озерах. По мере понижения уровня карстовых вод озера постепенно беднеют водой, и воды в них к осени и в более сухие года исчезают совершенно. Некоторые речки района, как например Межудвор, Тихманчи, теряются на своем пути, поглощаясь закарстованными известняками. Базисом эрозии для карстовых вод водораздела являются повидимому Северная Двина и Онега, особенно Северная Двина, так как общий уклон каменноугольных известняков идет к востоку в сторону этой реки. Насколько глубоко заходит карст в толщу известняков ниже уровня Двины и Онеги, являющихся базисом эрозии для данной местности, неизвестно, но есть основание предполагать здесь пример карста с одним общим зеркалом карстовых вод, то дренируемых реками, то, наоборот, поглощающих поверхностный сток.

К карстовой области принадлежит крымская Яйла, т. е. то возвышенное поднимающееся к югу нагорье, которое обрывается к южному побережью Крыма. Яйла сложена известняками юрского возраста, лежащими на глинистых сланцах нижней юры или верхнего триаса. Местами известняки подстилаются песчаниками и конгломератами, в свою очередь также лежащими на глинистых сланцах. Известняки в силу присутствия им трещиноватости и развития карста являются сильно проницаемыми. Глинистые сланцы в массе водоупорны, и только в верхней выветрившейся части их по склонам южного побережья в них может скопляться и просачиваться вода, особенно если эта порода находится уже в смещен-

ном оползнями положении. Сама Яйла, т. е. возвышенная плоскогорная степная часть Крымских гор, совершенно безводна. Атмосферные осадки (за вычетом испарения) частью стекают в некоторые долины, частью же — и главным образом — поглощаются толщей известняков. По мере понижения по глубоким и узким ущельям появляются источники, воды которых собираются в потоки и даже реки, используемые для водоснабжения южного побережья Крыма и питающие многочисленные оползни. Еще ниже по высоте, при опускании в область залегания глинистых сланцев источники почти совершенно исчезают. Таким образом имеющиеся источники приурочены к определенным высотным отметкам, соответствующим в общем границе смены глинистых сланцев известняками. Водосносными горизонтами являются песчаники и конгломераты, лежащие в основании известняков, или же нижние слои самых трещиноватых известняков, если они лежат непосредственно на глинистых сланцах.

Карстовые явления на Яйле выражены воронками, а местами имеются и крупные понижения типа «польев». В верховьях и в берегах горных долин встречаются пещеры, как сухие, так иногда с вытекающей из них водой, а также периодически действующие источники типа воклюзских, как например источники Салгира, Биюк-Карасу, источники Черной речки. Исследователь крымского карста А. А. Крубер приводит пример речек, теряющихся на своем пути и снова появляющихся, как например речка Су-Учхан и Сobotкан, протекающая часть пути пещерой Харанлых-Хоба. Из сопоставления наблюдений над гидрологией крымского карста А. А. Крубер пришел к выводу, что крымский карст относится к типу мелкого карста и что залегание подземных вод в нем отвечает теории Грунда. Тем не менее имеются факты и противоречащие на первый взгляд этой теории, а именно — указанная речка Сobotкан течет в известняках на высоте, превосходящей уровень грунтовых вод карстовых известняков. Следует отметить при этом, что эта речка раньше чем воспользоваться пещерой Харанлых-Хоба протекала через пещеру Уэль-Хоба, расположенную по высоте метров на 40 выше. В настоящее время уровень реки опустился еще ниже, и только после сильных дождей избыток воды пользуется прежним руслом пещеры Харанлых-Хоба. Таким образом эта речка находится в стадии дальнейшего постепенного углубления своих путей и пока еще не достигла наинизшего уровня, соответствующего общему уровню грунтовых вод карста. Также в разрез с теорией грунтового характера вод карста стоит постоянный источник Суук-Су, находящийся на 174 м выше нормальных выходов грунтовых карстовых вод речки Черной, что может быть объяснено или наличием сбросовой трещины, или допущением обособленного карстового подземного потока, как это трактуют сторонники теории Мартеля и др.

Во всяком случае крымский карст является типичным в отношении своей гидрологии. Карстовые воды Яйлы достигают, как правило, постоянного горизонта грунтовых вод в основании известняков на водоупорном ложе глинистых сланцев, дающих источники, приуроченные к определенному уровню. Отдельные же карстовые потоки существуют в толще известняков и выше и повидимому находятся в стадии дальнейшей разработки и углубления.

Одним из интересных районов карстовых образований является район, расположенный к югу от г. Тулы в виде полосы, прерывистой, но в общем дугообразной формы. Эта полоса совпадает примерно с южной границей развития известняков нижнего карбона (известняки с Productus

tus giganteus и так называемые стигмариевы известняки глинистой толщи). Карстовые явления в этой области выражены в виде крупных провальных воронок и озер, располагающихся в виде цепочки или сосредоточенных в определенном месте. Некоторые из этих провалов произошли на памяти людей, например провал 1854 г. в казенном лесу, так называемом «Засека», в 15 км к югу от г. Тулы и 7—6 км на восток от Ясной Поляны, а также провал 1881 г. в окрестностях с. Дедилова, и сопровождались значительным гулом и сотрясением почвы. Глубина провалов достигает иногда 20 м и более. Многие из провалов превратились в озера или болота.

Несмотря на обширную литературу по тульским провальным образованиям еще со времен Абиха, обследовавшего провальные образования к югу от Тулы, нельзя считать твердо установленным, происходит ли образование провалов этого района от выщелачивания известняков нижнего карбона или же от выщелачивания нижележащих известняков (упинского горизонта карбона или известняков верхнего девона). Гидрология этих провальных образований также остается невыясненной.

Южнее этой полосы провальных образований в пределах той же б. Тульской губернии, в области развития уже верхнедевонских отложений, А. С. Козменко изучены карстовые явления, пользующиеся большим распространением и имеющие особо важное значение в гидрологии этой местности. Провальные образования этой местности (водораздел Оки и Дона) встречаются главным образом в верховьях балок (лощин) как по дну их, так и по склонам. Из различных типов провальных явлений можно отметить:

1. «Ямы» — с отвесными стенками, диаметром от нескольких сантиметров до 2—3 м и глубиной от 1 до 2—4 м.

2. «Провальные воронки» — чашеобразной формы, диаметром от 1 до 2 м, а иногда до 80 м, мелкие блюдцеобразные и более глубокие, до 2 и более метров. На дне воронок иногда встречаются дыры с отвесными стенками.

Ямы и воронки чаще всего бывают сухими, заросшими сочной растительностью, но бывают и с водой.

3. «Береговые вдавления» — в виде углублений или прогибов берегов.

Карстовые образования приурочены к выходам верхнедевонских известняков и доломитов, среди которых некоторые слои обладают водопроницаемостью, как например ноздреватые доломиты или рыхлые доломитизированные известняки и песчанистые мергеля, особенно легко растворимые. Карст проявляется там, где эти породы залегают особенно близко к дневной поверхности, например по большим долинам; на водоразделах, покрытых мощной толщей четвертичных отложений, предохраняющих девон от просачивания воды, явлений провалов не обнаруживается. А. С. Козменко приписывает карстовым ямам и воронкам провальное происхождение за счет обрушения кровли пустот, образующихся при циркуляции воды в известняках. Доказательством этого является наличие пустот в известняках, обнаруживаемое при бурении скважин; так например при бурении в г. Новосиле была обнаружена пустота высотой в 1 м.

Провальные ямы и воронки чаще встречаются в залесенных балках и в местностях, бывших под лесом. Влияние леса объясняется тем, что воды поверхностного стока, дождевые и весенние талые, задерживаются

лесной растительностью и лесной подстилкой и имеют больше шансов просачиваться внутрь почвы, к тому же обогащаются углекислотой, повышающей, как известно, растворимость известняков.

Все эти провальные образования обладают способностью поглощать поверхностные воды, если только они не подверглись последующему заилению.

А. С. Козменко установил положительную роль карстовых ям и воронок в гидрологии лесостепной области. Поглощая воды весеннего снеготаяния и летних и осенних паводков, карстовые воронки пополняют тем самым водоносный горизонт верхнего девона, который при крайнем недостатке вод в районе может служить важнейшим источником водоснабжения при помощи буровых скважин и колодцев. Кроме того, задерживая поверхностный сток, карст предупреждает размыв берегов и дна балок и вместе с тем занос лугов по балочным и речным долинам. Уничтожение леса по балкам нарушает режим стока и способствует размыву, заилению воронок и потере воды из района за счет поверхностного стока. Отрицательной стороной карста в народном хозяйстве данной местности является то, что по балкам с развитыми поглощающими воронками невозможно устройство водозадерживающих запруд (прудов).

Карстовые явления в пределах Самарской луки подверглись особенно подробному исследованию в связи с проектом устройства плотины на Волге в верховом (северном) отрезке луки. Вопрос карста представляет в данном случае не только теоретический интерес, но и практическое значение в смысле фильтрации воды из будущего водохранилища в сторону нижнего бьефа и тем самым в смысле усиления карстовых процессов, могущих вредно отразиться на устойчивости сооружений, расположенных или примыкающих к коренным пермским и каменноугольным известнякам, слагающим массив Самарской луки.

А. С. Барков дает следующее сжатое изложение выводов по изучению карста в этом районе:¹

«1. Исследованиями 1930 и 1931 гг. установлено широкое распространение карстовых явлений как на Самарской луке и Волго-Усинском водоразделе, так и на левобережье Волги в районе Сокольных гор. Вся эта область в большей или меньшей степени затронута карстовыми процессами.

2. Условиями, вызывающими эти процессы, являются литологический состав и физические свойства коренных пород и их трещиноватость, обуславливающая вертикальное движение вод. Проявления карста приурочены к известнякам, доломитизированным известнякам и доломитам карбона и перми, слагающим весь массив Самарской луки и Сокольных гор, поскольку они, залегая близко к поверхности, подвергаются химическим и механическим процессам выветривания.

3. Плащ юрских отложений, прикрывающий в центральном районе Самарской луки палеозойские породы, задерживает развитие карстовых явлений в том случае, когда он обладает значительной мощностью и сложен, хотя бы частично, плотными породами. В местах же, где покров юрских отложений утоньшен или представлен рыхлыми породами (байосбатские пески), развитие карстовых явлений не только не приостанавливается, но повидимому даже усиливается.

4. Палеозойские породы данного района характеризуются хорошо

¹ Тезисы докладов I Всесоюзного гидрогеологического съезда.

данном отношении является Волго-Усинский водораздел, сложенный пермскими породами, менее устойчивыми в отношении растворимости, и характеризующийся сильным развитием явлений древнего карста».

Описанные карстовые образования Самарской луки приурочены глазным образом к более высоким частям этого массива и притом главным образом к известнякам пермской системы. Нижняя часть массива на основании имеющихся исследований менее подвержена карсту. Вся верхнюю зону известняков с сильно развитым карстом можно считать зоной поглощения. Вместе с тем в нижней части массива встречены воды типа грунтовых, образующие сплошное зеркало. Изучение этого зеркала показало наличие водораздела грунтовых вод, от которого они падают как к северу, в сторону северного отрезка Волги, так и к югу, в сторону Волги, омывающей Самарскую луку с юга. Такое положение зеркала грунтовых вод в известняках свидетельствует о том, что питание грунтового потока связано в значительной степени с поступлением воды сверху через зону поглощения, и повидному движение потока за счет проникновения воды из северного отрезка Волги не имеет исключительно большого значения.

Очень богаты карстовыми явлениями западные предгорья Урала. Геологами Г. Я. Житомировым, И. Т. Гроховским и инж. Я. М. Самойловым в бассейне р. Вишеры обследована обширная площадь известняков, богатая карстовыми воронками. Карстовому процессу подвергнуты здесь известняки всех возрастов, от верхнего карбона до силура, больше же всего каменноугольные известняки. На площади 500 км² между дер. Писаной и Усть-Улса было зарегистрировано до 2 000 воронок. Диаметр воронок различный, чаще всего от 5 до 20 м, глубина иногда достигает 20 м, но чаще неглубокие 1—3—10 м. Большинство воронок принадлежит к типу размытых, а не провальных.

Н. К. Тихомировым, подробно обследовавшим карст в районе р. Чусовой, отмечается, что наибольшей закарстованностью отличаются девонские и каменноугольные известняки и доломиты, испытавшие тектонические нарушения, причем окремнелость известняков повышает их сопротивление растворяющему действию воды. Выходы карстовых вод в берегах приурочены к нижней части их, к отметкам от 1,5 до 7,0 м по отношению к меженному уровню реки. Н. К. Тихомиров высказывает предположение, что развитие карста шло параллельно формированию долины р. Чусовой, где воды в результате длительной корродирующей работы постепенно понижались за естественным базисом эрозии р. Чусовой. Карстовые воды повидному достигли предельного уровня и имеют один более или менее выраженный водный горизонт, хотя выходы воды приурочены к несвязанным между собой трещинам. В период дождей карстовые источники сильно увеличивают свой дебит, причем вода их иногда становится грязной, что свидетельствует об интенсивности процесса просачивания вод и дальнейшего движения по карстовым каналам.

В области развития пермских гипсоносных пород обычны также явления карста в результате выщелачивания гипса. Так по левому берегу р. Оки в районе с. Желнино и г. Дзержинска довольно обычны воронки на современной и древней пойменной террасах, сложенных песчаными отложениями, лежащими непосредственно на гипсе. Гидрография гипсового карста остается еще очень мало выясненной.

Совершенно своеобразное явление представляет так называемый глиняный карст, проявляющийся в рыхлых гипсоносных и вообще соленосных породах. Глиняный карст встречается во многих местах Сред-

ней Азии, например по Копет-Дагу и в других местах. Интересный пример глиняного карста наблюдается в долине р. Куры в Закавказье у с. Мингечаур. Склоны хребта Боз-Даг, пересеченного рекой, покрыты узкими воронками и дырами, в которые уходит дождевая вода. Породами, подвергающимися карсту, являются дислоцированные глины и песчаники ашшеронского возраста, причем гипс содержится в глинах лишь в рассеянном состоянии. Воронки и дыры имеют вид прососов. Повидимому каналы, являющиеся продолжением воронок, не сообщаются между собой. Воронки приурочены к верхним и средним частям склонов, где глины подвергаются наибольшему выветриванию и растрескиванию. В русле же реки даже под водой явлений карста не наблюдается. Карст подобного рода является безводным и разрабатывается лишь при участии дождевых вод. В разработке его играет роль не только выщелачивание гипса проникающей по трещинам водой, но и изменение физических свойств глин при выщелачивании гипса.

Что касается образования блюдца, развитых в степных областях, то наиболее вероятной причиной является выщелачивание солей и постепенное оседание грунта. Степные грунты и почвы содержат значительное количество углекислых солей, а в южных и юго-восточных степях также гипса и хлористого натрия. Количество всех воднорастворимых солей достигает иногда 10—20%. Естественно, что при выщелачивании такого количества солей объем грунта уменьшался и происходила его осадка.

Процессу образования западин способствовала некоторая неровность первоначальной поверхности степи. Воды стекали в малейшие понижения, как бы они ни были малы и не оформлены. В этих неровностях в силу большой влажности могла постепенно завоевать себе место и более мощная растительность: последняя, оставляя на зиму более высокие стебли, способствовала в данных местах большому скоплению снега. Таким образом совершался мало заметный, но очень длительный процесс постоянного преимущественного увлажнения одних пятен степи перед другими. Застаивающаяся влага проникала вглубь, увлажняла почву и постепенно профильтровывалась вглубь, питая собой верховодку и грунтовые воды и унося с собой из пройденного грунта растворимые соли. В результате на этих пятнах постоянного и преимущественного увлажнения грунт выщелачивался и оседал, что способствовало дальнейшему выщелачиванию и оседанию, пока не образовалось блюдце.

Особый характер имеют так называемые просадки — оседания лессовидных и пролювиальных пористых суглинков при промачивании их водой. Причиной их является главным образом уменьшение пористости и уплотнение грунта.

21

Подземные воды в условиях вечной мерзлоты

Изучение подземных вод в условиях вечной мерзлоты возможно только в связи с изучением динамики самого явления вечной мерзлоты. В этом случае вечную мерзлоту не приходится рассматривать только как постоянный слой вечномерзлой почвы, отделяющий земную поверхность от нижележащего пояса постоянной температуры. Хотя и можно считать слой

мерзлого грунта непроницаемым, тем не менее поверхность земли имеет сообщение с подмерзлотным слоем. Наличие таликов, наличие выходов источников подземных вод свидетельствует о том, что вечная мерзлота не является совершенно непроницаемой изоляцией для поверхностных и подземных вод. Наблюдения показывают, что подземные и поверхностные воды находят себе пути для движения через мерзлый грунт. М. И. Сумгин и другие считают, что воды, просачивающиеся через мерзлый грунт, имеют жильный характер, подобно водам в трещиноватых и карстовых породах.

К особенностям водного режима в грунтах надо отнести также способность воды в капиллярах грунта к переохлаждению. Более детальные наблюдения над температурой в мерзлоте показывают, что вода в некоторых случаях остается еще жидкой и способной к движению при температурах несколько ниже нуля.

Характерной особенностью водного режима районов вечной мерзлоты надо считать три главных сочетания различных видов воды:

1. Воды, находящиеся в жидкой фазе. Сюда относятся непромерзающие воды крупных рек и подземные воды водоносных горизонтов, лежащих ниже слоя вечной мерзлоты.

2. Вода, находящаяся в твердой фазе, т. е. устойчивый слой вечной мерзлоты.

3. Воды, переходящие из одной фазы в другую, т. е. из твердой в жидкую и обратно. Сюда относятся воды небольших речек, промерзающих в зимнее время до дна, замерзающие выходы источников и воды деятельного слоя, замерзающие зимой и оттаивающие летом.

Режим речного стока в районах вечной мерзлоты отражает на себе своеобразные условия питания рек. В этом отношении реки Западной Сибири: Обь и ее крупные притоки, находятся в иных условиях, чем реки Восточной Сибири и Дальнего востока: Лена, Амур и др. Первые имеют область своего питания в значительной мере вне района вечной мерзлоты, тогда как вторые почти полностью располагаются в области вечной мерзлоты. Енисей занимает промежуточное положение. Это различие сказывается на характере рек. Реки Западной Сибири отличаются высокими весенними паводками и сравнительно высоким горизонтом летнего уровня в силу обеспеченности проникновения осадков в грунт и равномерного грунтового питания, тогда как реки Восточной Сибири отличаются небольшими весенними паводками и резким колебанием уровня летом в связи с выпадением летних осадков, которые не могут просачиваться через слой мерзлоты и быстро стекают в реки. Другой особенностью рек в районах вечной мерзлоты является их значительное промерзание.

На крупных реках, каковы Лена, Енисей и их крупные притоки, течение воды обеспечено в течение всего года. В мелких же речках наблюдается иногда промерзание воды на значительную глубину, а иногда и промерзание ее до дна. В каждой реке, протекающей по рыхлым проницаемым породам, существует параллельно поверхностному потоку подземный поток в наносах. Иногда промерзание проникает даже в толщу наносов и захватывает часть подземного потока.

Надо заметить, что полное промерзание воды в речном русле возможно только иногда, когда расход ее становится ничтожным. Согласно исследованиям инж. Подьяконова по мере образования толстого слоя льда сечение речного потока суживается и он под покровом льда, как под водопроницаемым слоем, получает напор. В силу этого ледяной покров,

испытывая давление, выпирает, в нем образуются трещины, и жидкая вода может выступать под напором на поверхность. Выступая на поверхность при температурах воздуха, зимой доходящих до -30° и даже -50° , вода смерзается и образует натечное образование льда, так называемые наледы. Наледи имеют в разрезе слоистое строение, иногда переслаиваются с снегом, если вода разливалась по снегу или в перерыве между истечением воды из-под льда выпал снег. Такие наледы часто образуются у берегов на контакте смерзшегося деятельного слоя берега с ледяным покровом реки. В этих случаях в наледь может попадать некоторое количество песка, поднимаемого напорной водой. Так как напор распространяется и на грунтовые воды в аллювиальной террасе, также открытые сверху мерзлым грунтом, то грунтовые воды также могут вызвать деформацию мерзлого слоя и выливаться на поверхность на террасе, образуя также наледы.

Подземные воды в области вечной мерзлоты, по Н. И. Толстихину, можно подразделить на три вертикальные зоны: 1) надмерзлотные воды; 2) межмерзлотные воды и 3) подмерзлотные воды.

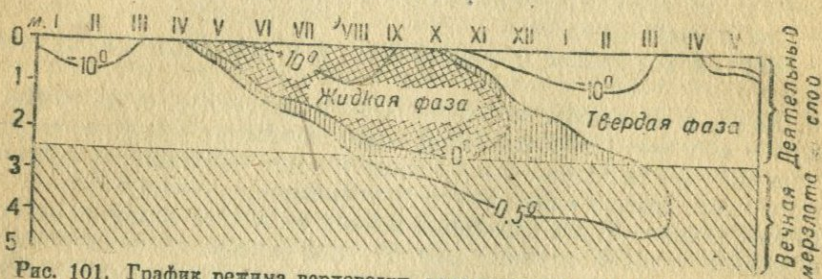


Рис. 101. График режима верховодки надмерзлотного слоя (схематизированный чертеж по И. Д. Белокрылову, заимствованный из статьи Н. И. Толстихина).

Надмерзлотные воды находятся в пределах «деятельного» слоя вечной мерзлоты. Залегая в верхних слоях, они принадлежат к типу грунтовых, а по своему непостоянству во времени и в залегании могут быть отнесены к типу верховодки. Питание их происходит за счет оттаивания деятельного слоя, за счет выпадения атмосферных осадков и местами от поверхностного стока. В течение приблизительно полугодия (для Забайкалья) — от половины апреля до половины октября — надмерзлотные воды находятся в жидком состоянии и служат для питания растений и хозяйственного использования, а в течение остальной части года переходят в мерзлое состояние. Этот переход из твердого состояния в жидкое и обратно происходит в глубину постепенно, как можно видеть по схеме Н. И. Толстихина (рис. 101). Осенью переохлажденная до $-0,5^{\circ}$ вода смерзается, причем при переходе в твердое состояние и увеличении объема иногда в грунте образуются трещины, и часть воды может выливаться на поверхность.

Межмерзлотные воды приурочены к таликам, встречающимся в толще вечной мерзлоты. Межмерзлотные воды могут соединяться как с надмерзлотными, так и подмерзлотными водами, и сами талики по видимому в значительной мере обусловлены циркуляцией более теплых подземных вод.

Подмерзлотные воды залегают ниже слоя вечной мерзлоты, обычно в коренных породах, реже в аллювиальных наносах большой мощности,

вообще же в зоне постоянной и притом положительной температуры. Они находятся только в жидкой фазе. Подмерзлотные воды могут быть как пластовыми, так и трещинными, приуроченными к тектоническим трещинам. В последнем случае они могут давать минеральные и даже термальные источники. Водоснабжение некоторых селений и железных дорог основано на постоянных подмерзлотных водоносных горизонтах.

Вечная мерзлота создает затруднение для выхода подземных вод и образования источников. Ориентация склонов оказывает в этом отношении значительное влияние. Н. И. Толстихиным приводятся данные для 120 источников, обследованных в одном районе Забайкалья, из которых только 7% приурочены к подножию северного, северо-западного и северо-восточного склонов, к южному склону приурочены 32%, к юго-западу 13%, к юго-востоку 12%, у западных и восточных склонов 21% и на дне долины независимо от склона 15%. Таким образом если водоносная трещина, говорит Н. И. Толстихин, пересекает долину широтного направления, то 78% в пользу того, что источник может появиться у подножья склона, обращенного на юг.

Подземные воды, проникая в верхние слои земли, вносят свой термический режим. Можно предполагать, что талики, чередующиеся с вечномерзлым грунтом, часто представляют собой водонесные горизонты с достаточным расходом подземного потока и более или менее постоянной температурой. Покуда температура подземного потока обеспечивает его жидкую фазу, он будет существовать как поток, но воспринимая от окружающей мерзлоты низкие температуры, он должен смерзаться и, закрывая сечение потока, создает напор воды, который при достаточной величине давления может вызвать разрыв вышележащего мерзлого слоя, и поток изливается в надмерзлотную зону или же образует источник с наледями.

Источники в области вечной мерзлоты за исключением может быть крайних северных районов, например Новосибирских островов, имеются в достаточно большом количестве. Во многих случаях они участвуют в питании рек. Например по Зее в рай. не устья р. Тока имеются ключи, выбивающие со дна реки, причем в зимнее время на льду в местах выходов ключей получают отверстия и полыньи, не замерзающие всю зиму.

В зависимости от промерзания зимой некоторые источники меняют место своего выхода и появляются на другой год рядом в другом месте.

В Восточной Сибири, Якутской АССР и на Дальнем Востоке имеется немало минеральных источников и термальных источников иногда с высокой температурой до 70—75°.

Выходы источников обыкновенно сопровождаются «наледями», т. е. натечными накоплениями льда, образующегося зимой при смывании потока, и буграми. Бугры имеют размеры от 5 до 30 м в диаметре и до 1—2 м высоты. Бугры эти являются подпочвенными наледями. Образование таких бугров происходит зимой. Н. И. Толстихин следующим образом описывает это явление¹:

«Промороженный зимними холодами слой почвы под влиянием гидростатического, а в некоторых случаях и гидродинамического давления со стороны притекающих подземных вод и свойственной мерзлоту грунту пластичности приподнимается. Вода скапливается в виде линзы и продолжает расширять возникшее пространство в сторону и вверх. Слой

¹ Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. «Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты». Академия наук, т. I, 1932.

воды, непосредственно прилегающий к замороженной почве, кристаллизуется в лед. Последний, будучи пластичным, продолжает вместе с мерзлой почвой приподниматься под напором воды. Так постепенно возникает бугор, представляющий собой как бы опрокинутый ледяной колпак, в строении которого принимают участие замороженная почва, под нею — лед, глубже — водяная линза. Рост бугра постепенно замедляется и приостанавливается тогда, когда сопротивление возникшего образования становится больше напора воды. Тогда вода ищет выход в другом месте. По соседству с этим бугром возникает другой, третий и т. д.

По данным неоднократной разведки бугров Н. И. Обидина, обнаружено следующее их строение, начиная с поверхности:

Торф или торфянистая почва до	0,6 м
Галечники с глинистым песком	0,40—0,50 м
Лед	0,70—1,50 м
Вода	3,35 м

При возникновении бугра нередко происходят разрывы почвы и льда. По образовавшимся трещинам вода изливается на поверхность подобно лавовым потокам и, застывая, образует надземные наледи. Ширина таких трещин доходит до 20—50 см, длина достигает несколько десятков метров. Трещины ориентированы вдоль длинной оси бугра, кроме них возникают трещины и других направлений. Нередко трещина пересекает не только бугор, но и прилегающую к нему местность. Так как по трещине выбрасывается вода, которая впоследствии замерзает, то рано весной в трещинах можно обнаружить ледяные дайки.

К осени бугры постепенно оседают вследствие таяния заключенного в их ядре льда, и развитие бугра на этом заканчивается. В отдельных случаях протаивание бугра проходит настолько быстро, что заключенная в нем вода прорывает почву и лед и выливается, вынося песок, щебень, гравий и т. п., забрасывая участки в несколько десятков квадратных метров. После излияния просадка бугра идет еще быстрее. Как видно из вышеизложенного, жизнь таких бугров недолговечна — один-два года.

Кроме таких бугров «однолеток», как их называет Н. И. Толстихин, в Забайкалье встречаются крупные бугры высотой до 10 м и до 80 м в поперечнике, существующие многие годы. Отличие их от малых бугров в том, что в формировании их участвует уже не верховодка надмерзлотного слоя, но более глубокие водоносные межмерзлотные горизонты таликов. При прогревании летним солнцем на вершине бугра появляются трещины сначала широтного направления, затем радиальные и наконец концентрические. В результате последних вершина бугра оседает и на ее месте образуется блюдце иногда с водой. Такие бугры в Якутии называются «булгуньяхи», а Н. И. Толстихин предлагает называть их «гидролакколитами» по сходству явления с выпиранием поверхностных слоев земли магмой, которая в данном случае соответствует воде с ее гидростатическим и гидродинамическим напором.

Гидролакколиты и их изучение, по Н. И. Толстихину, могут иметь следующее практическое значение¹:

«1. Они являются источниками воды, своеобразными подземными законсервированными холодами ее скоплениями, запасами. Родниковые озера используются населением для мочки льна и других надобностей. Родники, вытекающие из воронок, — для питья.

¹ Там же, стр. 49.

2. Они являются источниками льда. Население отчасти использует и это свойство, вырывая ямы для хранения скоропортящихся продуктов (мясо, молоко) во время полевых работ или выбирая лед для своих надобностей. Выпустив из высокого гидролакколита воду, можно использовать его в качестве естественного ледника.

3. В некоторых более крупных озерах повидимому можно организовать мелкое рыбное хозяйство чисто местного значения.

4. Для поисков и разведок на воду гидролакколиты вместе с родниковыми буграми являются индикаторами на присутствие водоносной трещины, пласта и на талик в вечной мерзлоте.

5. При геологическом картировании и разведочных работах на другие полезные ископаемые они могут помочь в прослеживании тектонических трещин или водоносных пластов определенного стратиграфического значения.

6. Наконец они являются грозным предостережением строителю на неустойчивость и непригодность данного участка для сооружений.

7. В заключение следует отметить, что много вопросов о жизни и строении гидролакколитов остается неясным, и необходимо подтвердить их дальнейшему всестороннему изучению.

Изучение гидрогеологии вечномерзлых районов имеет большое значение для различного рода строительства на вечной мерзлоте. Изменение состояния грунта при переходе его из твердого мерзлого в мягкий насыщенный водой и изменение объема грунта насыщенного водой при замерзании и оттаивании ведет к различным деформациям и даже разрушению зданий. Увеличение объема при замерзании влажного деятельного слоя ведет к выпучиванию грунта, в силу которого деревянные сваи и опоры мостов выпирает кверху, мосты перекашиваются, на дорогах появляются пучины, фундаменты и стены зданий от попеременного влияния напряжений, создающихся при смерзании и прекращающихся при оттаивании, дают трещины и т. д. Кроме того здания, создавая в своем основании иной термический режим поверхностного слоя, вызывают часто появление воды в подвалах, а иногда и в самих зданиях и образование наледей. Особенно страдают отапливаемые здания и стены, обращенные к югу, по которым прогревание может распространяться вглубь, в силу чего грунт оттаивает и переходит в состояние размягченной или даже разжиженной массы.

Главнейшая литература:

1. Львов А. Г. Поиски и испытания источников водоснабжения на западной части Амурской ж. д. в условиях вечной мерзлоты почвы. Иркутск 1916.
2. Подьяконов С. Я. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения. «Изв. Росс. геогр. о-ва», т. XXXIX, вып. IV, 1903.
3. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Владивосток 1927.
4. Сумгин М. И. Вечная мерзлота. Издание Академии наук, 1931.
5. Шостакович В. В. Вечная мерзлота. «Природа», май—июнь 1916.
6. Вечная мерзлота. Сборник Академии наук, 1930.
7. Труды комиссии по изучению вечной мерзлоты. Академия наук, т. I, 1932.
8. Недра Советской Азии. Подземные воды. Сборник, 1932.
9. Пархоменко С. Программы для изучения явлений, связанных с мерзлотой почв и грунтов. 1932.

Напорные воды

Напорные воды ограничены водонепроницаемыми породами как с лежачего, так и с висячего бока и находятся под давлением, в силу которого могут подниматься при вскрытии их на некоторую высоту.

По условиям своего залегания напорные воды делятся на две различные группы:

пластовые напорные или артезианские воды,
трещинные напорные воды.

Первые приурочены к водонепроницаемым слоям, перекрытым снизу и сверху водонепроницаемыми слоями. Водоносной породой может быть любая проницаемая порода, например пески, трещиноватые известняки, песчаники и т. п., залегающая в виде пласта в серии других напластований.

Вторые — трещинные воды — заполняют трещины в земной коре. Трещины эти могут пересекать различные слои и разные породы. Вода заполняет или пустые, незаполненные трещины, или трещины, заполненные проницаемым материалом, например продуктами механического разрушения пород, сопровождающего образование тектонических, например сбросовых, трещин, или продуктами выветривания. Иногда трещины частично заполнены продуктами гидрохимического происхождения.

Трещинные воды могут иметь совершенно самостоятельное значение или же находиться в связи с пластовыми водами, если трещины пересекают на своем пути водоносные слои.

Артезианские воды

Артезианские воды получили свое название от провинции Артуа (древнее латинское название — Артезия) во Франции, где самоизливающиеся напорные воды и их эксплуатация известны были с XII в.

Условия залегания артезианских вод всецело определяются геологическим строением местности и вне геологии рассматриваться и изучаться не могут. Три главнейших геологических момента определяют залегание артезианских вод: литология, определяющая пористость и водонепроницаемость пород, стратиграфия, определяющая последовательность напластования и в том числе чередование водонепроницаемых и водонепроницаемых пород, и тектоника, определяющая положение пластов. Условия же питания артезианских вод кроме геологического строения зависят от общих гидрологических условий и климата.

Так как сочетание геологических условий может быть очень различным, то и примеры залегания артезианских вод очень разнообразны.

Классическим и наиболее распространенным типом залегания артезианских вод является синклиналиное мульдобразное залегание слоев, содержащих водоносный пласт.

На прилагаемом рис. 102 слой abc — $a_1b_1c_1$ — артезианский, водоносный, abc — граница водоносного слоя с вышележащим водонепроницаемым, или кровля артезианского слоя, $a_1b_1c_1$ — граница с нижележащим водоупорным слоем. Расстояние ac ограничивает в данном разрезе площадь распространения артезианских вод. Участки aa_1 и cc_1 — области

выхода данного водоносного слоя на дневную поверхность. Участок aa_1 и справа участок cc_1d — области питания данного водоносного слоя, причем в последнем участке весь участок cc_1d есть область питания, а участок cc_1 — собственно область поглощения, т. е. непосредственного поступления воды с поверхности в проницаемую породу водоносного слоя.

Вода в водоносном слое находится «под напором», т. е. под давлением воды, заполняющей этот пласт до уровня ac . Плоскость, проходящая через эти точки a и c , определяет высоту гидростатического уровня или напора воды в данном пласте. Этот уровень называют также пьезометрическим уровнем, и линия ac называется линией напора.

Если в точке 1 пробурить скважину до водоносного слоя, то вода под напором поднимется по трубе и будет бить фонтаном или по крайней мере переливаться через край трубы.

Такие скважины носят название фонтанирующих, а воды называются самоизливающимися. Если на данную скважину нарастить трубы, то вода поднимется по ним до уровня, близкого к пьезометрическому уровню ac .

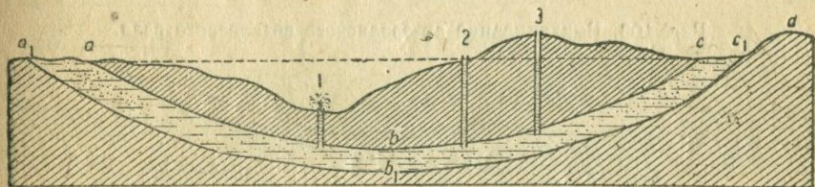


Рис. 102. Мульдообразное залегание артезианских вод.

Если же скважину пробурить на более высоком месте, например в точке 2, (рис. 102) то вода в ней также поднимется и установится приблизительно на уровне земли, с которым пьезометрический уровень в данном месте совпадает.

Наконец если скважину заложить на еще более высоком месте, например в точке 3, то вода в трубах также поднимется, но не достигнет уровня земли и остановится на некоторой глубине от поверхности, именно на уровне пересечения этой скважины линией напора.

Уровень воды, высота которого превосходит уровень земли, принято называть положительным, а если его высота не достигнет поверхности земли, то отрицательным. Совершенно ясно, что один и тот же водоносный артезианский горизонт может обусловить скважины как с положительным, так и с отрицательным уровнем по отношению к поверхности земли, что зависит от рельефа местности и высотного положения пункта заложения скважины. Таким образом понятия «положительный» и «отрицательный» уровень имеют только относительный характер.

Встречаются иногда определения артезианских вод как таких напорных вод, пьезометрический уровень которых превышает поверхность земли, т. е. артезианскими называют только самоизливающиеся воды. Такое определение следует считать неправильным, как видно из предыдущих пояснений, так как воды одного и того же слоя могут в одних ус-

ловиях рельефа и соотношения места скважины с областью питания быть самоизливающимися, а в других — не быть таковыми.

Кроме того наличие источников или нескольких эксплуатационных скважин может вызвать то положительный, то отрицательный уровень даже в одной и той же скважине, в зависимости от различной интенсивности эксплуатации воды из соседних скважин в разное время. Поэтому приведенное выше определение ставило бы данное понятие в зависимость не от природных и постоянных свойств водоносного слоя, а от местных и случайных условий.

Следует различать термины: уровень и напор. Пьезометрический уровень следует определять в высотных отметках абсолютных, т. е. по отношению к уровню моря, или в условных, отнесенных к какой-либо условно взятой горизонтальной плоскости. Напор же измеряется высотой давления или высотой столба воды от кровли водоносного слоя до пьезометрического уровня.

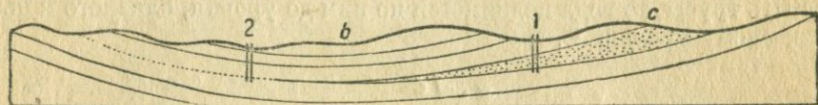


Рис. 103. Выклинивание артезианского водоносного слоя.

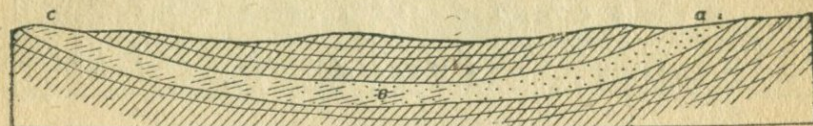


Рис. 104. Фацциальное изменение водоносного артезианского слоя.

Второй пример артезианских вод может иметь место также при мульдообразном залегании слоя, но при этом водоносный пласт, выходящий на дневную поверхность в одном крыле мульды, к середине ее выклинивается (рис. 103). В этом случае артезианский горизонт имеет более ограниченное распространение, а именно от *b* до *c*, и скважины, заложенные вправо от точки *b* (скв. 1), обнаружат напорные воды, тогда как скважины, расположенные влево точки *b* (скв. 2), воды не обнаружат. Таким образом, при изучении артезианских водоносных горизонтов требуется очень обстоятельное и тщательное изучение стратиграфии как всей свиты напластований, так и условий залегания каждого слоя в отдельности.

Третий пример (рис. 104) имеет большое сходство с предыдущим, именно, когда водоносный слой на своем протяжении в мульде претерпевает изменение фацциального характера, например из песчаного (*ab*) постепенно переходит в глинистый (*bc*), т. е. водопроницаемость его уменьшается и слой переходит в водонепроницаемый.

Четвертый пример можно привести для артезианского слоя, участвующего в моноклинальном залегании свиты напластований. В этом случае (рис. 105) область питания артезианского слоя прослеживается только в месте восстания пластов с одной стороны. В этом случае пьезометрический уровень может быть горизонтальным или наклонным как в сторону падения, так и в сторону восстания пласта. Напор же обыкновенно возрастает по мере углубления пласта.

Под случай моноклинального залегания пластов на некотором протяжении можно подвести случаи: флексур, крыльев антиклиналей и синклиналей, когда продолжение изгиба пластов остается непрослеженным и неизвестным.

Вообще надо заметить, что условия залегания артезианских водоносных горизонтов могут быть так же сложны, как и условия залегания самих слоев.

Если в толще осадочных напластований имеется не один, а несколько водоносных горизонтов, чередующихся с водонепроницаемыми слоями, то получится э т а ж н о е расположение водоносных горизонтов. Напор и пьезометрический уровень их будут зависеть от области выходов

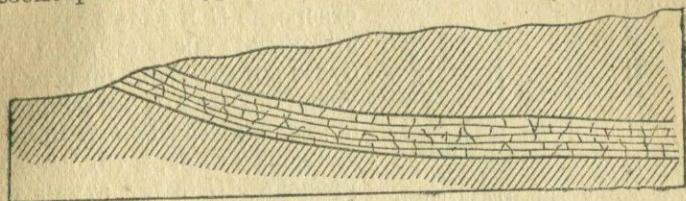


Рис. 105. Моноклиналиное залегание водоносного слоя.

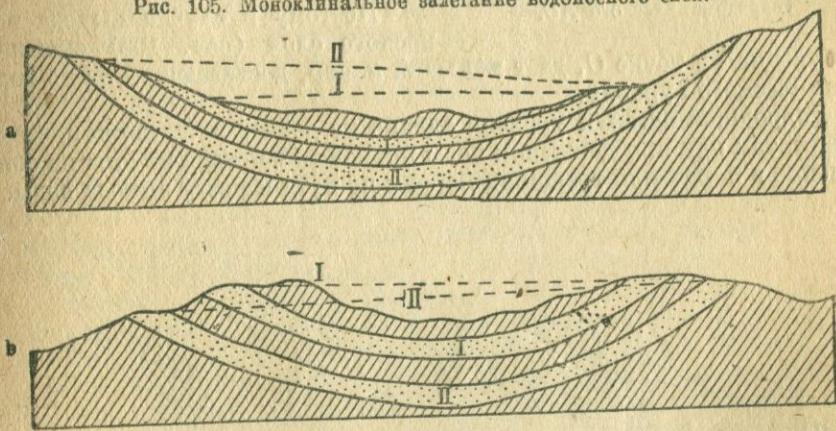


Рис. 106а и 106б. Этажное расположение артезианских водоносных горизонтов.

I — верхний горизонт; II — нижний горизонт.

этих слоев на поверхность. В одних случаях (рис. 106а) первый, т. е. верхний водоносный горизонт, обладает меньшим напором и более низким пьезометрическим уровнем, чем ниже расположенный второй горизонт. В других случаях (рис. 106б), когда края мульды оказываются размывшими и нижний водоносный горизонт выходит по краям на более низком уровне, пьезометрический уровень первого горизонта будет выше, напоры же их могут быть одинаковы или различны в зависимости от соотношений глубины залегания этих слоев и высоты пьезометрического уровня.

Артезианский водоносный слой может иметь выход на поверхность не только в области своего питания, но также и на своем протяжении, там, где он срезается понижениями рельефа. При пересечении водоносного напорного слоя каким-нибудь понижением рельефа, например речной долиной, вода, находящаяся под напором, будет вытекать в виде ключей или родников. Такой тип источников называется *восходящими*

источниками в отличие от нисходящих источников, присущих безнапорным грунтовыми водами.

При таком положении пьезометрический уровень имеет уклон к месту выхода напорных вод. Вода в водоносном слое находится в движении от области питания к области выхода. В этом случае напорный уровень будет называться не гидростатическим, а гидродинамическим. Сущность явления ясна из простого физического опыта с сообщающимися сосудами (рис. 107). Пока конец трубки *C* замкнут пробкой, вода во всех трубках находится в покое, уровень ее *AB* будет находиться на одной

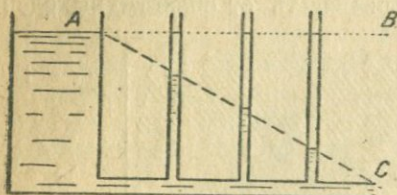


Рис. 107 Модель, показывающая положение гидростатического уровня *AB* и гидродинамического *AC*.

высоте во всех трубках (гидростатический уровень). Если же открыть отверстие *C* и дать возможность воде вытекать, уровень воды в трубках будет понижаться, причем понижение увеличивается к месту выхода, т. е. происходит потеря напора по пути движения воды, и гидродинамический уровень *AC* будет занимать наклонное положение.

Поэтому в случае выхода водоносного слоя (рис. 108) скважина, пробуренная в точке *C*, дает меньший напор, достигающий лишь гидро-

динамического уровня. Гидродинамический уровень однако не достигает пьезометрического уровня, так как при движении воды происходит потеря напора на сопротивление в порах или трещинах породы по пути к месту выхода воды.

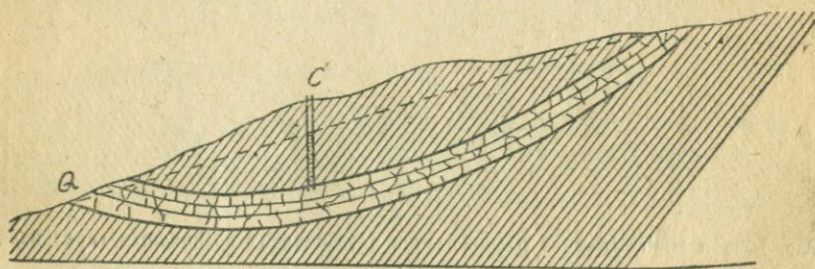


Рис. 108. Падение напора воды в артезианском слое к месту выхода его.

Некоторые (Келлер) различают среди напорных вод неподвижную и текучую. Под неподвижной разумеется вода, заключенная в мульде с краями, приподнятыми до одинаковой высоты, а также напорные воды, заключенные в моноклинально падающих слоях, вклинивающихся или изменяющихся на глубине в фациальном отношении на непроницаемые (2-й и 3-й случаи залегания артезианских вод).

К неподвижным водам можно также отнести встречающиеся иногда напорные воды в древних, например ледниковых, долинах, погребенных затем более поздними глинистыми отложениями, если они не дренируются какой-нибудь современной эрозивной долиной.

Линзовидный характер залегания имеют между прочим напорные воды в песчаных линзах верхнепермских глинистых отложений, например в слоях татарской свиты. Эти линзы представляют собою повидимому

древние протоки, занесенные песчаным материалом в эпоху формирования этих континентальных отложений. В разрезе такие песчаные прослойки дают или линзу, если разрез сечет проток в поперечном направлении, или прослой, если сечение взято вдоль. Такие линзы частью соединяются между собой, частью же изолированы друг от друга, чем объясняется, с одной стороны, сходство качественного состава и напора или же резкое различие для скважин, близко расположенных друг от друга.

При самоизливе или откачке воды из артезианской скважины кривая напора падает по направлению к скважине, образуя депрессионную воронку¹.

Для определения высоты гидростатического напора пользуются наращиванием столба труб над скважиной вверх или же определением давления в закрытой сверху скважине при помощи манометра.

Если откачка производится из двух близко расположенных скважин, то кривые депрессии их напора могут пересечься и приток в скважины будет понижаться. Часто при большом числе артезианских эксплуатируемых скважин наблюдается общее понижение напора. Так было например со скважинами в Ставропольском районе на Северном Кавказе, где первые артезианские скважины давали самоизливающуюся воду, а при увеличении числа скважин напор стал снижаться и в прежде фонтанирующих скважинах уровень воды опустился ниже поверхности земли. Таким образом беспечное расходование артезианских вод может повести к значительному ухудшению условий снабжения артезианской водой и требует законодательного вмешательства и установления некоторых правил охраны артезианских вод от истощения.

Для напорных водоносных горизонтов рекомендуется определить как глубину залегания их, так и уровень напора. Имея в распоряжении эти данные, можно составить карту артезианских вод, на которой будут нанесены как горизонталы кровли (или подошвы) водоносного слоя, так и изогипсы равного напора или иначе пьезоизогипсы. Такая карта дает представление как о рельефе залегания водоносного слоя, так и о направлении потока, которое будет идти от более высоких пьезоизогипс к более низким, т. е. от линии большего напора к линии меньшего напора. При сопоставлении с горизонталями поверхности земли такая карта дает нам возможность выяснить: на какой глубине можно встретить при бурении водоносный слой и на какую высоту поднимется под напором вода в скважине: Таким образом такие карты имеют исключительно важное практическое значение. Для построения таких карт надо располагать достаточным числом точек — буровых скважин с замерной глубиной водоносного слоя и напора, увязанных между собой нивелировкой. Такие карты имеются у нас лишь для немногих районов, например южной Украины. Для Центрального же Московского артезианского бассейна таких карт еще нет.

Артезианские воды могут иногда соединяться с грунтовыми, если водоупорная кровля напорного горизонта оказывается размыта, что на-

¹ Следует иметь в виду, что эта воронка отличается от воронки депрессии вокруг колодца, опущенного в грунтовые ненапорные воды. Там получается снижение действительного уровня грунтовой воды и воронка осушения, в случае же напорных вод под депрессионной воронкой понимается воображаемая кривая поверхность снижения напора, которая может быть реально проверена, например скважиной, расположенной в пределах этой воронки: вода в такой скважине будет понижаться в зависимости от откачки в первой скважине и устанавливаться на уровне, соответствующем поверхности депрессионной воронки.

пример наблюдается для верхнекаменноугольного водоносного горизонта г. Москвы. В таких случаях устанавливается сообщение вод напорных с ненапорными и выравнивание напорного уровня артезианских вод с уровнем грунтовых по крайней мере в районе такого соприкосновения. Если нормальный уровень грунтовых вод лежит выше напорного уровня артезианского слоя, то при их соединении грунтовые воды будут стекать в напорный водоносный слой. Этим между прочим, иногда пользуются для устройства поглощающих колодцев для осушения местности, или для сброса отработанных вод, или для временного понижения уровня грунтовых вод при заложении фундаментов, как это например имело место при постройке здания Электробанка на Неглинном проезде в Москве. Если же напор превосходит уровень грунтовых вод, то последние получают дополнительное питание снизу в местах их соединения. Дренажные такие грунтовых вод в заболоченных районах представляет большие трудности.

Выходы напорных вод на поверхность земли дают так называемые восходящие источники, которые характеризуются тем, что вода выбивает в них под напором. Каптаж таких источников чрезвычайно целесообразен, если вода оказывается удовлетворительного качества.

Залегающая на сравнительно большой глубине, артезианские воды обладают постоянной температурой, зависящей от глубины водоносного слоя.

Качество артезианских вод может быть очень различно. Глубокие артезианские воды менее связаны с климатом местности и поэтому не подчиняются той зональности, которой обладают грунтовые воды. Качество их зависит в значительной степени от пород, по которым им приходится протекать, от области питания, иногда удаленной на очень большое расстояние. Поэтому артезианские воды в известняках например обыкновенно приобретают несколько повышенную жесткость. На качество артезианских вод влияют и те воднорастворимые соли, которые имеются в тех или иных породах, с которыми они соприкасаются. В артезианских водах некоторых горизонтов пермских отложений содержится большое количество сернокислых и хлористых солей, которыми богаты эти породы. Местами скважины и источники дают сильно минерализованную воду и даже рассолы, которыми пользовались в старину для выварки соли, откуда получили название многие селения северо-восточной части нашего Союза, например Усолье, Усть-Сысольск, Сольвычегодск, Соликамск и пр.

Площадь распространения одного или нескольких пластов напорных водоносных горизонтов носит название артезианского бассейна. Размеры артезианских бассейнов могут быть очень различны — от нескольких десятков кв. километров до нескольких сот тысяч кв. километров и больше, как например Австралийский артезианский бассейн, занимающий всю среднюю часть этого материка. Многие артезианские бассейны на земном шаре достаточно уже выяснены на основании геологических исследований и буровых скважин, закладываемых с целью получения воды для водоснабжения больших городов. Другие же артезианские бассейны могут лишь быть намечены предположительно на основании геологических предпосылок: геологического строения приподнятых частей впадин, сходства литологического состава и ископаемой фауны пород, выходящих по периферии, и соображений о тектонике области. Так например можно предполагать наличие артезианского бассейна в За-

надсибирской низменности. Одним из ранее изученных артезианских бассейнов является Парижский, представляющий чашеобразно изогнутое залегание пород южнетретичных и меловых (рис. 109). Наиболее мощным водоносным горизонтом этого бассейна является зеленый трещиноватый песчаник среднемелового возраста, давший с глубины 435 м самоизливающуюся воду.

Обширный артезианский бассейн имеется в Северной Африке, дающий прекрасную самоизливающуюся воду с глубины примерно 50 м. Область питания этого бассейна предполагается на Атласских горах и на высотах Судана. Многие оазисы орошаются подземной водой, извлечение которой помощью бурения было повидимому известно еще в древности. За послед-

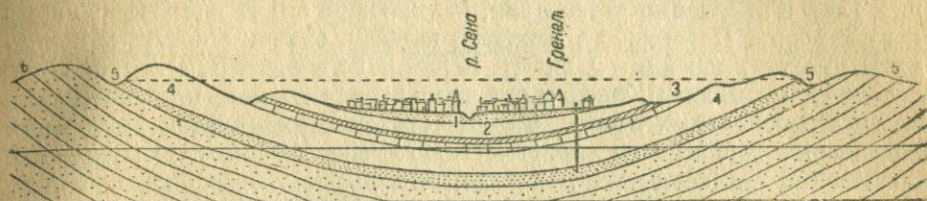


Рис. 109. Разрез Парижского артезианского бассейна.

- 1 — четвертичные отложения; 2 — верхний эоцен; 3 — нижний эоцен; 4 — верхний (белый) мел; 5 — водоносный зеленый песчаник среднемелового возраста, питающий артезианскую скважину Греноля; 6 — нижний мел и юра.

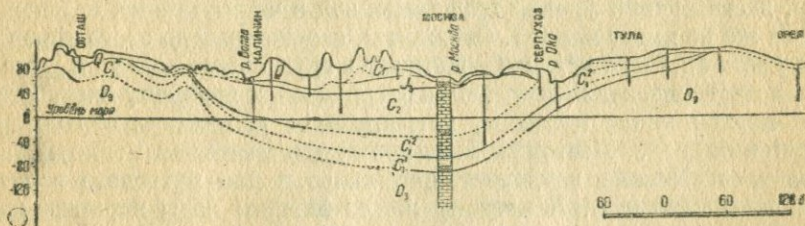


Рис. 110. Разрез через Московский артезианский бассейн.

- Q — послетретичные отложения; Cr — отложения меловой системы; J — юрской; C₂ — средний отдел каменноугольной системы; C₁² — нижний отдел каменноугольной системы, известняка с *Productus gg.*; C₁¹ — нижний отдел каменноугольной системы, угленосная свита; D₂ — девонская система (по М. М. Пригооровскому).

нее время в Северной Африке имеются тысячи буровых скважин. По сведениям Каллера в одной только провинции Константин было пробурено за время с 1856 по 1896 г. 792 скважины с общей глубиной 34 114 м и общим дебитом 5 677 л/сек. Некоторые скважины дают громадные массы воды, до $1\frac{1}{2}$ м³/сек.

Прекрасным примером типичного артезианского бассейна может служить Центральный или Московский каменноугольный артезианский бассейн (рис. 110). Он представляет обширное понижение, выполненное отложениями каменноугольной системы, лежащими в свою очередь на отложениях девонской системы. Границей бассейна с запада, северо-запада и юга служат приподнимающиеся к периферии выходы девонских пород, с востока границей бассейна можно считать меридионально вытянутую антиклиналь Окско-Цинского вала, продолжающегося к северу через г. Ковров и сложенную

здесь верхнекаменноугольными известняками. К северо-востоку каменноугольный бассейн протягивается до Белого моря, и породы каменноугольного возраста уходят под толщу пермских отложений. Если двигаться от центра бассейна к его периферии, например в южном направлении, то на поверхность выходят постепенно все более древние слои карбона и за Тулой уже отложения верхнего девона. В пределах Москвы и окрестностей в разрезе пород в вертикальном направлении можно встретить несколько водоносных горизонтов, приуроченных главным образом к трещиноватым известнякам.

Первый водоносный горизонт заключается в известняках верхнего карбона, переслаивающихся с прослоями и линзами глин. Мощность верхнего карбона в Москве не велика (11—27 м). Подстилается он толщиной глин с прослоями известняка, отделяющей его от известняков среднего карбона. Поверхность верхнего карбона сильно размыта и покрывается местами юрскими глинами, местами четвертичными ледниковыми отложениями. В дне р. Москвы они часто прикрыты лишь незначительным слоем аллювиальных песков. Таким образом верхний каменноугольный водоносный горизонт не является строго обособленным. Бурение под московский метрополитен показало, что древние эрозионные долины, заполненные ледниковыми водоносными песками, врезаются местами в кровлю верхнего карбона, а местами и значительно глубже. Поэтому первый каменноугольный водоносный горизонт отличается непостоянством напора, дебита и качества воды. Местами, будучи перекрыт юрскими глинами или переслаиваясь с красными и ргелистыми глинами, он дает напор, достигающий уровня грунтовых вод в четвертичных отложениях, местами же не имеет напора. Скважины, заложенные до этого горизонта, имеют дебит 12,5—25 м³/час. Соединяясь с грунтовыми водами и даже речными, воды горизонта подвергаются загрязнению, которому способствуют также поглощающие колодцы, устраиваемые для сброса отработанных технических вод. Поэтому качество воды верхнекаменноугольного горизонта в Москве неудовлетворительное и для питьевого водоснабжения он непригоден. К востоку же от Москвы воды верхнего карбона, где он сохранился лучше, очень обильны. Так около г. Ногинска скважина глубиной несколько больше 40 м давала самоизливающуюся воду с расходом больше 125 млн. л в сутки, а близ ст. Черусти Московско Казанской ж. д. одна из скважин при откачке до 4,25 м от нижнего уровня давала до 310 млн. л воды в сутки.

Вторым водоносным горизонтом Московского артезианского бассейна является московский горизонт среднего карбона, представленный мощной (120—132 м) толщиной известняков с редкими прослоями глин, отделяющей от нижележащих известняков нижнего карбона выдержанной толщиной водоупорных глин мощностью от 8 до 17 м. Водоносной породой этого горизонта являются также трещиноватые известняки. Глубина скважин до этого горизонта в Москве от 34 до 153 м в зависимости от рельефа местности. Напор вод этого горизонта различен в разных местах. Скважины Москвы дают от 31 до 37,5 м³/час и больше. В отношении качества воды этого горизонта более надежны, хотя иногда и имеют следы загрязнения, как показывают например два анализа воды, произведенные в 1925 г. (табл. 25).

Этот горизонт пользуется большим распространением и охватывает ряд быших уездов Московской губ., имея область питания радиусом в 35—90 км от Москвы.

Место	Время взятия пробы	Сухой оста- ток	СаО	MgO	NH ₃	N ₂ O ₅	N ₂ O ₃	Cl	SO ₃	Окс. орга- низаций- ных веш. в. м.	Общ. жестк. в немецк. градусах
Шелковая фаб- рика „Крас- ная Роза“ . . .	7/IV	361,5	55,5	53,8	0	0	0	5,0	101,6	0,8	12,91
Хамовический пивоваренный завод	2/IV	1403,3	349,6	83,2	Следы	100	0,5	111,4	210,0	10,0	46,5

Третьим водоносным горизонтом являются известняки нижнекаменноугольного возраста, так называемый серпуховской артезианский горизонт. Этот водоносный горизонт лежит уже значительно глубже, в Москве например скважины на этот горизонт достигают 185—246 м. Напорный уровень этого горизонта достигает отметки 127 м над уровнем моря и потому в Москве в большинстве случаев не достигает поверхности земли. Этот горизонт имеет значительную площадь распространения. Дебит скважин в Москве достигал 462,5 м³/час при понижении уровня на 21 м. Воды этого горизонта удовлетворительного качества.

Следующим по глубине водоносным горизонтом можно считать нижележащие известняки нижнего карбона с *Productus giganteus*. В центре Московского бассейна он лежит глубоко, по периферии же он доступен и дает в скважинах удовлетворительную воду с большим дебитом, как например в Серпухове.

Еще ниже водоносным горизонтом являются пески угленосного яруса, переслаивающиеся с глинами, а по периферии бассейна и с пластами каменного угля. На окраине Московского каменноугольного бассейна водоносные пески угленосной свиты местами залегают близко к поверхности, как например в окрестностях Тулы, но в силу мелкозернистости песков этот горизонт не имеет практического значения, водоносные же пески часто имеют характер пльвунов.

Ниже указанных каменноугольных слоев в Московском бассейне залегают известняки и доломиты низов карбона (упинский ярус) и верхнего девона, переслаивающиеся с зеленоватыми глинами. Эти водоносные горизонты известны по окраинам бассейна, откуда девонские водоносные горизонты распространяются на значительное расстояние к югу и западу, но уже меняют свой характер.

Другим примером обширного артезианского бассейна является Южно-русская, или Украинская, мульда, представляющая собой впадину, вытянутую в направлении запад-северо-запад — восток-юго-восток, заполненную осадками юрской, меловой и третичной систем (рис. 111). Мульда ограничена с севера южной границей девонской оси России, с юга — Украинским кристаллическим массивом и Донбассом; на северо-запад мульда ограничивается поднятием более древних палеозойских пород, а на восток, юго-восток граница точно не прослеживается. Строение этой мульды выясняется на основании довольно многочисленных буровых скважин, которые были пробурены в разное время в целях

водоснабжения многих городов и железнодорожных станций. В пределах муьды имеется несколько водоносных горизонтов.

Первым от поверхности водоносным горизонтом коренных пород являются пески полтавского яруса. Этот водоносный слой не имеет сплошного распространения, будучи размыт по долинам рек. Местами дает хорошую и обильную воду, местами же дебит скважин слабый или качество воды невысоко: содержит железо и сероводород.

Слой следующего харьковского яруса водоносны в западной части, где они представлены более песчаными породами, и безводны в восточной, где сложены глинами.

Слой киевского яруса представлены глинами, не содержат воды и являются водоупорными слоями, разделяющими харьковский и бучакский водоносные слои.

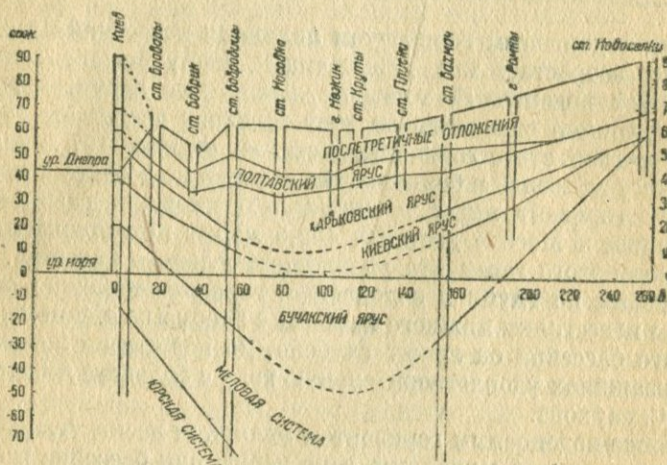


Рис. 111. Схематический геологический разрез через Южнорусскую, или Украинскую, муьду вдоль М.-К.-В. ж. д. от Киева до ст. Новоселки (по Е. В. Опокову).

Следующим водоносным горизонтом являются пески бучакского яруса, наиболее водоносные из третичных пород муьды. Местами они дренированы, как и вышележащие горизонты, и не дают воды.

Ниже бучакских слоев залегает очень мощная толща мела, который является водоносным. Вода заполняет главным образом трещины в мелу, но иногда насыщает и самую породу и превращает мел в разжиженную массу. Водоносный горизонт мела бывает связан с одной стороны с поверхностными водами там, где денудацией более высокие слои уничтожены, с другой стороны с нижележащим водоносным горизонтом — сеноманским. В Курском районе многие скважины пользуются водой из трещиноватого мела.

Под толщей мела залегает мощный водоносный слой сеноманских песков меловой системы. В средней части муьды он залегает на глубине нескольких сот метров.

Напор этих вод достигает уровня рек. Горизонт очень мощный и дает удовлетворительную воду. Местами мелкозернистые сеноманские пески имеют характер пльвунов. В пределах Курской магнитной аномалии

водоносные сеноманские пески являются довольно серьезным препятствием при проходе шахт. Водами этого горизонта пользуются многие города: Киев, Полтава, Миргород, Харьков, Н. Оскол, Курск.

Самым глубоким из известных в средней части мульды водоносным горизонтом является юрский, который был встречен в Харькове на глубине около 700 м. По северной же окраине этот горизонт поднимается ближе к поверхности.

Более глубокие слои в осевой части мульды не известны, но по северной окраине известен девонский водоносный горизонт, очень обильный, который дает местами самоизливающуюся воду. В Брянске при бурении скважины во дворе арсенала была встречена вода, которая забила сильным фонтаном, увлекая на своем пути песок, что вызвало образование осадки и воронки вокруг скважины и трещин на окружающих зданиях.

Примером артезианского бассейна с моноклинальным залеганием слоев может служить кембро-силурийский бассейн на северо-западе вдоль финского залива и Ладожского озера. Слои имеют падение на юг. Самыми глубокими водоносными слоями являются переслаивающиеся с глинами пески и песчаники кембрийского возраста на глубине от 100 до 200 м, дающие несколько напорных водоносных горизонтов с напором несколько выше уровня моря. Вода этих горизонтов сильно минерализована. Область питания повидимому лежит по южной окраине Финляндии.

Следующим водоносным горизонтом являются известняки силурийского возраста, дающие в окрестностях Ленинграда источники пресной воды.

Наконец южнее появляется более высокий водоносный горизонт песков и песчаников и известняков девонского возраста.

Воды тектонических трещин

Напорные воды в тектонических трещинах отличаются от напорных межпластовых вод как по условиям своего залегания, так часто и по природе того давления, которое обуславливает напор этих вод. Напорные воды в трещинах земной коры могут быть названы также ж и л ь н ы м и водами. В литературе встречается применение названия жильных вод также к водам в трещиноватых породах, т. е. циркулирующих по диаклазам или каналам и ходам в породах, подвергшихся карсту. Но кроме того иногда название жильных вод применяется к подземным и в частности к грунтовым водам в рыхлых осадочных породах, в торфах и пр., когда грунтовый поток имеет более сосредоточенное течение по одному какому-либо пути, приуроченному к наличию более крупного, менее глинистого материала среди обломочных пород. Применение термина «жилые воды», «жила воды», в таких случаях надо признать неудачным и обезличивающим термин «жилых вод» в трещинах.

Напорность трещинных вод обусловлена давлением воды и водоупорностью стенок трещин. Природа напора может быть различная. В одних случаях напор обусловлен гидростатическим давлением воды в сообщающихся трещинах, причем, как и для артезианских вод, вода может выдвигаться из трещины, образуя восходящие источники, если выход питающей трещины расположен выше места выхода источника. В других случаях напор и излияние воды по трещине приходится объяснять давлением газа, идущего из более глубоких зон земной коры. Наконец

иногда поднятие воды можно объяснить давлением водяных паров, например когда горячие воды с температурой до 100° вырываются на поверхность, как это имеет место в исландском гейзере.

Трещинные воды могут на своем пути пересекать горизонты пластовых вод, и в этих случаях возможны различные соотношения между водоносным пластом и трещиной, а именно: водоносный пласт питает данную трещину; водопроницаемый слой сам питается водой трещины и становится водоносным; наконец, что часто бывает, вода трещины входит в сообще-ние с водой водоносного горизонта, имеющего самостоятельное питание, и тогда получаются смешанные воды.

К глубоким трещинам в земной коре бывают приурочены иногда минеральные и термальные воды, выносящие из недр земли в растворенном виде элементы, не встречающиеся в верхних зонах подземных вод (см. главу 23).

Полунапорные (субартезианские) воды

К полунапорным, или иначе субартезианским, водам можно отнести такие подземные воды, которые не обладают постоянным определенным напором, а напор может меняться на коротком расстоянии. Такая невыдержанность напора может иметь различные причины.

К таким водам можно отнести межпластовые воды в области спорадического питания, где они то переходят в воды с свободной поверхностью.

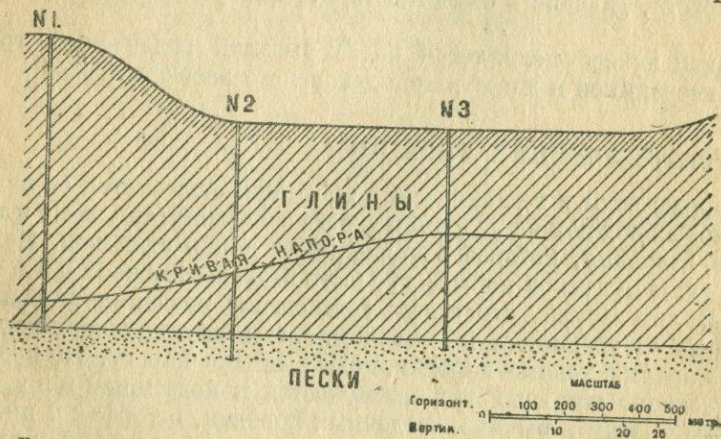


Рис. 112. Полунапорные воды в области сыртовых глин Заволжья.

то уходят под толщу водоупорных слоев и приобретают напор. Примером таких вод могут служить воды верхнекаменноугольных известняков Москвы, где они при более пониженном залегании под юрскими глинами приобретают напор, а в местах более высокого залегания не имеют напора или соединяются с грунтовыми водами ледниковых отложений там, где водоупорный слой юрских глин размыт.

В области развития сыртовых глин Заволжья буровые скважины дают воду из горизонта подстилающих песков с весьма различным напором, который меняется на коротком протяжении от 0,5 до 10 м и более (рис. 112). Такое явление приходится объяснять условиями питания данного водоносного слоя. В пониженных местах, например в балочных

расширениях, где дождевые и весенние талые воды просачиваются вглубь и достигают водоносного слоя, воды приобретают напор, тогда как рядом на сырте воды того же горизонта имеют ничтожный напор, так как они не имеют вертикальной инфильтрации, а в силу глинистости песков передача напора не распространяется на более значительное расстояние.

23

Минеральные воды

По существу нет резкой границы для отделения минеральных вод от остальных подземных вод. Название минеральных эти воды получили от наличия в них того или иного содержания растворенных минеральных соединений. Принято считать, что минеральные воды содержат не менее 1 г растворимых веществ в 1 л воды. Это одно обстоятельство не является однако достаточным признаком для отнесения подземных вод к категории минеральных. Совершенно чистых подземных вод не существует в природе, так как всякая вода, соприкасаясь с горными породами, по которым она циркулирует, обогащается растворимыми в ней соединениями. Но в природе мы встречаем часто подземные воды с большим содержанием растворимых солей, значительно превосходящим 1 г/л. По степени минерализации подземные воды можно разделить на пресные и минерализованные и рассолы. Даже сильно минерализованные воды не могут быть отнесены к категории минеральных, если они не обладают рядом других признаков, определяющих их особые физико-химические свойства: происхождение воды и происхождение растворенных в ней веществ, состав их, наличие растворенных газов, радиоактивность, температура и т. д. Благодаря указанным свойствам и совокупности их минеральные воды могут оказывать действие на организм и использоваться в качестве лечебных. Это воздействие минеральных вод на организм определяет их бальнеологическое значение, т. е. значение в отношении лечебного использования и применения.

Большинство минеральных источников за границей и у нас приурочено к сильно дислоцированным областям, где горообразовательные процессы имели место в недавнее в геологическом смысле время или где имеются близкие очаги магмы. Многие минеральные источники приурочены к тектоническим трещинам в земной коре, идущим на большую глубину. Поднимающиеся по этим трещинам и разломам воды обладают в большинстве случаев повышенной температурой и выносят с собой растворенные минеральные соединения и газы, которые, вообще говоря, редко встречаются в поверхностных слоях земной коры и отсутствуют в обычных подземных водах. Это обстоятельство дало повод Э. Зюссу (1902) высказать предположение, что такие воды имеют ювенильное происхождение, а именно образовались от выделения и конденсации водяных паров из магмы и впервые появляются на земную поверхность. Такое толкование значительно упростило понимание происхождения минеральных и термальных вод. Но последующие подробные исследования многих минеральных источников показали, что в большинстве случаев имеются налицо условия в дозного питания глубоких трещин и проникновения в них поверхностных вод. Этот корректив не объясняет однако происхождения

тех элементов и газов, которые выносятся глубокими водами трещин на поверхность и которые в обычных вадозных водах или не встречаются или встречаются в очень небольших количествах и не везде, как например фтор, бром, иод, бор, мышьяк и т. п., а также большие количества растворенных газов: углекислоты, сероводорода, благородных газов (гелий) и эманации радия. Поэтому каково бы ни было происхождение воды тех или иных минеральных источников, но растворенные в них вещества поднимаются с ней из глубоких недр земли. Поэтому прав Гефер, который говорит, что ювенильна не сама вода, а ювенильны те соли и газы, которые выносятся с ней на поверхность. Часть элементов растворенных в минеральных водах обязана происхождением растворяющему действию воды по пути ее движения по трещинам в горных породах, особенно на больших глубинах в условиях высокой температуры и давления. Но часть элементов может иметь и иное происхождение, а именно быть связанной с магматическими очагами или с теми продуктами вулканического происхождения, которые поднимаются в ныне существующих районах вулканической деятельности, а также с теми выделениями, которым обязано образование жильных выделений по трещинам. Следует иметь также в виду, что минеральные воды, циркулирующие по трещинам и выходящие на поверхность, очень часто смешиваются с другими глубокими водами, трещинными или пластовыми, а также с более поверхностными грунтовыми водами, что делает их состав более сложным и иногда неясным.

То же можно сказать и о газовых включениях, количество которых в некоторых минеральных водах очень значительно. Углекислота имеется в вадозных водах, и происхождение ее в поверхностном слое обязано воздуху, вообще более богатому углекислотой в нижнем слое, растительности, особенно процессу разложения органических остатков и органических соединений. С глубиной количество углекислоты в обычных подземных водах уменьшается в связи с тем, что она входит в реакцию образования растворимых гидрокарбонатов при выщелачивании известняков, доломитов и вообще пород, содержащих углекислые соли. Поэтому приписывать все количество углекислоты в некоторых минеральных водах вадозному происхождению не представляется возможным. Между тем в глубоких зонах погружения осадочных пород и их переплавления и перехода карбонатов в силикаты вольно возможно образование значительных количеств углекислоты. Богаты углекислотой и некоторые современные вулканические выделения, например мофеты Флегрейских полей в Италии. При выходе источника, богатого углекислотой, получается как бы кипение от выделения пузырьков газа.

Что касается сероводорода, то в вадозных водах он встречается лишь в определенных условиях, например в условиях анаэробного разложения органических веществ или воздействия сульфатных вод на различные углеводороды, например нефть, а потому нахождение сероводорода в подземных водах связано с местными геологическими условиями. Но сероводород имеет и другое происхождение, связанное с вулканическими процессами, как показывают сольфатары тех же Флегрейских полей.

Кроме того в минеральных водах встречаются, хотя и в меньшем количестве, так называемые благородные газы, из которых содержание гелия иногда превышает 10% от всего свободного выходящего газа.

Весьма существенное значение как в деле выяснения генезиса минеральных ингредиентов минеральных вод, так и в практическом лечебном отношении имеет присутствие в них эманация радия.

Встречающиеся в минеральных водах элементы можно разбить на три группы:

1. Элементы, встречающиеся редко и в очень малом количестве, как например золото, серебро, платина, свинец, цинк, висмут и некоторые другие металлы.
2. Часто встречающиеся элементы, но в малых количествах: бром, иод, мышьяк, марганец, литий и др.
3. Обычно встречающиеся элементы: кальций, магний, натрий, калий, железо, хлор, сера и др.

Содержание перечисленных и других элементов, чуждых обыкновенным подземным водам, может быть невелико, но все же достигать нескольких миллиграммов и даже десятков миллиграммов на литр воды.

Принято считать следующие нормы, отличающие минеральные воды от обыкновенных (в 1 л воды):

Сумма растворенных твердых составных частей	1 г
Свободной углекислоты	0,25 "
Сероводорода	1 мг
Ионы: Литий (Li ⁺)	1 "
Стронций (Sr ⁺⁺)	10 "
Барий (Ba ⁺⁺)	5 "
Железо (Fe ⁺⁺ или Fe ⁺⁺⁺)	10 "
Фтор (F ⁻)	2 "
Бром (Br ⁻)	5 "
Иод (I ⁻)	1 "
Мышьяк (HAsO ₄ ^{'''})	1 "
Бор (HBO ₂ ['])	5 "
Эманация радия	3,5 един. Махе ¹
Температура	+20°

Источники, относящиеся к термальным, но обладающие малым содержанием растворенных веществ (меньше 1 г/л), называются а к р о т о т е р м а м и, или индифферентными термами. Источники же, бедные растворимыми солями и имеющие постоянную температуру (ниже 20°), называются а к р о т о п е г а м и; они по своим признакам близки к обыкновенным подземным водам.

Существует несколько классификаций минеральных вод, основанных главным образом на их химическом составе или на температуре, например в Германии принято разделять минеральные воды на простые холодные (акратопеги), простые теплые (акратотермы), простые углекислые (с углекислотой), землеуглекислые (с карбонатами щелочных земель), щелочные (с карбонатами щелочей), воды поваренной соли (с NaCl), горькие (с сульфатами), железистые, серные.

Международная классификация устанавливает следующие группы вод:

1. Хлоридные воды (хлористый натрий).
2. Серные воды (сероводород).
3. Сульфатные воды (магниева или натровая соль).
4. Кислые воды (серная или соляная кислота).
5. Железные воды (бикарбонатные или сульфатные соединения).
6. Щелочные воды (сода).
7. Кальциевые воды (карбонатные, сульфатные или хлоридные соединения).

¹ «Классификация минеральных вод». Основы курортологии, т. I, 1932.

8. Вода, характеризующаяся другими активными элементами (мышьяк, магний, бром, иод и т. д.).

9. Вода слабой минерализации.

У нас в СССР в основу классификации минеральных вод приняты положения Карстенса, предложенные в 1930 г. и утвержденные Наркомздравом. Согласно этим положениям минеральные воды подразделяют (В. В. Александров) по содержанию милли-эквивалентов анионов и катионов на:

I. Гидрокарбонатные воды с преобладанием гидрокарбонатного иона (HCO_3'), свыше 25% миллиграмм-эквивалентов.

II. Хлоридные воды с содержанием Cl более 25% миллиграмм-эквивалентов.

III. Сульфатные воды с содержанием SO_4 более 25% миллиграмм-эквивалентов.

IV. Воды более сложного состава, комбинирующиеся из первых трех классов: хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатные.

V. Воды, принадлежащие к одному из предыдущих классов, но содержащие другие биологически активные ионы в пределах норм международной классификации.

VI. Газовые воды: а) Углекислые (свободная углекислота). б) Сероводородные (свободный сероводород). в) Радиоактивные.

Что касается температуры, то она может быть весьма различна. Глубинное происхождение большинства минеральных вод обуславливает их высокую температуру, но встречаются и совершенно холодные, например углекислый источник Дарасун в Восточной Сибири, имеющий температуру немного выше 0° .

Приуроченность большинства минеральных источников к тектоническим трещинам или наличию близких магматических очагов объясняет преобладание минеральных источников в зонах дислокации. У нас в СССР в равнинной части с мощным накоплением более или менее горизонтально и спокойно залегающих осадочных образований или древних кристаллических массивов минеральные источники чрезвычайно редки и принадлежат главным образом к типу холодных источников или рассолов (Старая Русса с 13,19 г NaCl на литр, Славянск с 10,92 г NaCl, Столыпинские, Липецкие, Краинские, Кашинские и др.). На Кавказе же, особенно в районе развития лакколитов Северного Кавказа, и в Закавказье имеются сотни разнообразных как холодных, так и термальных минеральных источников, чрезвычайно типичных, первоклассных в бальнеологическом отношении (северо-кавказская группа: Пятигорск — серные, Железноводск — известково-железистые, Ессентуки — щелочно-соляные, Кисловодск — углекислые нарзаны и др.; в Закавказье — Боржом — щелочно-углекислые, Лысогорские — нарзаны, Цхалтубинские, в Осетии, Арзни и многие другие. Исследования последних лет открыли массу новых источников в пределах Советской Азии, в Забайкалье, Дальнем Востоке, Казахстане, Средней Азии, многие из которых являются очень ценными по своим качествам).

Главнейшая литература:

1. Сергеев М. В. Минеральные воды, закрепление их выхода на поверхность (каптаж). Минеральные грязи. 1931.

2. Герасимов А. П. Краткий геологический очерк района Кавказских минеральных вод. Материалы к познанию геологического строения Российской империи, вып. 3, 1911.

3. Герасимов А. П. Минеральные воды. Ест. производ. силы России, вып. 40, КЕПС Академии наук, 1918.
4. Огильви А. Н. К вопросу о происхождении минеральных источников района Кавказских минеральных вод. Пятигорск 1925.
5. Огильви А. Н. К вопросу о методике изучения минеральных источников. Пятигорск 1925.
6. Огильви А. Н. Каптаж Нарзана и его история. «Труды Геологического комитета», н. с., 58, 1911.
7. Огильви А. Н. О происхождении минеральных источников и об их каптаже. Сборник «Основы курортологии», т. I, 1932.
8. Нарстенс Э. Э. Физика и химия минеральных вод. Там же.
9. Александров В. А. Классификация минеральных вод. Там же.
10. Бурксер Е. С. Радиоактивность минеральных вод и лечебных грязей. Там же.
11. Бертенсон Л. Лечебные воды, грязи и морские купания в России и за границей. 1901.
12. Голубинин Л. Е. Минеральные воды и лечебные грязи. 2-е изд., 1912.

24

Источники

Под источником понимается выход воды на дневную поверхность, пересекающую водоносный слой или водоносную трещину. Имеется несколько классификаций источников, построенных как на способе выхода воды, так и на признаках водоносного слоя, движения воды в горных породах, состава воды и т. д.

У нас при преобладании равнинных условий, где водоносные слои залегают сравнительно очень спокойно, выходы из тектонических трещин редки, и поверхность прикрыта четвертичными наносами, вопрос о классификации источников не получил развития. В странах с сложной тектоникой, с большой пересеченностью местности, с развитием трещиноватых пород классификация источников приобретает другое, более существенное значение.

Принято подразделять источники по способу выхода их на две группы:

Восходящие источники.

Или сходящие источники.

Восходящие источники

Восходящие источники представляют собой выходы напорных вод и могут быть подразделены на источники из водоносных слоев и источники из трещин (жильные). В первом случае источники появляются главным образом при пересечении поверхностью земли водоносного слоя. При спокойном, близком к горизонтальному залеганию водоносных слоев такие источники приурочены главным образом к склонам, берегам речных долин и т. п.

Во втором случае источники появляются при выходе на поверхность тектонических или сбросовых трещин, выводящих воду с некоторой глубины под напором. Такие источники часто имеют характер минеральных или термальных. В зависимости от причины напора сбросовые источники в свою очередь могут быть подразделены на источники, поднимающиеся по трещинам под действием гидростатического давления, подобно немец-

кому источнику Шпрудель в Карлсбаде в Богемии, почему такие источники иногда называют источниками типа Шпрудель, и источники, выбрасывающие воду под действием паров или газов, подобно горячему источнику (гейзер) в Исландии, в котором поднятие и выбрасывание воды объясняется нарастанием давления водяного пара при температуре воды на глубине свыше 100°; такие источники называются **г е й з е р а м и**.

Источники из тектонических трещин могут выходить по нескольким трещинам. Знаменитый карлсбадский Шпрудель поднимается по главной трещине в гранитах, но имеется и другая трещина, дающая источник несколько меньшего дебита. Обе трещины соединяются между собой поперечными трещинами. Источник из главной трещины, приближаясь к поверхности, попадает в толщу травертина, т. е. известковистых отложений, образовавшихся от вод самого источника, и, разбиваясь на несколько струй, дает несколько мелких источников.

Отличительной особенностью восходящих источников является та, что вода поступает наружу под давлением, напором. Часто при этом в углублении, которое образовалось или сделано у выхода источника, вода выбивает ключом, образуя пузыри на поверхности воды. При выбивании воды под напором паров или газов иногда замечается периодичность действия источника. Так Исландский гейзер периодически через 24—30 час. дает извержения воды в виде огромной струи на высоту до 30 м, а затем после десятиминутного извержения снова успокаивается.

Часто водоносная трещина не достигает дневной поверхности, а прерывается толщей более молодых, например наносных, образований, иногда содержащих грунтовые воды. Найти такую трещину и вывести из нее минеральную воду бывает не легко, и для этого требуются тщательные гидрогеологические исследования, сопровождающиеся как тщательным изучением геологии местности, так и изучением химического состава и температуры вод.

Нисходящие источники

Нисходящие источники представляют собой выходы на дневную поверхность безнапорных вод, например грунтовых. Такие источники появляются в местах пересечения склоном потока грунтовых вод, или каким-нибудь понижением рельефа. Нисходящие источники также различаются по способу своего истечения и характеру циркуляции безнапорных вод в породе.

1. Источники, образующиеся при пересечении склоном водоносного пласта, пользуются большим распространением в местностях, расчлененных эрозийной сетью. Если водоупорное ложе залегает горизонтально, то источники появляются по обим берегам долины на одной и той же высоте (рис. 113). Если же водоупорное ложе имеет наклонное положение, то выходы грунтовых вод сосредоточены главным образом на том берегу, на котором водоупорное ложе падает к долине (рис. 114). На противоположном же берегу оно является отводящим грунтовый поток.

Если эрозийная долина пересекает водоносный слой, имеющий падение не поперек долины, а вдоль нее, то наиболее мощные источники образуются на более низких отметках по отношению ко дну долины.

Если очертания берегов ровное, не изрезано боковыми протоками и оврагами, то источники выходят на всем протяжении берега, хотя бы и без особого порядка, в зависимости от обнаженности берега, разрабо-

танности выхода воды из водоносной породы и т. д. (рис. 115). Если же берега надрезаны притоками и оврагами, то источники встречаются главным образом в оврагах и особенно в их вершинах (рис. 116). В промежутках между оврагами источников не наблюдается, так как их дренируют овраги. Часто выход источника в верховьи оврага является причиной дальнейшего роста оврага.

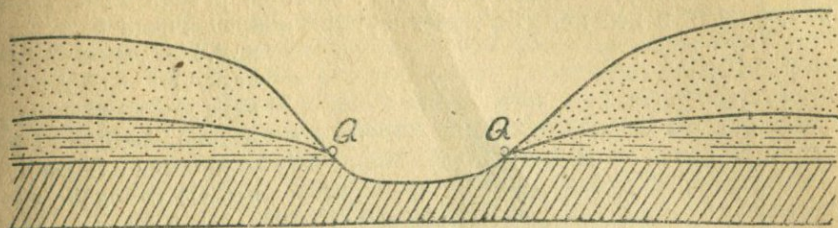


Рис. 113. Симметричное положение источников в долине.

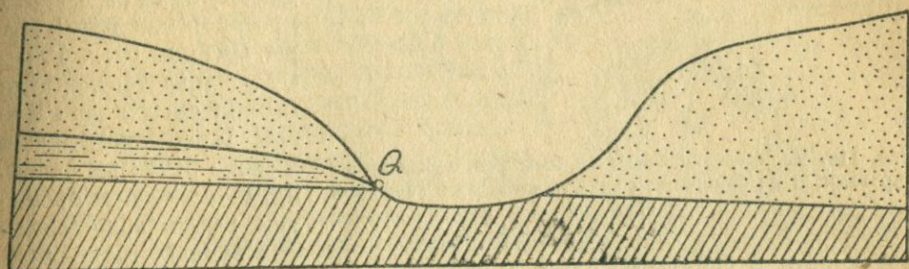


Рис. 114. Одностороннее положение источников в долине.

При волнистом залегании водоупорного ложа источники выходят главным образом в местах понижения рельефа водоупорного ложа, которые как бы намечают направления подземных потоков. Выступы же водоупорного ложа могут быть даже совсем лишены воды на их поверхности.

На наклонных равнинах предгорий источники могут образоваться в том случае, когда на поверхности равнины встречается какое-нибудь понижение, достигающее уровня грунтового потока. Иногда такое понижение увеличивается за счет размывающей деятельности выходящего источника. Такого рода источники, вытекающими из галечников, слагающих наклонную равнину по северному подножью Александровского хребта, воспользовались для водоснабжения г. Фрунзе (б. Пишпек) в Киргизской АССР.

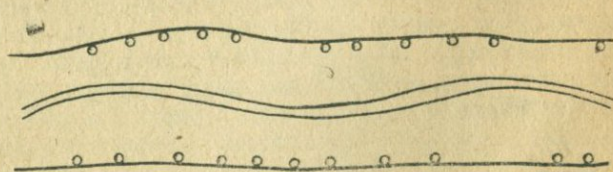


Рис. 115. План речной долины с неизрезанными берегами и равномерным распределением источников.

Нисходящими источниками в наклонных равнинах питаются так называемые к а р а - с у, представляющие собой древнюю эрозионную

долину или ложбину, выработавшуюся в результате стока карасучных вод, вытянутую обычно в направлении, поперечном к падению склона. Такого рода кара-су пользуются большим распространением в наклонных равнинах Средней Азии и Закавказья. Вода в этих кара-су прозрачная, а если застаивается, то приобретает темный цвет, почему воды этих понижений и получили местное название кара-су, что означает «черная вода» в отличие от «ак-су» — белая вода, т. е. обычной речной воды, которая от взмученных в ней наносов имеет мутный непрозрачный белесоватый вид.

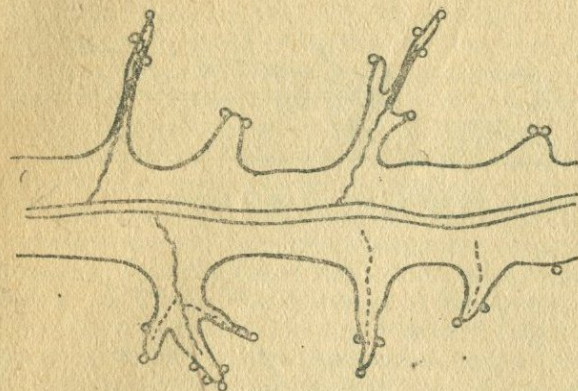


Рис. 116. План речной долины с берегами, изрезанными оврагами, и источниками, сосредоточенными в вершинах оврагов.

Примером большого кара-су является ложбина, вытянутая параллельно наклону Шерванской степи в Закавказье, частью с водой, частью заболоченная, частью почти пересыхающая, представляющая повидимому один из древних протоков или русел Кумы. Питание этого Кара-Су усиливается во время таяния снегов на Главном Кавказском хребте и стоке речек на равнину, а также при орошении выше расположенных земель, тогда кара-

су дренирует грунтовые воды. В остальное время эта ложбина повидимому не дренирует грунтовых вод и уровень последних приходилось наблюдать глубже уровня воды в кара-су. Другим примером является кара-су в Армении у подножья Алагеза, воды с которого, являясь в наносах равнины, имеют выход в долину Кара-Су, имеющую также направление более или менее продольное к долине р. Аракса.

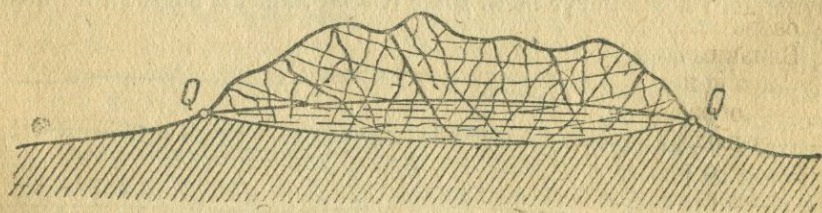


Рис. 117. Переливающиеся источники (Q, Q).

2. Особым режимом обладают так называемые переливные источники, образующиеся при пересечении водоносного слоя на вогнутой поверхности водоупорных слоев (рис. 117). Производительность таких источников будет зависеть от питания водоносного слоя. Если приток воды в водоносный слой увеличивается, то грунтовая вода начинает переливаться через край бассейна, и источник начинает действовать, если же почему-либо уровень грунтовых вод понижается, источник будет ослабевать или даже на время перестает совсем действовать. Переливающиеся

источники часто наблюдаются в карстовых районах, где циркуляция подземных вод вообще связана с разработкой трещин, образованием подземных каналов, пещер и т. п. Как уже отмечалось в главе 20, карстовые источники бывают очень непостоянны; могут быть источники, выходящие на разной высоте, и источники, действующие лишь в определенные промежутки времени в связи с усилением питания карстового массива.

К числу карстовых-переливных источников относится Воклюз во Франции, наиболее обстоятельно и подробно исследованный многими геологами и гидрологами. По имени этого источника подобные переливные источники получили нарицательное имя в оклюзских. Источник Воклюз вытекает из грота в узком и глубоком ущельи. Областью питания источника является массив сильно трещиноватых и закарстованных неокомских известняков, лежащих на водопроницаемых неокомских мергелях и окруженных водопроницаемыми же породами. На поверхности массива известняков имеются карстовые вертикальные каналы, так называемые «авены», глубина которых достигает 180 м. Площадь области питания источника равна 165 тыс. га. Среднее количество осадков за период 1874—1878 г. равнялось 550 мм в год, а средний секундный расход источника 17 м³/сек. Таким образом расход источника составляет 60% от выпадающих осадков. Таким образом поступление воды на дно обширного подземного бассейна обеспечено. Источник Воклюз выходит в ущелье, прорезающем край мулды водоупорных пород в одной из низких точек водоупорного ложа. Самый источник вытекает из воронкообразного бассейна внутри грота. Весной, когда дебит источника особенно увеличивается, уровень воды поднимается до потолка выхода и из грота вырывается целая река с расходом до 120 м³/сек. Осенью же, когда питание источника уменьшается, можно войти в грот и видеть подземное озеро.

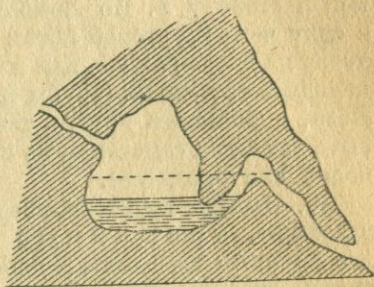


Рис. 118. Сифонный источник.

Близкими к переливающимся источникам типом являются перемещающиеся, или сифонные, источники, также приуроченные главным образом к карстовым областям. Эти источники образуются, когда канал, выводящий источник, имеет форму сифона. Вода, накапливающаяся в пещере, с которой сообщается этот канал, будет находиться в покое, пока уровень ее не достигнет уровня верхнего колена сифона. Тогда канал наполняется водой и из него начинает вытекать вода. После того как избыток воды вытекает, уровень воды опускается ниже верхнего колена сифона, и источник перестает действовать (рис. 118).

3. Нисходящие источники могут вытекать также в местах сужения сечения потока, например сужением стенок водопроницаемой породы, в которой заложен грунтовой поток, или поднятием рельефа водоупорной породы на пути потока. Поднятие уровня грунтового потока в этом случае может повести к достижению поверхности земли и образованию источников.

4. Того же порядка причины вызывают образование так называемых лотинных источников. Они возникают там, где на пути грунтового

потока встречается препятствие в виде выступа водоупорного ложа, наличие прочной породы, трудно поддающейся разрушению и уцелевшей при разработке рельефа до отложения водоносного слоя, например наличия поперечной дайки кварцита, выступа кристаллической породы (рис. 35) и т. п. Подобного рода выступы служат естественными плотинами для грунтового потока, уровень которого благодаря этому повышается и, достигая поверхности земли, дает источник. В других случаях препятствием для потока является прикрытие водопроницаемой породы по склону плащом водоупорной породы в нижней части склона. Грунтовой поток достигает этого препятствия, находит частичный выход наружу в виде источников, располагающихся вдоль границы водоупорного слоя. Сходного по видимому происхождению являются источники, располагающиеся вдоль железной дороги в Шолларском районе, на границе перехода галечниковых отложений под более мощный слой глинистых отложений.

Сходное образование представляют так называемые фонтаны и в северной Ломбардии, источники частью естественные, частью искусственные, каптированные при уходе грунтового потока вдоль наклонной в сторону р. По Ломбардской низменности под толщу суглинков, в силу чего грунтовой поток получает некоторый напор. Источники выходят на дне овражков или же выводятся наружу при помощи небольших колодцев трубчатых (трубы Каландра) или даже бочки, врытой в землю. Вода, поднимаясь внутрь такого каптажного сооружения, может затем быть выведена самотеком на поверхность ниже расположенных по склону полей для орошения.

5. Выходы грунтовых вод из трещиноватых пород или, как их иногда называют, трещинные источники бывают приурочены к наиболее крупным трещинам и наиболее низкому по рельефу выходу этих трещин на дневную поверхность. Обильные источники подобного типа имеются в лавовом плато Малого Кавказа, где позднейшие четвертичного возраста андезитово-базальтовые лавы, образующие характерные столбчатые или глыбовые отдельности, легко проводят поверхностную воду до водоупорного ложа коренных главным образом нижнетретичных пород. Работами Академии Наук установлено, что потоки грунтовых вод и выходы источников бывают приурочены к понижениям древнего, палеотипного рельефа.

6. Иногда выходы водоносных пород по склонам бывают закрыты делювием, который затрудняет выход воды в виде источников, или сам водоносный слой, залегающий горизонтально, обладает малой проницаемостью и малым расходом. В таких случаях может не образоваться сосредоточенных выходов подземных вод в виде отдельных источников, а выходы воды равномерно увлажняют склон вдоль пересечения его с данным водоносным пластом, в результате чего наблюдается полоса заболачивания склона вдоль пласта и несколько ниже с появлением болотной растительности, кочек, воды в углублениях, например от копыт животных. Если воды сильно минерализованы, то при малой производительности водоносного слоя вода не образует источников, а испаряется на срезе пласта поверхностью и в этом месте образуются вьоты солей в виде белоснежного налета. Такие выходы подземных вод в отличие от источников можно назвать пластовыми выходами. Хотя они не имеют практического значения в смысле возможности получения воды, но при гидрогеологических исследованиях они являются маркирующими горизонтами, определяющими залегание проницаемых и водоносных слоев.

Исследование источников при гидрогеологической съемке. При гидрогеологической съемке местности обследование источников является одной из важнейших составных частей работы. Для этой цели рекомендуется руководствоваться следующими указаниями.¹

1. Каждый обследуемый источник описывается под определенным порядковым номером, который обозначается и на карте при условном знаке источника (рис. 119).

Источники	Обыкновенные (не минеральные)	Восходящие	Теплые	
			Холодные	
		Нисходящие		
	Минеральные	Восходящие	Теплые	
			Холодные	
		Нисходящие, холодные		
Скважины	Обыкновенный вы- ход (неминераль- ный)	Ненапорные		
		Напорные	Неизливающиеся	
			Изливающиеся	
	С минеральной водой	Ненапорные		
		Напорные	Неизливающиеся	
			Изливающиеся	
	Без воды			
Колодцы ко- панные и шурфы	С пресной водой			
	С соленой водой			
	Без воды			

Рис. 119. Обозначение источников и буровых скважин на картах и планах (по Фуллеру, дополненное для копанных колодцев).

¹ Саваренский Ф. П. Инструкция по обследованию источников. Изд. ГГРУ, 1930.

2. Местоположение источника. Необходимо указывать место нахождения источника по отношению к гидрографическим и орографическим элементам (долина реки, балка, овраг, ущелье, берег моря, подножие горы и т. п.) и по отношению к ближайшему населенному пункту (направление и расстояние от него). Привести местное название источника, если оно имеется.

3. Рельеф места выхода источника должен быть охарактеризован с возможно большей полнотой и ясностью, например источник выходит на пологом, крутом склоне к речной долине в верхней, средней, нижней части его, или в основании, середине обрыва (правого, левого) коренного берега реки или склона горы (северного, южного, восточного, западного) и т. п. Лучше всего характер рельефа может быть выражен в виде хотя бы схематического чертежа разреза местности в характерном направлении, например поперек склона, берега и т. п. Такой схематический разрез может быть вычерчен с приблизительным соблюдением горизонтального и вертикального масштаба.

4. Высота места выхода источника. Желательно, а при подробной съемке и обязательно определение абсолютной высоты места выхода источника если не инструментальной нивелировкой (нивелиром, тахеометром), то хотя бы барометрической (анероидом).

При этом следует взять отметку не только пункта самого источника, но определить и превышение его над дном долины, над уровнем реки и т. д., что очень важно для целого ряда дальнейших выводов и соображений.

Вообще в месте выхода источника полезно составить поперечный профиль местности (поперечный к долине, балке, ущелью, в которых расположен источник, или к возвышенности, на склоне или у подошвы которой он расположен).

При этом рекомендуется также определить расстояния и попутно взять отметки характерных точек перегиба склона, бровки, края и подножья террас, если таковые имеются, и т. п., а также выходов коренных пород или отдельных характерных слоев, начала осыпи, делювия и т. п., с тем чтобы можно было вычертить схематически, но с соблюдением масштаба, геологический разрез по заснятому профилю.

Если нельзя получить абсолютную отметку для источника, то все же полезно определить относительное превышение над дном долины и составить профиль, о котором говорилось выше.

5. Геологическое строение и водоносный горизонт, питающий данный источник. В месте выхода источника должно выяснять и описать геологическое строение, причем если в месте выхода имеется обнажение, то оно описывается и зарисовывается на профиль с указанием в разрезе положения источника. Если склон прикрыт какими-либо наносами, например делювием, осыпью и т. п., и не представляется возможным произвести необходимую расчистку, то заносится на разрез то, что наблюдается. В случае, если источник выходит непосредственно из водоносного слоя, то последний описывается особенно подробно.

Если же источник выходит из наносов, прикрывающих водоносный слой, то с последним можно судить на основании геологического строения местности. Иногда в данном случае помогает высотная отметка, химический состав воды, температура, позволяющие выяснить принадлежность источника к тому или другому горизонту, к той или другой водоносной трещине.

6. Тип источника. По внешним признакам и по принадлежности к водоносному слою или породе, из которой выходит источник, устанавливается тип источника: нисходящий или восходящий, из наносов, из пластового горизонта или из трещины (трещин).

7. Характер выхода источника. Источник может изливаться или одной струей, приуроченной к подземным ходам, трещинам и т. п., или в виде нескольких струй, или равномерно просачиваясь по склону вдоль выхода водоносного пласта. Часто уяснить характер выхода без соответствующей расчистки представляется затруднительным. Если пластовый выход воды не дает источника в собственном смысле слова, а вызывает лишь заболачивание полосы склона или усиленное увлажнение, в засушливых местностях сопровождающееся иногда так называемыми «выпотами» солей, т. е. тонким белоснежным налетом солей, то каждое такое явление должно быть отмечено при гидрогеологической съемке.

8. Физические свойства воды. Из физических свойств должны быть указаны: цвет, запах, вкус, прозрачность и температура.

Для определения температуры воды желательно иметь термометр с делениями не менее как до $1/2$ градуса. При отсутствии такого термометра можно воспользоваться обыкновенным ленивым термометром, который должен быть у гидрогеолога, в крайнем случае термометром-пращом от анероида. Параллельно должна быть указана температура воздуха, время замера и условия погоды.

9. Расход (дебит) источника. Определение дебита источников дает представление о водоносности района и производительности водоносных горизонтов. При общих гидрогеологических исследованиях и съемке могут применяться упрощенные способы определения дебита источников. При специальных же гидрогеологических изысканиях для целей водоснабжения требуется более тщательное определение дебита ключей, требующее иногда более сложных приемов и аппаратуры. Сведения о способах определения дебита источников можно найти в соответствующих инструкциях¹.

При массовом обследовании источников полезно разбить их по величине дебита на группы, например 1) менее 1 л/сек, 2) от 1 до 2 л/сек, 3) от 2 до 5 л/сек, 4) от 5 до 10 л/сек, 5) более 10 л/сек и т. д. При многократном определении дебита достигается достаточный опыт в отнесении мелких источников к той или другой категории, например до 1 л/сек без повторения замера дебита. Для более мощных источников определение дебита всегда обязательно.

10. Химические свойства воды. Для определения химического состава воды источника пользуются походной лабораторией, при помощи которой определяют содержание Cl, SO₄, жесткость и производят качественную реакцию на NH₃, N₂O₃ и N₂O₅, а также реакцию воды.

Из нескольких сходных источников, принадлежащих одному водоносному горизонту, выбирают один типичный, из которого берут пробу для производства подробного анализа в лаборатории. Для сокращенного анализа достаточно взять литровую бутылку (например из-под боржома); для полного химического анализа — бутылку в 2—3 л (четверть). Посуда должна быть чистой и перед взятием пробы несколько раз ополоснута той же водой из источника. Бутылки должны закупориваться чистыми

¹ Бутов П. И., Васильевский М. М. и Саваренский Ф. П. Инструкция для определения дебита источников и фонтанирующих скважин. Геолгиз, 1934.

пробками и заливаться сверху сургучом. Кроме этикетки, наклеиваемой на бутылку, другая должна быть свернута и привязана к горлышку бутылки бечевкой на случай порчи одной из этикеток. На этикетке пишется номер источника, под которым он значится в описании и на карте, место источника, дата взятия пробы и фамилия взявшего пробу. При взятии проб для бактериологического исследования воды, а также испытании воды на радиоактивность, содержание газов и пр. требуются специальные приемы взятия и хранения воды или испытания их на месте.

11. Газовые примеси и выделения. В некоторых случаях воды источников содержат в растворенном состоянии достаточное количество газов, которые могут выделяться из воды источника при его выходе, как например углекислота, сероводород, метан и т. п. Желательно опробование выделяющегося газа на месте, на горение (метан), на затухание в нем горящей лучины (углекислота), для чего подносят горящую лучину к выделяющимся из воды пузырям, или газ собирают в бутылку или сосуд. Способы отбирания проб газов и исследования их можно найти в соответствующих инструкциях.

12. Радиоактивность воды источников требует своего определения главным образом в минеральных источниках, а также в источниках, связанных с некоторыми рудными месторождениями и контактово-метаморфическими породами. Взятие проб и определение радиоактивности изложено в соответствующих инструкциях.

13. Минеральные выделения и новообразования. В некоторых случаях источники выделяют при своем выходе некоторые соли и сопровождаются минеральными новообразованиями.

Таковы например известковые пресноводные туфы, травертины, кремнистые натски, выделение бурой окиси железа и т. п. Следует описать возможно подробнее все эти явления, определить объем этих образований и взять образцы их.

Кроме того надо осмотреть окружающую местность и выяснить, нет ли подобных же образований в других местах на месте ранее существовавших и теперь исчезнувших выходов подземных вод.

В некоторых случаях на дне водоема, в котором выходит источник, отлагаются илистые образования с сероводородным брожением за счет процессов десульфатации бактериями сернокислых или сернистых соединений, заключенных в воде. В таких случаях надо взять пробу этих отложений.

14. Особый случай представляют собой источники, вытекающие из карстовых известняков. В этих случаях, кроме общего описания и исследования источника и обследования карстовых образований в окрестностях, следует обратить внимание на возможность сообщения источника с другими источниками или водами соседней речки. Для проверки этого явления в воду карстового потока или речки, в зависимости от предполагаемого направления подземного карстового потока, пускают соль или красящее вещество, например флуоросцеин, или даже опилки и наблюдают в месте предполагаемого выхода потока появление введенного вещества. Вообще исследования в области развития карста требуют особого подхода, в частности для гидрографии поверхностных и подземных вод.

15. Иногда подземные воды выходят не сосредоточенным источником или источниками, а незаметно сливаясь в один общий поток — ручей, вытекающий по долине или ущелью, или когда источники выходят не прямо на дневную поверхность, а в толщу наносов, отдающих воду ручью

или речке. В таких случаях следует дать общее описание места питания данного ручья (речки) и определить свойства воды этого ручья в том месте, где он уже собирается в заметный поток.

16. В том случае, когда водоносный слой срезается склоном и не дает отдельных источников, а отдает воду равномерно в толщу прикрывающего склон делювия, наблюдается заболачивание склона по линии выхода водоносного слоя и ниже. В таком случае следует отметить размер этого заболачивания, протяжение заболоченного склона, а также высотное положение верхней границы полосы заболачивания, определяющей положение водоносного слоя. Попутно следует отметить главнейшие признаки заболачивания: появление воды, кочки, характер растительности, оползневые явления и оплывины и т. п.

17. В некоторых случаях выход источника бывает замаскирован осыпью, делювием и т. п., или доступ к нему для производства всех вышеуказанных наблюдений затруднителен. В таких случаях необходимо бывает произвести некоторые предварительные работы по каптажу источника, расчистив место выхода и введя струю источника в трубу или лоток или устроив кювет или колодез с непроницаемым дном, предупреждающим поглощение воды окружающей породой. Мероприятия по каптажу источника разнообразны и зависят от местных условий и требуют в каждом случае отдельной проработки.

18. Если же источник уже каптирован, то надо привести краткое описание каптажного устройства.

19. Если водой источника пользуются, то надо выяснить, для каких целей: для питья, для водопоя, для водоснабжения селения и т. п., и получить на основании опроса местного населения сведения, характеризующие режим источника, а именно: а) давно ли пользуются водой источника; б) всегда ли он имел одинаковый расход; в) не наблюдается ли понижение расхода источника и когда именно, в какое время года и в какие года особенно заметно; г) не иссякает ли иногда источник; д) не наблюдается ли увеличение дебита источника после дождей и через сколько времени; е) не мутнеет ли вода в источнике и когда именно и ж) не промерзает ли источник зимой.

20. Эпизодическое обследование источника при экспедиционных исследованиях бывает недостаточно для выяснения производительности источника для практических целей, например для водоснабжения, так как дебит воды, температура и качество воды могут изменяться в течение года особенно для источников, питающихся грунтовыми водами, а иногда и в течение ряда лет более сухих или более влажных. В этом случае следует поставить стационарные наблюдения над источником с периодическим повторением наблюдений, например 1—2 раза в месяц, или через 2—3 месяца, в зависимости от обстоятельств. В каждом случае надо произвести исследование тех свойств источника, которые подвержены изменению, а именно: дебита, температуры, химического состава.

21. Данные, касающиеся режима источника особенно при стационарных наблюдениях, следует сопоставить с метеорологическими данными предшествующего или предшествующих лет, а именно с количеством атмосферных осадков, их распределением по времени, с продолжительностью снежного периода, мощностью снежного покрова и интенсивностью снеготаяния и т. п., а также с гидрологическими данными речного стока реки, питающейся за счет источников данного района. Сопоставление всех этих данных с геологическим строением местности и с областью пита-

ния данного водоносного горизонта может осветить условия постоянства или изменения дебита и химического состава воды исследуемого источника.

22. Приведенные выше указания на способы исследования источников касаются главным образом обыкновенных источников. Исследование минеральных и термальных источников требует кроме того особых физико-химических методов и бальнеологической оценки, что выходит за пределы обычной гидрогеологической съемки и требует особой методики и особой инструкции.

23. Описание каждого источника обязательно должно сопровождаться датой (год, месяц, число и время дня) и подписью исследователя.

24. По окончании полевых исследований все данные по обследованным источникам должны быть обработаны и сведены в ведомости (ведомость источников бассейна реки... или района...). Кроме того желательно составление карты выходов подземных вод или источников с указанием номера, обозначения возраста питающего водоносного горизонта и указания на имеющийся анализ, а также с нанесением поверхностных выходов вод, рек, озер, болот и физико-геологических явлений, связанных с деятельностью подземных вод: оползней, провальных воронок и т. п.

25

Движение подземных вод

Общие сведения

Вода в горных породах может перемещаться под влиянием силы тяжести при наличии разности уровня ее в двух данных точках. Разность уровней $h = H_1 - H_2$ в двух точках A и B создает напор, под действием которого вода из сечения AA_1 перетекает в направлении сечения BB_1 (рис. 120).

Скорость подземного потока при этом будет зависеть от напора, увеличиваясь с увеличением напора (h).

С другой стороны, скорость зависит также от длины пути потока (l) на данном участке, увеличиваясь с уменьшением этого расстояния и обратно.

Зависимость скорости от напора и длины пути можно выразить:

$$w = f\left(\frac{h}{l}\right). \quad (1)$$

Отношение напора к длине пути $\left(\frac{h}{l}\right)$ носит название гидравлического уклона или градиента и обозначается i

$$i = \frac{h}{l}. \quad (2)$$

Скорость движения воды

$$w = ki^n \quad (3)$$

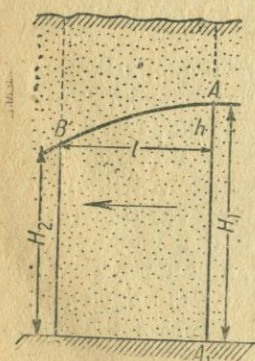


Рис. 120 Разрез участка подземного потока.

AB — поверхность потока;
 A_1B_1 — водоупорное ложе;
 $h = H_1 - H_2$ — напор; l — длина пути потока между сечениями AA_1 и BB_1 .

где w — скорость,

i — уклон,

k — некоторая постоянная.

В подземных потоках могут быть два случая движения.

В том случае, когда вода протекает по широким трещинам и пустотам, она имеет турбулентное движение (неравномерное с разрывом сплошности), подобно движению воды в трубах и открытых каналах. В этом случае движение воды подчиняется закону Шези и скорость

$$w = C \sqrt{Ri}, \quad (4)$$

где C — коэффициент, зависящий от шероховатости стенок, вязкости жидкости и других условий,

R — гидравлический радиус, т. е. отношение площади поперечного сечения потока к смоченному периметру,

i — уклон.

Если в этой формуле $C \sqrt{R}$ примем за некоторую величину k_1 , то формула (4) примет вид:

$$w = k_1 i^{\frac{1}{2}}, \quad (5)$$

т. е. скорость потока пропорциональна уклону в степени $1/2$.

В том же случае, когда подземный поток протекает по капиллярным промежуткам, например в песчаной породе, его движение имеет характер ламинарного, т. е. без разрывов с плавным изменением скорости, и подчиняется закону Дарси.

Закон Дарси был формулирован им впервые в 1856 г. в связи с изучением водопроницаемости песков при проектировании водоснабжения г. Дижона.

Закон этот может быть сформулирован так: количество воды, фильтрующейся через поперечное сечение породы, пропорционально этому сечению, прямо пропорционально напору, обратно пропорционально длине фильтрации на данном участке потока и зависит от некоторой постоянной, зависящей от свойств породы, т. е.

$$Q = k \cdot F \frac{h}{l}, \quad (6)$$

где Q — количество воды, протекающей в единицу времени,

F — площадь поперечного сечения потока,

h — напор,

l — длина пути фильтрационного потока,

k — некоторая постоянная, зависящая от свойств породы, т. е. коэффициент водопроницаемости.

Очевидно, что если $\frac{h}{l}$ равняется 1, то для площади поперечного сечения, равной единице, получим:

$$Q = k, \quad (7)$$

т. е. коэффициент водопроницаемости при уклоне, равном единице, численно равен количеству воды, протекающему в единицу времени через сечение, равное квадратной единице.

Известно, что расход потока зависит от скорости его и поперечного сечения потока, т. е. формулу Дарси можно выразить иначе:

$$Q = vF, \quad (8)$$

сопоставляя это выражение с формулой (6), получим:

$$v = k \frac{H}{l} = ki, \quad (9)$$

т. е. скорость подземного потока пропорциональна уклону в первой степени.

При градиенте же $i = 1$ получаем:

$$v = k. \quad (10)$$

При этом надо помнить, что F разумеется не сечение собственно воды потока, а сечение всего фильтрующего грунта. Поэтому скорость v не представляет собой действительной скорости течения воды, а некоторую фиктивную величину скорости. Так как k по формуле (7) можно принимать численно за количество воды, фильтрующейся в единицу времени через единицу площади породы, то этот коэффициент можем назвать **о б ъ е м н ы м** или коэффициентом расхода, в отличие от истинного коэффициента скорости, или скоростного. Обозначим его через k_q . Действительная скорость (w) получилась бы, если бы мы приняли сечение потока равным $F\varphi$, где φ представляет собой некоторую свободную фильтрующую часть единицы площади породы (коэффициент свободной профили), которую иногда принимают равной пористости (что однако не совсем верно). Таким образом:

$$Q = w\varphi F, \quad (11)$$

где

$$w = k_w \frac{H}{l}, \quad (12)$$

а при $\frac{H}{l}$, равном 1,

$$w = k_w, \quad (13)$$

где k_w представляет собой коэффициент действительной скорости.

Сопоставляя уравнение (8) с уравнением (11), получим

$$v = w\varphi \text{ и } w = \frac{v}{\varphi}, \quad (14)$$

т. е. для того чтобы перейти от действительной скорости к фиктивной, надо действительную скорость умножить на свободную профили и обратно. Также из уравнений (10) и (13) получается:

$$k_q = k_w \varphi, \quad (15)$$

т. е. коэффициент фиктивной скорости, или расхода, как мы его назвали k_q , равен скоростному коэффициенту, умноженному на коэффициент фильтрующей профили, или заменяющий ее коэффициент пористости.

Таким образом имеются два различных значения для коэффициента фильтрации k , которые нельзя смешивать. Многие авторы считают полезным выражать коэффициент k в кубических мерах (Dupuit, Forchheimer, Slichter, Prinz), понимая под ним коэффициент фиктивной скорости, что

удобно для вычислений¹. При таком допущении под коэффициентом k_g водопроницаемости или фильтрации понимается количество воды, протекающее в единицу времени при градиенте $i = 1$, через квадратную единицу площади породы². Под скоростным же коэффициентом k_w водопроницаемости понимается средняя скорость грунтового потока при градиенте $i = 1$.

Коэффициент водопроницаемости или фильтрации, как его называют иначе, должен сопровождаться указанием наименования мер, в которых производится его определение (метры, сантиметры) и обозначением времени (в сутки, в минуту, в секунду).

Определение коэффициента водопроницаемости

Нахождение коэффициента водопроницаемости дает нам количественное выражение водопроводящих свойств водоносной породы и позволяет производить целый ряд практически важных вычислений: производительности подземного потока или водоносного слоя, добыта колодца или скважины, притока воды к канаве, к галлерее и т. п.

Имеется несколько различных способов нахождения коэффициента, которые подразделяются на следующие группы:

- а) способы, основанные на механическом анализе породы;
- б) способы, основанные на опытном определении в особых приборах в лаборатории,
- в) способы, основанные на опытных откачках из скважин или шурфов в поле.

Способы, основанные на механическом анализе. Проницаемость рыхлых обломочных пород находится в зависимости от размера составляющих зерен. Способы выражения зависимости водопроницаемости от механического состава исходят или из представления о величине зерна или же из представления о поверхности зерна.

Механический анализ желателен с более подробным подразделением фракций и доведением его до частиц 0,01 мм в диаметре.

Напомним, что для определения водопроницаемости пользуются понятием «средней» или «эффективной» величиной зерна (см. главу 4).

Формула Люгера. Для предварительного и приблизительного подсчета водопроницаемости породы в случае достаточно крупного и однородного песка можно воспользоваться упрощенной формулой Люгера, по которой:

$$v = ki \text{ м/сек.} \quad (16)$$

или при градиенте, равном единице $v = k$, где k равен среднему диаметру зерен песка, выраженному в метрах.

Собственно в формуле Люгера коэффициент имеет скоростное линейное значение.

¹ Строго говоря, эта величина линейного измерения и поэтому обозначается обыкновенно в линейном измерении.

² При условии, что площадь сечения выражена в тех же мерах, что и количество воды.

Например в приведенном примере песка средний диаметр зерна можно принять в 0,3 мм и скорость движения грунтового потока при градиенте $i = 1$ выразится

$$v = 3,10^{-4} \text{ м/сек или } 26 \text{ м/сутки.}$$

Формула Люгера может применяться для приблизительной характеристики песков и вообще не претендует на точность.

Ф о р м у л а Х а з е н а построена на применении действующей величины зерна и имеет следующий вид:

$$v = Cd^3 \frac{H}{l} (0,70 + 0,03t), \quad (17)$$

где w — скорость, выраженная в метрах в сутки,

C — некоторый коэффициент, зависящий от загрязненности или глинистости песка и принимаемый от 400 до 1200,

d — действующая величина зерна в миллиметрах,

$\frac{H}{l}$ — напорный градиент,

t — температура воды в градусах Цельсия.

Формула Хазена может применяться для пород с действующей величиной зерна от 0,1 до 3 мм и при коэффициенте однородности, не превосходящем 5.

Применение этой формулы для суглинков и вообще глинистых пород с диаметром действующей величины зерна меньше 0,01 мм, как это у нас иногда делается, не имеет под собой почвы.

Выбор значения для коэффициента C зависит от усмотрения. Обычно его выбирают в пределах от 500 до 1 000 в зависимости от загрязненности или глинистости песка, а именно для чистых песков от 700 до 1 000 и для глинистых от 500 до 700, что несомненно вносит некоторую произвольность в определение коэффициента водопроницаемости.

При градиенте $i = 1$ формула принимает вид:

$$v = k = Cd^2 (0,70 + 0,03t), \quad (18)$$

где k по существу правильнее было бы рассматривать как скоростный коэффициент водопроницаемости, так как влияние пористости здесь не учитывается. При температуре 10° формула принимает вид:

$$k = Cd^2 \text{ м/сутки.} \quad (19)$$

Для приблизительных подсчетов в сантиметрах в секунду удобно приравнять C к 864 и тогда получается:

$$k = \frac{864 \cdot d^2 \cdot 100}{864 \cdot 100} = d^2 \text{ см/сек.} \quad (20)$$

Пример вычисления k для взятого песка по Хазену. Действующая величина $d = 0,12$ мм. Коэффициент однородности 4,3, т. е. данные условия, удовлетворяют требованиям.

Песок можно считать достаточно чистым и принять $C = 1000$.

Тогда при $t = 10^\circ$

$$k = 1000 \cdot (0,12)^2 = 14,4 \text{ м/сутки.}$$

Для песков и гравия с действующей величиной более 3 мм дается особая таблица, перечисленная Е. А. Замариным в метрических мерах (табл. 26.)

i	$d, \text{ мм}$									
	3	5	8	10	15	20	25	30	35	40
0,005	3,4	10	20	30	49	79	110	149	201	250
0,001	7	21	40	58	101	146	204	274	369	451
0,002	14	40	79	110	189	274	369	478	589	711
0,004	27	76	149	207	351	478	610	742	870	1 000
0,006	40	113	207	274	451	619	781	930	1 090	1 240
0,008	55	143	253	339	531	720	900	1 087	1 270	1 450
0,010	67	174	299	384	610	830	1 030	1 220	1 412	—
0,015	98	238	378	479	760	1 030	1 260	1 477	—	—
0,020	125	299	467	580	881	1 180	1 469	—	—	—
0,03	183	400	616	—	1 109	1 450	—	—	—	—
0,05	280	561	885	1 060	1 490	—	—	—	—	—
0,010	494	930	1 310	1 550	—	—	—	—	—	—

Формула Слехтера также построена на определении действующей величины зерна. Общий вид формулы по перечислении на метрические меры:

$$q = 0,001022d^2 \frac{H}{l} F \frac{m}{\mu} \text{ м}^3/\text{сек},$$

или

$$88,3d^2 \frac{H}{l} \frac{m}{\mu} \text{ м}^3/\text{сутки}, \quad (21)$$

где q — расход в куб. метрах,
 d — действующая величина,
 $\frac{H}{l}$ — напорный градиент или
 * уклон,
 F — площадь поперечного сечения породы,
 m — коэффициент, зависящий от пористости породы,
 μ — коэффициент вязкости воды.

Очевидно, что при $\frac{H}{l} = I$ и площади поперечного сечения равной одной квадратной единице (кв. метру) формула принимает вид:

$$q = k_q = 88,3d^2 \frac{m}{\mu} \text{ м}^3/\text{сутки}. \quad (22)$$

Таблица 27

Пористость	m	Пористость	m
0,26	0,01187	0,37	0,03808
0,27	0,01350	0,38	0,04154
0,28	0,01517	0,39	0,04524
0,29	0,01694	0,40	0,04922
0,30	0,01905	0,41	0,05339
0,31	0,02122	0,42	0,05789
0,32	0,02356	0,43	0,06267
0,33	0,02601	0,44	0,06776
0,34	0,02878	0,45	0,07295
0,35	0,03163	0,46	0,07838
0,36	0,03473	0,47	0,08455

Действующая величина находится, как в предыдущем способе Хазена. Коэффициент m , зависящий от пористости, находится из табл. 27.

Коэффициент вязкости μ , зависящий от температуры, находится по табл. 28.

Таблица 28

Температура °С	μ	Температура °С	μ	Температура °С	μ	Температура °С	μ
0	0,0178	10	0,0131	20	0,0101	30	0,0081
1	0,0172	11	0,0127	21	0,0099	35	0,0073
2	0,0167	12	0,0124	22	0,0097	40	0,0066
3	0,0162	13	0,0120	23	0,0095	45	0,0060
4	0,0157	14	0,0117	24	0,0093	50	0,0055
5	0,0152	15	0,0114	25	0,0091	—	—
6	0,0147	16	0,0111	—	—	—	—
7	0,0143	17	0,0108	—	—	—	—
8	0,0139	18	0,0105	—	—	—	—
9	0,0135	19	0,0103	—	—	—	—

Слихтер дает объемный коэффициент k . Параллельно в таблице скоростей течения воды в песках он дает и скоростные коэффициенты, причем он принимает, что

$$k_g = k_w \cdot p,$$

т. е. один коэффициент отличается от другого величиной пористости, что, как уже отмечалось, не совсем точно.

Приведем здесь таблицу Слихтера для скоростных и объемных коэффициентов при различных диаметрах действующей величины зерна, при пористости, равной 0,32 и при температуре 10° в перечислении на метрические меры (табл. 29).

Таблица 29

Действующая величина зерен, мм	K_w скорость, м/сутки	K_g приток м ³ /сутки через кв. метр сечения породы	Действующая величина зерен, мм	K_w скорость, м/сутки	K_g приток м ³ /сутки через кв. метр сечения породы
0,01	0,061	0,016	0,35	61,1	19,4
0,02	0,198	0,063	0,40	79,7	25,3
0,03	0,447	0,142	0,45	100	32,0
0,04	0,798	0,243	0,50	124	39,5
0,05	1,24	0,395	0,55	151	47,8
0,06	1,79	0,570	0,60	179	53,1
0,07	2,44	0,775	0,65	210	66,9
0,08	3,19	1,01	0,70	244	77,5
0,09	4,04	1,28	0,75	280	89,0
0,10	4,98	1,58	0,80	319	101
0,12	7,13	2,28	0,85	360	114
0,14	9,65	3,10	0,90	394	128
0,15	11,2	3,56	0,95	449	143
0,16	12,8	4,05	1,00	468	158
0,18	15,2	5,12	2,00	1 993	633
0,20	19,9	6,32	3,00	4 483	1 424
0,25	31,2	9,89	4,00	7 971	2 531
0,30	44,8	14,2	5,00	12 455	2 945

Пример. Для ранее взятого песка $d = 0,12$ мм при пористости 0,32 и температуре 10° получим:

$$k_g = \frac{88,3 (0,12)^2 \cdot 0,02356}{0,0131} \text{ м}^3/\text{сутки} = 2,28 \text{ м}^3/\text{сутки},$$

$$k_w = \frac{2,28}{0,32} = 7,13 \text{ м/сутки}.$$

Формула Крюгера основана на пористости породы и общей величине поверхности всех частиц. Формула имеет вид:

$$v = 1,44 \cdot 10^6 \frac{P}{\omega^2} \text{ м/сутки}, \quad (23)$$

откуда

$$k = 1,44 \cdot 10^6 \frac{P}{\omega^2}, \quad (24)$$

где p — пористость, выраженная объемом пор в одном куб. сантиметре породы,

ω — поверхность всех частиц в одном куб. сантиметре породы, выраженная в кв. сантиметрах. Поверхность одной частицы $\omega_1 = \pi d^2 \text{ см}^2$.

Объем одной частицы $v = \frac{\pi d^3}{6} \text{ см}^3$. Число частиц в 1 см^3 $z = \frac{1000}{v}$.

Суммарная поверхность $\omega_2 = z\omega_1$. Вычисление ведется для каждой фракции механического анализа отдельно, исходя из среднего диаметра частиц. Для этого диаметра определяется суммарная поверхность всех частиц в куб. сантиметрах и берется процент от этой величины, соответствующий процентному содержанию данной фракции. Затем все вычисленные поверхности частиц всех фракций суммируются и получается общая суммарная поверхность всех частиц p (табл. 30).

Таблица 30

Фракция механического анализа, диаметр частиц, мм		Средний диаметр, мм	Суммарная поверхность всех частиц 1 см ³ фракции, выраженная в см ²
от	до		
0,001	0,01	0,005	12 000 (1-p) ¹
0,01	0,05	0,03	2 000 "
0,05	0,10	0,075	800 "
0,1	0,2	0,15	400 "
0,2	0,5	0,35	170 "
0,5	1,0	0,75	80 "
1	2	1,5	40 "
2	3	2,5	24 "

Пористость определяется обычным путем, так называемым весовым способом, т. е. по формуле:

$$p = \frac{vd - D}{vd} \quad (25)$$

¹ p — пористость; значение (1-p) вводится в вычисление после суммирования.

где p — пористость,
 v — объем образца,
 d — удельный вес породы,
 D — вес данного образца.

Приведенная формула (21 и 22) составлена для температуры 18° . Для другой температуры требуется поправка на вязкость воды, или можно воспользоваться формулой Крюгера в трактовке В. А. Приклонского:

$$v = 1,16 \cdot 10^6 \frac{p}{\omega^2} (0,7 + 0,03t) \quad (26)$$

$$k = 1,16 \cdot 10^6 \frac{p}{\omega^2} (0,7 + 0,03t), \quad (27)$$

где t — температура воды в градусах Цельсия.

Пример. Для нахождения k для ранее упомянутого песка находим сначала значение среднего диаметра; затем находим суммарную поверхность частиц этого диаметра; для 1 см^3 дальше определяем процентное содержание поверхности по фракциям и наконец суммируем (табл. 31).

Таблица 31

a фракции, мм	b средний диаметр, мм	c суммарная поверхность 1 см^3 , см^2	d процент фракции	$\omega - c \cdot d : 10$ поверхность частиц данной фракции, см^2
$< 0,01$	0,005	12 000 $(1-p)$	1,2	
0,1—0,01	0,05	1 215 "	7,3	145,0 $(1-p)$
0,1—0,5	0,3	200 "	48,5	88,0 "
0,5—1	0,75	80 "	32,4	97,0 "
1—3	2	30 "	8,2	25,9 "
3—5	4	15 "	2,4	2,5 "
				0,4 "
				$\omega = 357,8 (1-p) =$ $= 358 (1 - 0,32) = 244 \text{ см}^2$

Пористость песка была определена в 0,32. Подставляем найденные значения в формулу (24):

$$K = 1,44 \cdot 10^6 \cdot \frac{0,32}{(244)^2} = 7,8 \text{ м/сутки.}$$

Терцаги дает формулу для определения коэффициента фильтрации, исходя из закона Дарси и из отношения между водопроницаемостью и пористостью. Для песка и глины Терцаги дает различные формулы, так как движение воды происходит различно у песков с более или менее округлыми зернами, отличающимися только своими размерами, и у глин, состоящих из тончайших гибких минеральных чешуек. Капиллярные каналы у песка имеют в общем округлое поперечное сечение, тогда как у глин они похожи на узкие щели.

Для песков Терцаги выведена следующая формула:

$$k = \frac{C}{v_0} \cdot \frac{v_0}{v_i} \left(\frac{n - 0,13}{\sqrt{1-n}} \right)^2 d_w^2 \quad (28)$$

где C — эмпирический коэффициент, изменяющийся в пределах от 800 v_0 до 460 v_0 ;

n — пористость;

v_0 и v_t — коэффициенты вязкости воды при соответственных температурах 10° и $t^\circ\text{C}$;

d_w — действующая величина зерна, выраженная в сантиметрах.

Для k Терцаги считает измерение $\text{см}^3/\text{мин}$.

При введении значения эмпирического множителя C формула принимает вид:

$$k = (\text{от } 460 \text{ до } 800) \frac{v_0}{v_t} \left(\frac{n - 0,13}{\sqrt{1 - n}} \right)^2 d_w^2. \quad (29)$$

Величина 800 применима для песков с округлыми гладкими зернами, 460 относится к пескам с зернами шероховатыми и неправильной формы.

Формула Терцаги применима только для чистых песков. Даже ничтожная примесь глины делает эту формулу по словам самого автора неприемлемой. Это значительно ограничивает применение формулы для практических целей.

Для песка с $d = 0,12$ мм и $n = 0,33$ получается:

$$k \text{ (при } C = 460) = 0,263 \text{ см}^3/\text{мин}$$

$$k \text{ (при } C = 800) = 0,460 \text{ см}^3/\text{мин}$$

или, пересчитывая в сутки и в куб. метры на 1 м^2 сечения породы, получим:

$$k_1 = 3,8 \text{ м}^3/\text{сутки}$$

$$k_2 = 6,6 \text{ м}^3/\text{сутки}.$$

Между коэффициентами, вычисляемыми по разным способам, получается обыкновенно расхождение. Так например для приведенного выше примера песка получались следующие значения k :

По Люгеру	26 м/сутки
„ Хазену	14,4 „
„ Слехтеру	2,28 „
„ Крюгеру	7,8 „
„ Терцаги	от 3,8 до 6,6 м/сутки

Формулы определения коэффициента водопроницаемости по механическому составу применимы главным образом к пескам. К породам глинисто-песчаным, суглинкам и тем более глинам они неприменимы. В работах русских гидрогеологов встречаются иногда определения k для суглинков по механическому анализу, доведенному до фракции 0,01 мм, причем при содержании частиц размера меньше 0,01 мм свыше 10 % (иногда до 50%), действующая величина находится путем экстраполирования, что является настолько произвольным, что приводит к мало вероятным результатам.

Для структурных и особенно засоленных грунтов, каковы например многие суглинки засушливых областей, содержащие растворимые соли, пользование механическим анализом для вычисления коэффициента фильтрации требует особой осторожности. При наличии солей — электролитов — степень дисперсности мельчайших частиц породы: суспензий и коллоидов, уменьшается и они образуют устойчивые в воде агрегаты.

Самый механический анализ, как было отмечено в главе 1, дает при этом различные результаты в зависимости от подготовки породы к анализу.

Водопроницаемость глин. Хотя глины обычно обладают значительно большей пористостью, чем пески, но самый характер пор у глин иной чем у песков как по своим чрезвычайно малым размерам, так и по щелевидной форме, обусловленной чешуйчатым строением частиц глины. В силу такого строения глины вода при своем движении встречает настолько большое сопротивление, что глины считаются практически водонепроницаемыми. Опыты К. Терцаги показывают однако, что глины обладают водопроницаемостью, размеры которой поддаются численному выражению. При этом надо учитывать то обстоятельство, что глина обладает различной пористостью в зависимости от ее влажности или давления, под которым она находится. Поэтому и водопроницаемость глины будет меняться в зависимости от ее пористости, которая в свою очередь меняется в широких пределах.

К. Терцаги дает следующую формулу для определения коэффициента водопроницаемости глин:

$$k = \frac{C}{v_0} \cdot \frac{v_0}{v_t} \frac{(e - 0.15)^n (I + e)}{(e - 0.15)^e + \frac{C}{d_w^2}} \cdot d_w^2 \text{ см}^3/\text{мин}, \quad (30)$$

где C — некоторая постоянная, различная для различных глин,

v_0 и v_t — вязкость воды при 10° и при $t^\circ \text{C}$,

e — приведенная пористость (т. е. отношение объема пор к объему твердой массы),

d_w — действующая величина зерна.

Последняя величина (d_w) определяется путем отмучивания, но не дает истинного представления собственно о «диаметре» частиц, имеющих у глин пластичную форму. Введение этой величины необязательно, так как достаточно экспериментальным путем определять для некоторой определенной влажности (пористости) глины, чтобы, пользуясь зависимостью, выраженной формулой (30), найти коэффициент для всякой другой пористости (влажности).

Для опытного определения коэффициента водопроницаемости Терцаги пользовался особым прибором, в котором под действием пресса можно достигать различной пористости глины. Этот прибор состоит из сосуда диаметром 10 см, на выступах внутренней стенки которого лежит дырчатая бронзовая пластинка, покрытая мелкой проволочной сеткой, на которую помещают слой чистого кварцевого песка (диаметром 0,5 мм) и лист фильтровальной бумаги сверху. Затем в верхнюю часть сосуда, имеющего вид кольца, помещают пластичную мокрую глину слоем около 2 см, и кольцо привинчивают гайками к сосуду. Поверх глины кладут лист фильтровальной бумаги и слой песка, а на его поверхность массивную пластинку, на которую передается вертикальное давление от пресса. Нижняя часть прибора сообщается с вертикальной трубкой высоты 100 см и диаметром 0,6 см со шкалой, по которой отмечается убыль воды в трубке, идущая на просачивание снизу вверх через глину. Так как фильтрация происходит чрезвычайно медленно и не поспевает за испарением воды по краю загрузочной пластинки, поддерживают воду в этом пространстве на постоянном уровне, время от времени добавляя воды. Опыты ведутся при нагрузках в 0,75, 1,6 и 2,4 кг/см², причем требуется в каждом случае от 4 до 6 недель, чтобы вся вода из вертикальной трубки профиль-

травалась через слой глины. По окончании каждого опыта берется проба глины и определяется ее влажность для определения ее пористости при данном давлении.

Терцаги нашел, что в пределах пластического состояния глины к движению воды применим закон Дарси.

Терцаги приводит пример определения коэффициента водопроницаемости для одной глины, полученный опытным путем ($k = 40,10^{-7}$ см/м). Таким образом коэффициент водопроницаемости взятой глины в среднем равен 20 см/год.

Способы лабораторного определения k . Лабораторные способы основаны на наблюдении над фильтрацией через испытуемый грунт в разных приборах, причем большинство приемов имеет дело с породой в нарушенном состоянии. В этих опытах коэффициент определяется по Дарси, именно по количеству фильтрующейся в единицу времени воды, приведенному к единице площади фильтра и единице напорного градиента, т. е.

$$k_q = \frac{Q}{F \frac{H}{l}}, \quad (31)$$

где Q и F должны быть выражены в мерах одного наименования, например метрах или сантиметрах. Значению k , как уже указывалось выше, можно придавать наименование линейной величины, подразумевая под k коэффициент фиктивной скорости, или же наименование объемной величины, подразумевая под k — количество воды, фильтрующейся в единицу времени через квадратную единицу площади породы при градиенте $\frac{H}{l} = 1$. Приборы, которые легко могут быть устроены в любой лаборатории, имеют разную конструкцию.

Я щ и к Д а р с и (рис. 121) представляет собой ящик с вертикальной перегородкой, не доходящей до дна. В одном отделении ящика вставляется сетчатое дно. В это отделение насыпается испытываемая порода. Если порода очень мелкозерниста, то полезно на сетчатое дно насыпать тонкий слой гравия в предупреждение вымывания породы. Воду наливать в отделение A лучше через сито, для того чтобы не получилась сплошная струя, могущая размывать поверхность породы. Уровень воды регулируется отводным желобком a . Вода, фильтруясь через породу, заключенную в отделение A , поступает далее в отделение B , откуда выливается через отвод b . Для определения количества фильтрующейся воды под желобок b подставляют мерный сосуд.

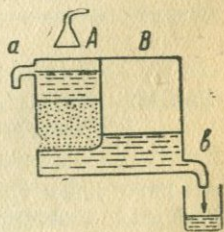


Рис. 121. Ящик Дарси для определения коэффициента фильтрации.

П р и б о р Т и м а (рис. 122) состоит из цилиндра с сетчатой перегородкой в нижней части. Цилиндр загружается до некоторой высоты испытываемой породой. Вода подается сверху и ее уровень регулируется отводом a . Профильтрованная вода из нижней части цилиндра по трубке b поступает в мерный сосуд c . Для регулирования напора изогнутая часть трубки b может перемещаться опусканием или поднятием движка d вдоль штатива. Вдоль цилиндра имеется несколько отростков f_1, f_2, f_3 , которые резиновыми трубками соединяются со стеклянными трубками g_1, g_2, g_3 , укрепленными вертикально для определения пьезометрической

высоты по шкале. Площадь поперечного сечения потока F известна, она равна площади поперечного сечения сосуда. Напор для определенного отрезка столба породы l определяется по разности уровней в пьезометрических трубках h , примыкающих к цилиндру на расстоянии l . Количество фильтрующейся воды определяется непосредственно мерным сосудом c . Таким образом все данные налицо для определения коэффициента фильтрации. Поднимая или опуская колено трубки b , можно регулировать напор и определить коэффициент при различных напорных градиентах. Недостатком этого прибора, как и предыдущего, является то, что порода помещается в прибор в нарушенном состоянии, а не в естественном сложении. Тем не менее для рыхлых пород, например песков, результаты получаются хорошие.

Прибор Тима - Каменского. Проф. Г. Н. Каменским внесено в прибор Тима существенное усовершенствование, заключающееся в том, что в нем можно

определять коэффициент фильтрации не только для насынного грунта, но и для связных пород, например суглинков, глинистых песков, торфа, лёсса и т. п., с ненарушенной структурой. Для этого вырезается монолит цилиндрической или прямоугольной формы. Самый прибор, как и в предыдущем случае, представляет собой цилиндр, но

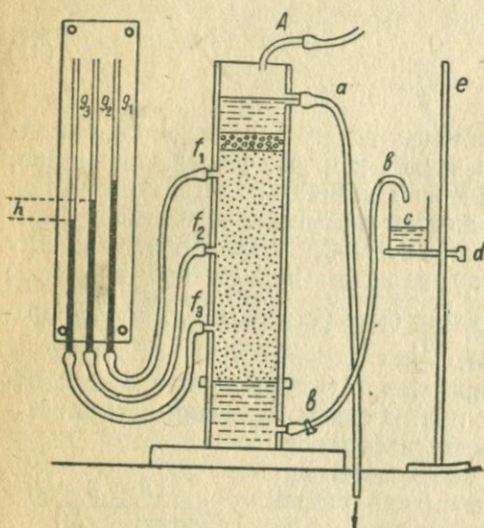


Рис. 122. Прибор Тима для определения коэффициента фильтрации.

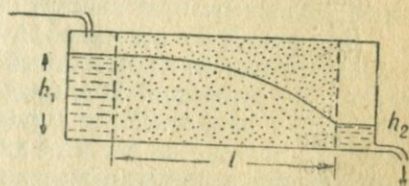


Рис. 123. Схематический разрез ящика Форхгеймера.

большого диаметра (10 — 20 см) и состоящий из двух частей, соединяемых болтами по фланцам с резиновой прокладкой — кольцом между ними. На плечики, выступающие в верхней части нижней половины цилиндра, кладется решетка с сеткой. На нее в свою очередь ставится монолит. Затем после свичивания аппарата зазоры между стенками монолита и стенками аппарата заливаются парафином (не сильно нагретым, чтобы он не впитывался в поры породы). Сверху монолита полезно насыпать слой крупного песка или гравия, чтобы предупредить размывание поверхности монолита струей подаваемой в аппарат воды.

Ящик Форхгеймера (рис. 123) состоит из ящика с двумя вертикальными решетчатыми перегородками, отделяющими большую среднюю часть от боковых, соответствующих верхнему и нижнему бьефу. Вода подается в один бьеф и, профильтровавшись через породу, поступает в другой бьеф, откуда выливается в подставленный мерный цилиндр для замера фильтрующейся воды. Если расстояние между верхним и нижним

бьефом l , ширина ящика a и высота воды в верхнем и нижнем бьефе соответственно равны h_1 и h_2 , то количество фильтрующейся воды Q определяется следующей формулой:

$$Q = k \frac{h_1^2 - h_2^2}{-2l}, \quad (32)$$

откуда

$$k = \frac{Q \cdot 2l}{a \cdot (h_1^2 - h_2^2)} \quad (33)$$

в тех же мерах, что a , l , $h_1^2 - h_2^2$.

Тот же прибор может быть приспособлен для определения скоростного коэффициента движения воды в породе, для чего в верхний бьеф приливают окрашивающей жидкости, например флюоресцеина, и определяют время, через которое окраска появится в воде нижнего бьефа. Тогда

$$v = \frac{l}{t} = k_w \frac{h_1 - h_2}{l} \quad (34)$$

или

$$k_w = \frac{l^2}{t(h_1 - h_2)} \quad (35)$$

причем k выражает скорость в линейных единицах того же наименования, что h_1 , h_2 и l .

В ящике Форхгаймера при достаточно больших размерах его можно исследовать и характер депрессионной кривой потока, для чего можно воспользоваться несколькими стеклянными трубками, вставленными в испытываемый грунт между верхним и нижним бьефами.

Дальнейшее усложнение ящика Форхгаймера приводит к г и д р а в л и ч е с к о м у л о т к у большого размера, загружаемого грунтом, для исследования гидравлических свойств грунтового потока.

Определение коэффициента водопроницаемости одним из указанных способов дает несомненно более надежные результаты, чем вычисление по данным механического состава.

Способы определения k , основанные на опытных откачках из колодцев, шурфов и скважин, дают более реальные результаты, чем лабораторные определения, но требуют более сложной обстановки.

В тех случаях, когда водоносная порода, пройденная скважиной или колодцем, неоднородна, способ откачек дает коэффициент не для какой-либо отдельной породы, а некоторый средний коэффициент для всей водоносной толщи, питающей данный колодец.

Главнейшая литература:

1. З а м а р и н Е. А., инж. Расчет движения грунтовых вод. «Труды Института водного хозяйства», 1928.
2. З а у е р б р е й И. И., инж. Обзор современных германских работ по установлению связи между водными свойствами и механическим составом почвогрунтов. Изд. Научно-мелиорационного института, 1927.
3. К р а с н о п о л ь с к и й А. А. Грунтовые и артезианские колодцы. СПБ. То же в «Горном журнале» 1912, кн. 3, 4, 5 и 6.
4. Л ю г е р Водоснабжение городов в переводе инж. Боровича. Ч. I—IV, СПБ 1898—1904.
5. Н и ф а н т о в А. П. и Каменский Г. Н. Гидрогеологические исследования в связи с устройством водоподпорных сооружений и водох. анилиц. 1929.

7. Саваренский Ф. П. Механический состав, как показатель водопроницаемости, и зависимость его от дисперсных свойств грунтов (по данным исследований на Мугани).

8. Slichter Ch. S. Подземные воды. Перевод с английского горн. инж. А. Д. Стопневича. 1912.

9. Суриин А. А. Водоснабжение. Ч. I. Вода и водосборные сооружения, 1926.

10. Гидротехгео. Инструкция по лабораторно-экспериментальным работам. Вып. 4, 1932.

11. Карпинский А. А. Инструкция по определению коэффициента фильтрации рыхлых пород при естественной структуре в видоизмененном приборе Тима. 1931.

12. Саваренский Ф. П. Определение коэффициента водопроницаемости. 1931.

13. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Ч. I. Гидрогеологическая лаборатория, 1931 (рукопись).

26

Движение подземных вод к водосборным сооружениям

Рассмотрим некоторые случаи движения воды к водосборным сооружениям.

Расход канавы

Одним из простейших случаев является водосборная канава, проведенная в водоносной породе для целей осушения.

На рис. 124 изображен поперечный разрез через канаву и прилегающий к ней грунт.

Допустим, что грунтовые воды до осушения находились на уровне MN . При работе канавы, воде в которой дается сток, уровень воды в ней

понижился на s . Если канава доведена до водонепроницаемого слоя, а первоначальная мощность слоя грунтовой воды H , то в канаве при ее работе установится некоторый слой высотой h , т. е.

$$H - s = h.$$

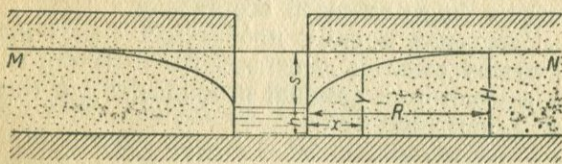


Рис. 124. Разрез водосборной канавы.

Зеркало грунтовой воды будет понижаться к канаве, образуя так называемую депрессионную поверхность, имеющую вид параболической поверхности.

Допустим, что понижение уровня грунтовой воды будет распространяться в стороны от канавы на R . Скорость притекания воды к канаве в произвольном сечении y будет:

$$v = k \frac{dy}{dx},$$

где k — коэффициент водопроницаемости водоносной породы. Количество воды, притекающее к канаве на протяжении ее длины m с одной стороны канавы, будет:

$$q = vF,$$

или, выражая площадь сечения потока F через my , получим:

$$q = mky \frac{dy}{dx}.$$

Интегрируя это уравнение в пределах: для y от h до H , а для x от 0 до R , получим:

$$q = mk \frac{H^2 - h^2}{2R},$$

а для всей канавы с обеими ее стенками на протяжении m получим:

$$Q = mk \frac{H^2 - h^2}{R}.$$

Таким образом, зная коэффициент фильтрации породы, определенный одним из ранее указанных способов, а также определив путем буровых скважин или шурфов мощность водоносного слоя H и расстояние понижения уровня R и замерив или задавшись при определенном уклоне канавы слоем воды в канаве h , можно определить расход канавы. Обратное, замерив расход воды в канаве и зная величины k , H и h , можно вычислить расстояние действия канавы:

$$R = \frac{Q}{mk(H^2 - h^2)}.$$

Указанная форма кривой депрессии будет удерживаться, пока расход воды в канаве будет равен притоку или поступлению грунтовых вод в сферу осушения. Если поступление воды в водоносную породу увеличится, например во время сильных дождей, то уровень грунтовых вод MN может повыситься. Наоборот, если расход воды в канаве делается больше поступления воды в водоносный слой, то уровень грунтовых вод будет понижаться.

Если канава не достигает своим дном водоупорного ложа и будет иметь в дне тот же водоносный слой, что и в стенках, то фильтрация воды в канаву происходит не только через стенки канавы, но и через ее дно, т. е. устанавливаются токи воды и ниже уровня дна канавы. При расчете расхода канавы с проницаемым водоносным дном вводят в этом случае поправку, установленную тем или иным эмпирическим способом.

Пример. Длина канавы 100 м; мощность водоносного слоя 4 м; мощность слоя воды в канаве 0,5 м; длина влияния канавы на понижение уровня 100 м; коэффициент водопроницаемости грунта 8 м/сутки. Определить расход канавы:

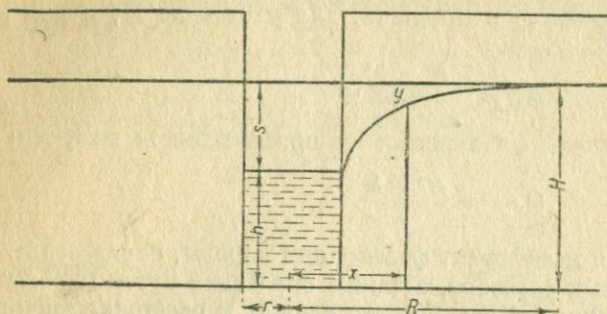
$$Q = 100 \cdot 8 \cdot \frac{(16 - 0,25)}{100} \text{ м}^3 = 126 \text{ м}^3, \text{ или } 1,46 \text{ л/сек.}$$

Дебит колодца

Если из колодца откачивать воду, поддерживая ее на определенном уровне, то наступает равновесие между количеством откачиваемой воды и количеством воды, притекающей в него со всех сторон. Количество поступающей при этом в колодец воды называется расходом, или дебитом

том, колодца. Для определения дебита колодца или скважины пользуются формулой Дюпюи.

Вокруг колодца при откачке образуется воронка понижения, так называемая депрессионная воронка, распространяющаяся на некоторое расстояние R , которое называется радиусом депрессионной воронки, или радиусом осушения (рис. 125). Если в пределах воронки взять цилиндрическое сечение, проходящее на чертеже через ось y , то можно принять, что вода движется через это сечение с одинаковой скоростью по



всему цилиндрическому сечению. Эта скорость по закону Дарси определяется

$$v = k \frac{dy}{dx},$$

а количество воды, протекающей через все цилиндрическое сечение F :

$$Q = k \frac{dy}{dx} \cdot F.$$

Рис. 125. Разрез колодца с воронкой депрессии.

Площадь цилиндрического сечения $F = 2\pi xy$. Таким образом:

$$Q = 2\pi k \cdot \frac{dy}{dx} \cdot x \cdot y.$$

Если мощность водоносного слоя H , а высота слоя воды в колодце при откачке h , то, интегрируя предыдущее уравнение в пределах для x от R до r (радиус колодца или скважины) и y от H до h , то получим:

$$Q = \pi k \frac{H^2 - h^2}{\ln R - \ln r} \quad (\text{уравнение Дюпюи}).$$

Это уравнение может быть представлено также в другом виде, например:

$$Q = \pi k \frac{(H+h)(H-h)}{\ln \frac{R}{r}} = \pi k \frac{(2H-s)s}{\ln \frac{R}{r}},$$

где s — понижение воды в колодце при откачке.

Для практического пользования можно ввести значение π и перевести натуральные логарифмы, входящие в знаменатель, в обыкновенные десятичные (множитель 2,3), тогда формула примет вид:

$$Q = 1,37k \frac{H^2 - h^2}{\lg R - \lg r} = 1,37 \cdot k \frac{(H+h)(H-h)}{\lg \frac{R}{r}}.$$

Пример. Мощность водоносного слоя $H = 10$ м. Слой воды в колодце, доведенном до водоупорного слоя, равен 6 м. Радиус колодца $r = 0,1$ м. Радиус депрессионной воронки $R = 100$ м. Коэффициент водопроницаемости породы $k = 9$ м/сутки. Найти дебит колодца.

$$Q = 1,37 \cdot 9 \cdot \frac{10^2 - 6^2}{\lg 100 - \lg 0,1} = 263 \text{ м}^3/\text{сутки}, \text{ или кругло } 3 \text{ л/сек.}$$

Радиус депрессионной воронки зависит от двух условий: глубины понижения уровня воды в колодце s , увеличиваясь с понижением, и от водопроницаемости породы. У пород мало проницаемых со слабой водоотдачей, например у сильно глинистых песков, суглинков, он меньше, чем у хорошо проницаемых пород, например трещиноватых или крупнозернистых.

Значение радиуса колодца сравнительно невелико, так как эта величина входит в уравнение под знаком логарифма. Так например, если бы в предыдущем примере радиус колодца r был вдвое больше, т. е. 0,2 м, то дебит колодца получился бы 292,3 м³ вместо 263 м³, т. е. увеличился бы только на 11,1%.

Дебит колодца увеличивается с понижением уровня воды при откачке. Так в предыдущем примере, если бы откачкой было достигнуто понижение уровня не на 4 м, а на 5 м, то дебит увеличился бы до 308,2 м³.

Если сравнить дебиты одного и того же колодца при разных понижениях уровня, то зависимость дебитов от понижения выразится так:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{s_1(2H - s_1)}{s_2(2H - s_2)}$$

Таким образом, зная дебит колодца при одном понижении, можно вычислить дебит для другого понижения.

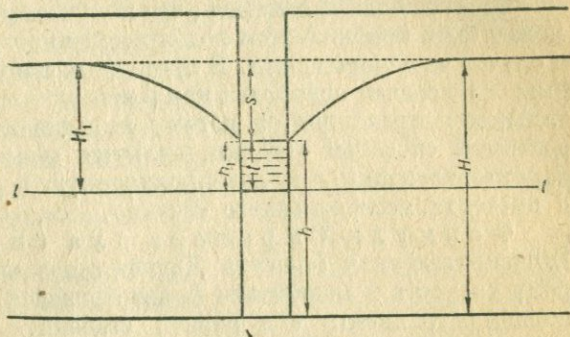


Рис. 126. Разрез несовершенного колодца.

Поправка Форхгаймера на вычисление дебита несовершенного колодца. В предыдущем случае мы имели дело с «совершенным» колодцем, т. е. доведенным до водоупорного слоя. В действительности очень часто приходится иметь дело с колодцами, не доведенными до водоупорного ложа, «несовершенными», как их называют, получающими питание не только с боков, но и со дна, как это отмечено было для случая с канавой, не доведенной до водоупорного слоя. Форхгаймер дает следующую поправку к формуле Дюпюи для этого случая (рис. 126):

$$q = Q \sqrt{\frac{t + 0,5r}{h}} \sqrt{\frac{2h - t}{h}}$$

где q — дебит несовершенного колодца;

Q — дебит колодца, если бы он был углублен до водоупорного ложа;

t — мощность слоя воды в несовершенном колодце при понижении уровня при откачке на s ;

h — расстояние от уровня воды в колодце до водоупорного слоя, или иначе мощность слоя воды в колодце, если бы он был совершенным.

Как видно из формулы Дюпюи, в расчет дебита колодца входит коэффициент фильтрации K , который может быть определен одним из ранее указанных способов. Таким образом, если требуется определить дебит колодца, проектируемого для данного водоносного слоя, то надо знать мощность водоносного слоя, коэффициент водопроницаемости его, радиус колодца и радиус депрессии, задавшись той или другой величиной пони-

жения уровня. Радиус депрессии устанавливается путем опытных откачек из закладываемых для этого скважин. Для приблизительных подсчетов он может быть взят из практических соображений, применительно к характеру грунта. Например для песчаных пород он может быть принят примерно от 200 до 500 м, в зависимости от крупности и чистоты песка, для глинистых песков 100 — 200 м, а для крупнозернистых, гравия и гальки — более 500 м.

Так как в формулу дебита колодца входит коэффициент фильтрации K , то, производя опытную откачку из колодца, можно определить коэффициент K , который будет равен:

$$k = \frac{Q (\ln R - \ln r)}{\pi (H^2 - h^2)}$$

Следует однако заметить, что получаемый таким образом коэффициент может быть коэффициентом водопроницаемости водоносной породы только в случае ее однородности. В природных же условиях водоносная порода бывает не совсем однородна как в вертикальном, так иногда и в горизонтальном направлении, а потому коэффициент водопроницаемости, определенный способом откачки, является некоторым средним суммарным, характеризующим всю водопроницаемую породу в целом в ее разрезе, в пределах исследованного сечения.

Формула Смрекера для определения дебита. Вышеприведенная формула Дюпюи основана на законе Дарси, по которому скорость и количество фильтрующейся воды пропорциональны напорному градиенту i в первой степени. Это справедливо для песчаных и вообще мелкозернистых пород. Для пород же грубозернистых с более крупными промежутками можно пользоваться формулой Смрекера.

Формула Смрекера исходит из того положения, что поток грунтовой воды в своем движении подчиняется некоторым средним условиям между принципом Шези и принципом Дарси, т. е. что скорость его пропорциональна напорному градиенту не первой степени и не $1/2$, а некоторой $1/m$, где m лежит в пределах от 1 до 2. Общий вид формулы Смрекера:

$$Q = F \left(\frac{i}{C} \right)^{\frac{1}{m}}$$

где F — площадь сечения породы,

i — напорный градиент,

C и m — некоторые постоянные для данного грунта, определяемые из опытных откачек.

Применительно к колодцу (скважине) формула Смрекера получает вид:

$$q = 2\pi xy \left(\frac{i}{C} \right)^{\frac{1}{m}}$$

где x — расстояние контрольной скважины от центральной и

y — ордината — высота слоя воды в контрольной скважине при откачке.

Для нахождения коэффициента m пользуются формулой:

$$\left(\frac{q_1}{q_2}\right)^m = \frac{H^{m+1} - y_1^{m+1}}{H^{m+1} - y_2^{m+1}},$$

где q_1 и q_2 — расходы скважины при двух разных понижениях, y_1 и y_2 — соответственные ординаты — высоты воды в контрольной скважине при 1 и 2 откачках.

Для решения этого уравнения применяется графический метод, заключающийся в следующем. Приравнивают обе части уравнения к некоторым величинам b и e :

$$\left(\frac{q_1}{q_2}\right)^m = b; \quad \frac{H^{m+1} - y_1^{m+1}}{H^{m+1} - y_2^{m+1}} = e.$$

Затем строят для каждого из полученных уравнений кривую на системе координат, по оси абсцисс которой откладываются значения коэффициента m в пределах от 1 до 2, а по осям ординат значения b и e (рис. 127). Кривую e , а затем b строят, приравнивая m последовательно 1; 1,25; 1,5; 1,75; 2.

Точка пересечения этих кривых дает решение двух уравнений, и ее абсцисса дает искомое значение m .

Коэффициент C находится из следующего уравнения:

$$C = \frac{m-1}{m^2+1} (2\pi)^m \frac{H^{m+1} - y^{m+1}}{q^m} \cdot x^{m-1},$$

где обозначения те же, что и раньше.

При определении скорости и расхода подземного потока в трещиноватых породах приходится исходить из закона Шези, т. е. из принципа движения воды в открытых каналах и трубах:

$$v = C \sqrt{Ri} = C \sqrt{\frac{f}{P} \cdot i},$$

где v — скорость;

C — эмпирический коэффициент;

R — гидравлический радиус, т. е. отношение сечения потока f к смоченному периметру P ;

i — уклон или гидравлический градиент.

Отсюда расход потока:

$$Q = vf = Cf.$$

Сечение водного потока в трещиноватой породе f зависит от характера трещиноватости, а именно от размера трещин и их частоты.

Краснопольским принимается сечение фильтрующих трещин равным отношению объема трещин к объему самой породы, т. е. $f = \varphi F$, где φ — указанное отношение и F — сечение трещиноватой породы. Смочен-

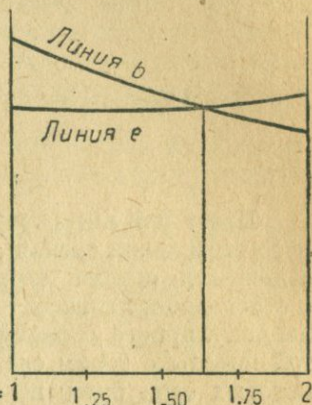


Рис. 127. Графический способ нахождения коэффициента m в формуле Смрекера.

ный периметр P есть сумма периметров щелей в данном сечении. Если длину и ширину щелей в этом сечении принять соответственными a и b , то площадь их $\Sigma ab = \varphi F$. Принимая во внимание, что трение обусловлено стенками трещины, можно принять периметр щелей равным $2a$, а для щелей данного сечения $\Sigma 2a$. Тогда гидравлический радиус выразится:

$$R = \frac{\varphi F}{P} = \frac{\Sigma ab}{\Sigma 2a} = \frac{b}{2}.$$

Скорость же потока в трещиноватой породе:

$$v = C \sqrt{\frac{b}{2} \cdot i},$$

а соответственно расход

$$q = \varphi FC \sqrt{\frac{b}{2} \cdot i}.$$

При такой интерпретации в сечение потока вводится элемент объемного выражения трещин, что не совсем точно. Дело в том, что величина отношения объема трещин к объему самой породы не совпадает с отношением площади сечения трещин к площади сечения породы, перпендикулярного движению потока. Так например в массиве трещиноватой породы с тремя системами взаимно перпендикулярных трещин, из которых одна будет перпендикулярна направлению потока, отношение объема всех трещин к объему породы и отношение площади сечения трещин к площади сечения породы, перпендикулярного к потоку, будут относиться одно к другому как 3:2. Такой случай может иметь место в гранитах например южной кристаллической полосы, где наблюдается три системы трещин, располагающихся почти взаимно перпендикулярно, причем стенки выработок (карьеров, котлованов и т. п.) обыкновенно бывают параллельны одной из систем трещин. В этом случае правильнее принимать свободное фильтрующее сечение породы равным не отношению объема трещин к объему породы φ , а отношению площади сечения трещин в данном сечении к площади всего сечения породы φ' . Тогда предыдущая формула примет вид:

$$q = \varphi' FC \sqrt{\frac{b}{2} \cdot i}.$$

Приведем некоторые данные по расчету дебита по Краснопольскому.

Для колодца расход выражается:

$$Q = 2\pi\varphi k H \sqrt{\frac{s - \frac{s^2}{H} + \frac{1}{3} \frac{s^3}{H^2}}{\frac{1}{r} - \frac{1}{R}}} = 2\pi\varphi k \sqrt{\frac{\frac{1}{3} [H^3 - (H-s)^3]}{\frac{1}{r} - \frac{1}{R}}}.$$

При небольшом сравнительно с H понижении можно принять:

$$Q = 2\pi\varphi k H \sqrt{\frac{s}{\frac{1}{r} - \frac{1}{R}}}.$$

Для артезианского колодца:

$$Q = 2\pi fak \sqrt{\frac{H-h}{\frac{1}{r} - \frac{1}{R}}}$$

где a — мощность водоносного слоя, т. е. расход артезианской скважины пропорционален корню квадратному из напора.

Опытные откачки для определения коэффициента k

Определение водопроводящих свойств рыхлых пород требуется для многих целей, например для проекта водосборных колодцев, канав, для определения притока воды в шахты, в котлованы при вскрытии их для закладки фундаментов, для выяснения размеров фильтрации воды под гидротехническими сооружениями и пр.

Для этой цели применяют опытные откачки из специально закладываемых скважин или шурфов, сопровождаемых несколькими наблюдательными скважинами или шурфами.

Выбор и разбивка опытного участка производится после того, как условия залегания подземных вод, а также характер их и направление потока достаточно выяснились. Участок выбирается в наиболее типичных условиях. Кроме того надо предусмотреть ряд практических обстоятельств: удобства отвода и сброса откачиваемых вод, удобства подвоза воды в обратном случае — замены откачки нагнетанием и т. п. На окончательно выбранном участке закладывается центральная буровая скважина, или шурф, из которого должна производиться откачка, и несколько наблюдательных скважин или шурфов. Наблюдательные скважины (шурфы) располагаются лучами от центральной в количестве четырех и минимум одного луча. В случае грунтового бассейна направление лучей различно. В случае потока лучи располагаются по линиям параллельной и перпендикулярной к направлению потока. При малом количестве наблюдательных скважин можно ограничиться одним направлением, нормальным к потоку, и даже одним лучом. Понятно, что при неоднородности водоносной породы результаты будут случайны при одном луче и малом количестве скважин.

Расстояния наблюдательных скважин от центральной устанавливаются в зависимости от характера водоносной породы: дальше при крупнообломочных и хорошо фильтрующих породах и ближе при мало проницаемых. Наблюдательные скважины по лучу закладываются в расстояниях, увеличивающихся от центральной, например в 2, 6, 14, 30 м, или 5, 15, 50, 100 м.

В случае ограниченного числа скважин, например 2 (по одному лучу), закладывают одну в 2 — 5 м и другую в 10 — 25 м от центра. Центральная скважина должна быть оборудована обсадными трубами такого диаметра, который давал бы возможность установки насоса желательного типа и необходимой мощности. На протяжении водоносного слоя труба просверливается $1/2$ -дюймовыми отверстиями в шахматном порядке, например через 5 см по длине трубы и через 5 см между рядами. В случае легко вымываемого грунта перфорированная труба снабжается припаянной фильтровальной сеткой. Если же порода обладает пльвучестью, т. е. способностью «заплывать» в скважину и засорять фильтр, то рекомендуется устраивать гравийный фильтр. Для этого первоначаль-

но бурится скважина значительно большего диаметра, в нее затем опускаются трубы желательного диаметра, просверленные или еще лучше с фильтром, и по мере поднятия труб большого диаметра зазоры между большими и малыми трубами засыпаются гра-вием.

Оборудование фильтрами наблюдательных скважин необходимо в том случае, когда породы обладают особой пльвучестью, например при пльвунах, некоторых суглинках и илистых породах.

В некоторых случаях скважины могут быть заменены шурфами. Желательно все скважины доводить до водоупорного слоя или же до одного уровня со дном центрального колодца (скважины). Для однородной породы в случае затруднений однако можно для более удаленных наблюдательных скважин ограничиться меньшей глубиной, достаточной для замеров уровня воды при понижении ее при откачке.

Скважины должны быть занивелированы.

Наблюдения за уровнем воды в скважинах во время опыта заносятся в ведомость (табл. 32).

Таблица 32

№ буровой скважины	Расстояние от центральной	Глубина скважины	Время за-мера: число, часы, мин.	Сведения о на-чале, проведении и окончании откачки	Глубина уровня воды от поверх-ности	Понижение	Отметка уровня воды	Расход воды при откачке	Примечания

Учет откачиваемой воды производится мерным сосудом или щитом в лотке, отводящем воду или по числу движений поршня в единицу времени работы насоса и по непосредственному периодическому замеру воды в отводе.

Необходимо озаботиться отводом откачиваемой воды. При длительной откачке из грунтового колодца при близком стоянии грунтовых вод и проницаемой почве возможна обратная инфильтрация воды, если выливать ее непосредственно на землю в недалеком расстоянии от опыта. Для отвода может служить канава, если почва достаточно глиниста, или лоток, сколоченный из двух или трех досок (а при больших расходах более), отводящий воду в какое-либо естественное понижение. В этом же лотке можно устроить и замер расхода при помощи щита.

Длительность откачки зависит от ряда обстоятельств. Как правило, более длительная откачка вообще должна давать более надежные результаты. Но так как продолжительные откачки не всегда возможны, приходится ограничиваться известным сроком. Если наблюдения за уровнем

воды в наблюдательных скважинах не обнаруживают дальнейшего понижения и кривая депрессии при откачке приобретает постоянный характер, в чем убеждаются при постоянстве уровня в скважинах в течение непрерывной откачки, то срок можно считать достаточным.

Если работа насоса препятствует точному замеру уровня воды в центральной скважине или колодце при откачке или фильтр или стенки колодца оказывают сопротивление притоку, что часто бывает, то рекомендуется рядом с центральной скважиной или колодцем заложить контрольную наблюдательную скважину.

Замеры уровня воды в скважинах производят до начала откачки и во время ее. Полезно продолжить их и после откачки, чтобы проследить восстановление уровня воды.

Не следует ограничиваться одной опытной откачкой с понижением уровня в центральной скважине до одного уровня. Желательно повторить опытную откачку с другими разными понижениями уровня.

Обработка данных опытных откачек. Для удобства обработки данные откачек следует свести в таблицы, как показано в табл. 33.

Опытный участок №

Время откачки от . . . до . . . 193 . . . г. Продолжительность откачки
 При понижении уровня в центральном колодце на м. Радиус центрального колодца
 Дебит при откачке . . . м³/сек. Радиус депрессионной воронки . . . м.

Таблица 33

№ скважины	Расстояние от центра x	$\lg x$	Отметка уровня воды до откачки	Отметка уровня в ды при откачке	Отметка дна центрального колодца	Понижение уровня воды s	Высота слоя воды в скважине при откачке y	y^2	Примечания (способ откачки, способ замера, дебита, засорение скважины и пр.)
Центральная	—	—	131,0	127,0	120	4,0	7,0	49	
1	2	0,30103	131,0	128,6	—	2,4	8,6	74	
2	6	0,77815	131,0	129,4	—	1,6	9,4	88	

Затем полезно вычертить поперечный разрез через центральный колодец по направлению лучей с показанием уровня воды до откачки и полученной при откачке депрессионной воронки (рис. 128).

Для определения коэффициента водопроницаемости породы пользуются формулой Дююи, откуда

$$k = \frac{q (\ln R - \ln r)}{\pi (H^2 - h^2)}$$

Если центральный колодец имеет не круглую, а квадратную форму, то за радиус его можно принять радиус равновеликого по периметру сечения круга, т. е. $r = 0,636a$, где a — сторона квадратного сечения колодца.

Радиус влияния откачки, т. е. депрессионной воронки R , определяется по наблюдательным скважинам. Точное определение его бывает

иногда затруднительно и потребовало бы много наблюдательных скважин на разных расстояниях от центральной. Практически точного определения и не требуется, так как величина радиуса входит в формулу под логарифмом и следовательно изменяется очень мало. Если например в наблюдательной скважине на расстоянии 100 м от центральной наблюдалось понижение уровня при откачке на 5 см, а в скважине в 200 м понижения уже не замечалось, то очевидно $100 < R < 200$, и R можно принять приблизительно равным 150 м.

Радиус можно определить другим способом — по части кривой депрессии, воспользовавшись уравнением кривой общего вида: $a + by + cy^2 = x$, которое решается путем подстановки последовательных значений y и x в систему трех и более уравнений.

Определение радиуса депрессии представляет интерес для выяснения сферы влияния колодца на понижение уровня воды вокруг колодца.

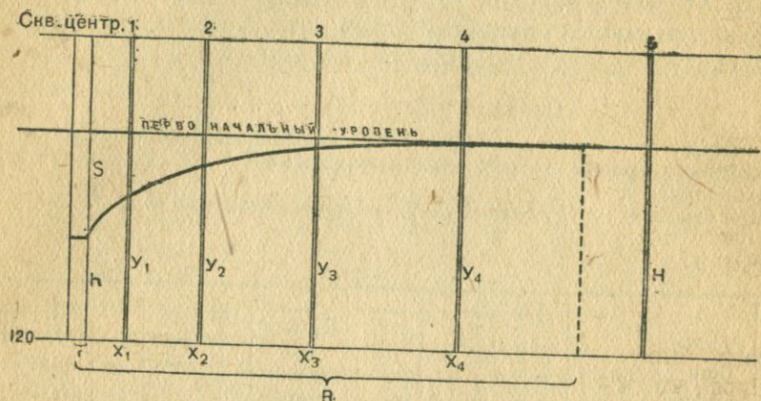


Рис. 128. Разрез депрессионной кривой при откачке.

Откачка воды из колодца может преследовать не только цели опытного определения водопроводящих свойств грунта, но и практические цели понижения уровня грунтовых вод данного места. В этом случае полезно найти радиус полезного действия при откачке. Он определяется расстоянием от центральной колодца до точки кривой депрессии, где понижение уровня воды достигает заданной желательной глубины (s). Так например, если задаются целью искусственного понижения уровня грунтовых вод не меньше как на 2 м, то радиус полезного действия равен расстоянию от колодца x до точки кривой депрессии, соответствующей понижению $s = 2$ м.

Для вычисления коэффициента водопроницаемости по данным опытных откачек по системе наблюдательных скважин определение радиуса депрессии R не требуется, так как формула Дюпюи может быть приложена к любой наблюдательной скважине и центральной, и тогда она принимает вид:

$$k = 0,53 q \frac{\lg \frac{x}{r}}{y^2 - h^2}$$

где q — попрежнему дебит центрального колодца,
 y — ордината депрессионной поверхности в контрольной скважине,

h — то же в центральной скважине.

x — расстояние контрольной скважины от центра и

r — радиус колодца.

Но если по одному лучу опытного участка было заложено не одна, а несколько наблюдательных скважин, то следует, вычертив предварительно депрессионную кривую, критически просмотреть данные замеров понижения по всем скважинам.

Иногда бывают случаи, что скважина засоряется, и уровень воды в ней не отвечает кривой, построенной по остальным точкам. Такие сомнительные точки выключаются из обработки. Затем можно составить уравнения для каждой контрольной скважины с центральной и, вычислив коэффициенты для каждой пары, взять затем среднее значение этого коэффициента:

$$k_1 = 0,73 q \frac{\lg \frac{x_1}{r}}{y_1^2 - h^2},$$

$$k_2 = 0,73 q \frac{\lg \frac{x_2}{r}}{y_2^2 - h^2},$$

$$k_3 = 0,73 q \frac{\lg \frac{x_3}{r}}{y_3^2 - h^2},$$

откуда

$$k_{cp} = \frac{k_1 + k_2 + k_3}{3}.$$

Часто бывает полезно исключить из расчета центральную скважину или шурф, что вызывается или ненадежностью точного замера уровня в центральной скважине, занятой насосом, или ненормальным положением уровня в ней по отношению к кривой депрессии в связи с сопротивлением крепления шурфа или фильтра скважины.

В этом случае вычисление k ведется по любой паре наблюдательных скважин, например 1, 2 и 3-й и т. д. или 1 и 3-й, 2 и 3-й и т. д., согласно формуле Дюпюи в общей форме:

$$q = \pi k \frac{y_{II}^2 - y_I^2}{\ln x_{II} - \ln x_I}.$$

Удобнее для того, чтобы упростить вычисления, воспользоваться производной пропорцией:

$$k = 0,73 q \frac{\lg (x_{II} \cdot x_{III} \cdots x_n) - (n-1) \lg x_I}{y_{II}^2 + y_{III}^2 + y_{IV}^2 \cdots + y_n^2 - (n-1) y_I^2},$$

или

$$k = 0,73 q \frac{\sum_2^n \lg x - (n-1) \lg x_I}{\sum_2^n y^2 - (n-1) y_I^2}.$$

Вычисление коэффициента водопроницаемости следует вести по каждому лучу отдельно, так как порода может быть неоднородна в разных направлениях от центрального колодца.

На основании данных понижения уровня воды в наблюдательных скважинах вычерчивается депрессионная воронка в плане с проведением гидроизогипс через определенные ступени по высоте, например через 0,1 м, 0,5 м. Такая воронка должна иметь концентрическую форму только в случае горизонтального положения уровня грунтовых вод и при однородной породе. Если же воронка понижения откачкой достигается в условиях грунтового потока с заметным уклоном, то воронка получается неконцентричной. Если порода неоднородна по разным направлениям, то воронка депрессии принимает неправильные очертания в зависимости от разной проницаемости породы в окружающей среде грунта.

Если откачка производится из двух колодцев, расположенных друг от друга в расстоянии меньшем суммы радиусов их депрессионных воронок, то кривая понижения уровня грунтовых вод одного колодца пересекается с кривой депрессии другого колодца, и между колодцами достигается общее понижение уровня грунтовых вод. Системой колодцев с откачкой из них пользуются на практике для искусственного понижения уровня грунтовых вод при подготовке оснований под сооружения, при заложении фундаментов и других работах, связанных с необходимостью вести работы в водоносных породах. Таким способом например пользовались в Берлине при постройке метрополитена в сильно водоносных аллювиальных песках, на которых расположен город, и пользуются в настоящее время на постройке метрополитена в Москве.

Применение формулы Дюпюи к напорным водам

Если буровая скважина достигает напорного водоносного горизонта, то вода поднимается в ней до определенной высоты, соответствующей пьезометрическому уровню данного водоносного слоя. Любая рядом расположенная скважина даст воду до того же пьезометрического уровня. Но если из скважины производить откачку и понизить уровень воды

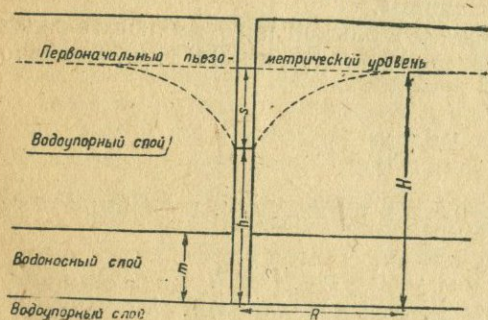


Рис. 129. Разрез воронки депрессии напора при откачке из артезианской скважины.

в ней, то вокруг нее создается падение напора, происходящее за счет потери напора при движении воды к скважине. Создается депрессионная воронка напора. Кривая депрессии в данном случае не выражает собственно поверхности воды, но если в пределах депрессионной воронки пробурить новую скважину, то поднявшаяся в ней вода установится на высоте, определенной этой кривой напора.

Для определения дебита напорных вод, колодца или артезианской скважины, можно применить тот же ход рассуждений, как и в случае колодца для грунтовых вод, только сечение потока будет определяться мощностью водоносного слоя (рис. 129).

Формула, определяющая дебит артезианской скважины, имеет следующий вид:

$$Q = 2\pi km \frac{H - h}{\ln R - \ln r}$$

где k — коэффициент водопроницаемости водоносного слоя,
 m — мощность его,
 H — высота напора,
 h — высота воды в скважине при откачке,
 R — радиус депрессионной воронки,
 r — радиус скважины.

Пример. Мощность водоносного слоя $m = 3$ м. Высота пьезометрического уровня $H = 20$ м, высота воды в скважине $h = 10$ м, радиус депрессии напора $R = 200$ м, радиус колодца $0,2$ м, коэффициент $k = 7$ м/сутки.

$$Q = 2 \cdot 3,14 \cdot 7 \cdot 3 \frac{20 - 10}{\ln \frac{200}{0,2}} = 191 \text{ м}^3/\text{сутки}$$

или 2,21 л/сек.

Формула дебита артезианской скважины может быть представлена также в следующем виде:

$$Q = 2\pi km \frac{s}{\ln \frac{R}{r}},$$

где s — понижение уровня воды в скважине при откачке.

Если производить откачки при разных понижениях уровня, то получаются разные дебиты:

$$q_1 = 2\pi km \frac{s_1}{\ln \frac{R_1}{r}},$$

$$q_2 = 2\pi km \frac{s_2}{\ln \frac{R_2}{r}} \text{ и т. д.}$$

Так как радиус депрессии при различных понижениях уровня изменяется сравнительно мало, а сама величина его под знаком логарифма меняется тем меньше, то можно пренебречь разницей в значении $\ln R$ и тогда можно признать, что дебиты при разных понижениях уровня будут пропорциональны понижениям уровня, т. е.

$$\frac{q_1}{q_2} = \frac{s_1}{s_2}.$$

Непосредственные измерения подтверждают правильность этого вывода. Так например И. А. Бузыкин при опытных откачках из напорного водоносного слоя аллювиальных песков, перекрытых глинистым слоем, в долине р. Белой на Южном Урале нашел следующие соотношения дебитов и понижений:

Откачки	s (понижение), м	q (дебит), л/сек
I	0,5	0,696
II	1,0	1,374
III	1,5	2,059
IV	2,0	2,780

Таким образом дебит скважины пропорционален понижению уровня, и зависимость между ними выражается прямой (рис. 130).

Дебит, приходящийся на 1 м понижения уровня воды в артезианской скважине, называется удельным дебитом. В данном

примере удельные дебиты q , получающиеся при разных понижениях, будут:

По I откачке	$q_I = 1,392$	л/сек
" II "	$q_{II} = 1,374$	"
" III "	$q_{III} = 1,373$	"
" IV "	$q_{IV} = 1,390$	"

В среднем удельный дебит q равняется 1,382 л/сек.

В определении радиуса депрессии напора и построении воронки можно руководствоваться теми же выводами, что и применительно к грунтовым водам.

Если две эксплуатируемые артезианские скважины находятся в расстоянии меньшем суммы радиусов их депрессионных воронок, то кривые депрессии пересекаются, и между скважинами происходит падение напорного уровня.

Вместе с тем происходит уменьшение дебита скважины. В 1842 г. в Гренеле (Париж) была устроена артезианская скважина глубиной свыше 500 м, имевшая пьезометрический уровень около 72 м над уровнем моря и дававшая ежедневно 907 м³ воды. В 1916 г. в 3 км от этой скважины в Пасси была заложена другая скважина, доведенная до того же водоносного слоя. С 24 сентября началась эксплуатация второй скважины и дебит гренельской скважины заметно упал:

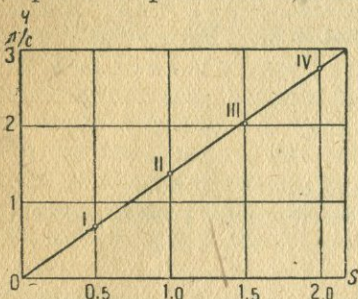


Рис. 130. Зависимость дебита скважины от понижения уровня.

24 сентября он был равен	806 м ³
26 " " " "	778 "
27 " " " "	720 "
3 октября " " " "	634 "
12 " " " "	605 "
31 " " " "	634 "
1 ноября " " " "	648 "
3 " " " "	662 "

С этого времени дебит гренельской скважины находился в зависимости от работы скважины Пасси. Если скважина в Пасси перестает работать, напор и дебит гренельской скважины возрастают до первоначальной величины.

Поглощающие колодцы

Колодцами и буровыми скважинами пользуются иногда для спуска в них технически отработанных, болотных и других излишних вод. Такой вертикальный дренаж во многих случаях с успехом заменяет дорогостоящий горизонтальный дренаж или отвод излишних вод искусственными сооружениями. Но вместе с тем поглощающие колодцы часто причиняют значительный вред тем, что могут загрязнять водоносный слой, в который сбрасываются излишние воды. В качестве поглощающего могут быть как обыкновенные грунтовые шахтные колодцы, ямы, выработки, так и артезианские скважины.

Рассмотрим условия работы поглощающего шахтного колодца, доведенного до грунтовых вод. Если у такого колодца (рис. 131) стенки его

проницаемы как в пределах водоносного слоя, так и выше его, то при нали-
вании воды в колодец выше естественного уровня грунтовых вод вокруг
колодца устанавливается воронка поглощения, имеющая
такую же форму, что и депрессионная воронка осушения, но обращен-
ная вершиной вверх. Если мощность водоносного слоя H , высота столба
воды в колодце при поступлении в него сбрасываемой воды от поверх-
ности до водоупорного ложа h ; радиус колодца r , а радиус воронки R ,
то согласно формуле Дююи расход такого колодца выразится:

$$q = \pi k \frac{H^2 - h^2}{\ln R - \ln r},$$

где k — коэффициент водопроницаемости породы.

В данном случае в правой части величина $H^2 - h^2$ отрицательная
и расход q имеет значение отрицательное (потеря воды). Очевидно, что
поглощающая способность колодца зависит от высоты слоя посту-
пающей воды, создающей напор и от водопроницаемости породы.
Крупнозернистые породы, как на-
пример галечники, гравий, круп-
ный песок, трещиноватые по-
роды, обладают значительной по-
глощающей способностью, и вода
в поглощающем колодце будет
скоро опускаться до уровня грун-
товых вод. Если же, наоборот, по-
рода обладает малой проницае-
мостью, как например глинистые
пески, суглинки, то поглощение
пойдет медленно.

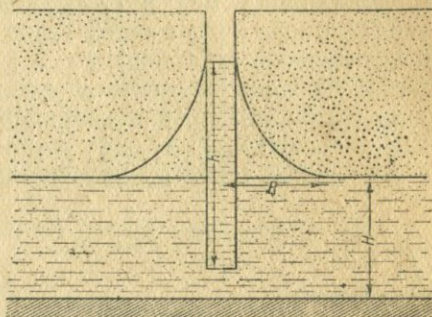


Рис. 131. Разрез поглощающего колодца.

Емкость водоносного горизонта
зависит также от его размера и его водного баланса. Если данный водо-
носный горизонт хорошо дренируется естественными балками, долинами
и выходом источников, то поступление воды от поглощающего колодца
вызовет сравнительно небольшое повышение уровня воды в водоносном
слое. Если же грунтовые воды дренируются плохо и сама водоносная
порода обладает слабой водопроницаемостью, то уровень грунтовых вод
при поглощении, особенно в непосредственной близости от колодца,
будет повышаться и падать очень медленно. Производительность такого
колодца будет мала.

Такого же порядка явление происходит и при применении в качестве
поглощающего — напорного водоносного горизонта, если напорный
уровень его не достигает поверхности земли. В этом случае прилитая в
скважину вода создает дополнительный напор, который идет на расте-
кание воды по водоносному слою с повышением общего напора в нем.
В данном случае для определения расхода поглощающей артезианской
скважины можно воспользоваться также формулой Дююи для напорных
вод, которая имеет вид:

$$q = \frac{2\pi \cdot k \cdot m (H - h)}{\ln R - \ln r}.$$

Поглощающая способность такого горизонта также зависит от
емкости, дренированности и проницаемости водоносного слоя. Если

водоносный слой обладает значительным распространением, хорошей водопроницаемостью, а при ограниченных размерах — хорошей дренированностью, то поглощение им воды не вызовет значительного повышения уровня напора этого горизонта. Если же водоносный слой ограничен, например имеет линзообразный характер и плохо дренируется, то скоро может наступить момент, когда поглощающая скважина перестанет поглощать воду и уровень воды в ней не будет снижаться до начальной величины.

Причиной неудовлетворительной работы поглощающих колодцев часто бывает не состояние самого водоносного слоя, а заилиение или загрязнение скважины или колодца, особенно, если сбрасываемые в них воды обладают значительной мутностью, загрязненностью или особыми химическими свойствами.

Поглощающие колодцы могут служить причиной загрязнения водоносных горизонтов. Это наблюдается во многих городах, пользующихся поглощающими колодцами при отсутствии канализации для сброса канализационных вод в обыкновенные шахтные колодцы. Естественно, что грунтовые воды в таких городах совершенно загрязнены. Пользуются и артезианскими колодцами в качестве поглощающих. В Москве известно несколько десятков скважин, доведенных до первого водоносного горизонта в верхнекаменноугольных известняках, использованных как поглощающие. В силу этого этот водоносный горизонт признается с санитарной точки зрения уже непригодным для водоснабжения.

27

Определение расхода и производительность подземного потока

Для определения расхода подземного потока надо знать: поперечное сечение потока, его напорный градиент или уклон его поверхности и водопроводящие свойства.

Расход подземного потока выразится:

$$Q = kiF,$$

где k — коэффициент водопроницаемости водоносного слоя,
 i — уклон поверхности потока или напорный градиент,
 F — площадь поперечного потока.

Коэффициент водопроницаемости находится одним из ранее указанных способов, т. е. по механическому составу породы, опытным путем на одном из приборов или же способом опытной откачки. Уклон потока по наибольшему падению его поверхности определяется по скважинам, колодцам или выходам воды, высотное положение которых и расстояния должны быть определены или по карте поверхности воды или пьезометрического уровня в гидроизогипсах. Поперечное сечение потока берется нормально к его направлению или иначе параллельно одной из гидроизогипс. Для этого может служить геологический разрез, составленный в направлении поперечном потоку, на котором показан водоносный слой и рельеф водоупорного ложа, а в случае артезианского слоя — мощность его и линия пьезометрического уровня.

Пример. Горная долина, выполненная галечником, врезана в коренные водоупорные породы. Площадь поперечного сечения потока определяется по разведочным скважинам 1, 2, 3, 4-й и т. п. (рис. 132). Уклон грунтового потока определяется по скважинам в продольном направлении А, В и С. Подсчет дает следующие величины: $i = 0,05$; $F = 5\,000\text{ м}^2$. Коэффициент водопроницаемости галечников в среднем 20 м/сутки .

$$Q = 20 \cdot 0,05 \cdot 5\,000 = 5\,000\text{ м}^3/\text{сутки}, \text{ или } 58\text{ л/сек.}$$

Природные условия подземного потока обычно бывают более сложны и требуют более сложных приемов определения расхода потока. Дело в том, что водопроницаемость водоносного слоя может быть неодинакова в разных местах сечения потока, и пользоваться одним коэффициентом k для всего сечения не всегда возможно.

Метод Тима, иначе называемый ε -метод, заключается в том, что в поперечном направлении или под некоторым углом к потоку закладываются группы скважин, руководствуясь в расположении их картой зеркала грунтовых вод в гидроизогипсах, а также некоторыми другими соображениями, связанными с условиями питания потока, а также практическими задачами каптажа грунтовых вод для определенного места (рис. 133). Группы скважин располагаются друг от друга на большем или меньшем расстоянии в зависимости от однородности или неоднородности водного слоя (обычно в расстоянии $300 - 800\text{ м}$). Каждая группа состоит из трех скважин, расположенных более или менее правильным треугольником со стороной $50 - 100\text{ м}$, в зависимости от ожидаемого радиуса депрессионной воронки при откачке. Эти три скважины позволяют более точно определить направление потока в данном месте. Одна из скважин, обыкновенно нижняя по направлению потока, используется для опытной откачки. В качестве наблюдательных скважин используются две других, а кроме того на одной из сторон треугольника закладывается еще одна скважина на более близком расстоянии к скважине с откачкой, чтобы получить по одному направлению две наблюдательных скважины, позволяющие построить депрессионную кривую поверхности воды при откачке.

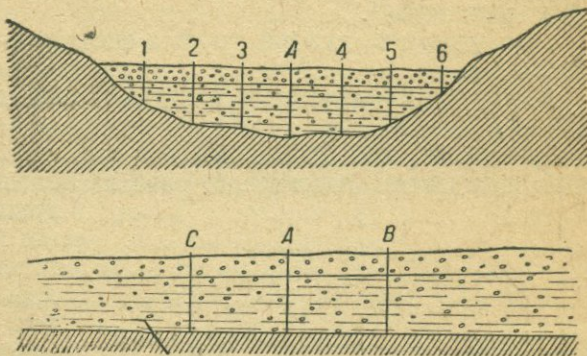


Рис. 132. Поперечный и продольный разрезы грунтового потока.

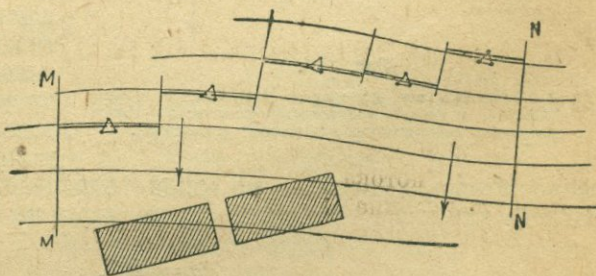


Рис. 133. План расположения опытных скважин для определения расхода потока по способу Тима.

На основании данных откачек находят коэффициент водопроницаемости водоносного слоя для каждой группы скважин по формуле Дююи

$$q = \pi \varepsilon \frac{H^2 - h^2}{\ln R - \ln r}.$$

Тим вводит для обозначения водопроницаемости породы коэффициент ε , который является по существу тем же коэффициентом k , что и в обычной формуле Дарси и формуле Дююи. Коэффициент ε обозначает не величину водопроницаемости какой-либо породы, а совокупности пород, входящих в состав водоносной толщи. Тим называет эту величину «удельной водоотдачей»¹.

Для участков каждой группы скважин могут получаться разные значения ε .

Дальнейшее вычисление расхода потока производится следующим образом.

Принимают, что найденный для каждой группы ε характеризует водопроницаемость водоносного слоя на половину расстояния от одной

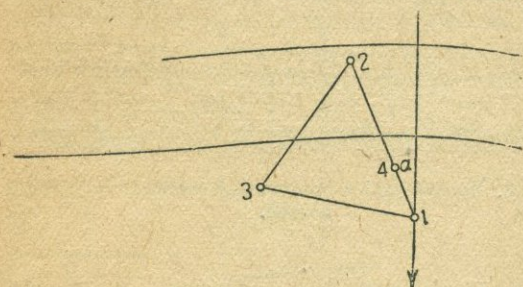


Рис. 134.

1, 2, 3 — скважины для определения направления потока; 1 — скважина, из которой производится откачка; 4 — дополнительная скважина для наблюдений при откачке.

группы скважин до соседней (по простирацию поверхности потока). Для этого по гидроизогиесе, проходящей через треугольник, откладывают в обе стороны отрезки, равные половине расстояния до следующего треугольника (по простирацию) и определяют расход потока на протяжении гидроизогиеси в пределах обслуживания данным треугольником (рис. 134). Таким образом нашими расчетами перехватывается все сечение потока, хотя и не по одной гидроизогиесе.

Расчет определения расхода для каждого отрезка определяется по формуле:

$$q = \varepsilon i F,$$

где i — градиент падения потока,

F — площадь поперечного сечения потока на данном отрезке.

Следует заметить при этом, что уклон поверхности потока i в опытном треугольнике определяется не по направлению наибольшего падения потока, а под некоторым углом α , разным в каждом отдельном случае; поэтому следует ввести поправку на определенный опытным путем градиент i_1 , исходя из того, что:

$$i = \frac{i_1}{\cos \alpha},$$

¹ Не следует смешивать это обозначение с понятием водоотдачи (стр. 79), под которой подразумевается способность насыщенной водой породы отдавать определенное количество воды под влиянием силы тяжести. Поэтому лучше было бы называть этот показатель «удельной производительностью» потока.

где i — градиент, соответствующий наибольшему падению потока, нормальному к гидроизогидам,
 i_1 — градиент, полученный эмпирически по стороне опытного треугольника,
 α — угол между истинным и взятым по стороне треугольника направлением потока (рис. 134).

Суммируя расходы всех отдельных расходов, получают общий расход потока на всем исследованном сечении его MN (рис. 133).

Таким образом может быть определен расход грунтового потока для некоторого сечения его. Для определения же производительности потока надо знать, сколько он может пропускать воды в разное время. Для подземных, особенно грунтовых вод, расход, определенный один раз, может быть нехарактерным для выяснения производительности потока за более длинный срок. Для определения производительности приходится организовать более длительные исследования, которые должны заключаться, во-первых, в наблюдениях над колебанием уровня грунтовых вод и, во-вторых, в периодических повторяемых определениях расхода при разных уровнях в течение года. Накопив достаточно материала и имея кривые колебания уровня грунтовых вод за период исследований, можно построить кривые зависимости расхода от уровня, а затем вычислить расход за весь промежуток времени. Построенная кривая расходов дает представление о производительности потока в целом и за любой промежуток времени.

Сопоставляя производительность потока с метеорологическими данными и условиями питания, можно составить заключение об обеспеченности данного подземного потока.

Ресурсы подземных вод

В введении к этой книге (стр. 8) было указано различие между подземными водами и прочими полезными ископаемыми, причем было отмечено, что понятие «запасов» неприменимо к подземным водам в оценке производительности того или иного водоносного горизонта или бассейна. Емкость водоносного горизонта и запасы подземных вод в нем могут быть невелики, но производительность данного горизонта может быть значительной, если он обеспечен в своем питании. И, наоборот, бассейн подземных вод может обладать значительными размерами, но ежегодный приход воды в балансе этого бассейна может оказаться небольшим. Этот вопрос часто имеет большое практическое значение при гидрогеологических изысканиях в целях водоснабжения. Расчет обеспечения водой водосборных сооружений ведется обыкновенно исходя из общего водного баланса и того притока, который поступает ежегодно из области питания. Только в редких случаях можно строить водоснабжение из расчета изъятия постоянного запаса воды, когда эти запасы значительны, а потребность ограничена определенным временем, и притом нет иного выхода для разрешения задачи водоснабжения.

Поэтому правильнее говорить не о «запасах» подземных вод, а о «ресурсах» подземных вод, понимая под этим термином обеспечение в водном балансе данного района поступления подземных вод, и оставляя за термином «запасы» лишь определение тех количеств воды, которые находятся в данном бассейне или слое независимо от поступления воды и расхода, а в зависимости от его емкости.

Физические свойства и химический состав подземных вод

Определение физических свойств и химический анализ подземных вод могут иметь двойное назначение:

в о - п е р в ы х, для получения природной характеристики воды для выяснения происхождения ее, условий питания, принадлежности к тому или иному водоносному слою, сообщения с другими водоносными слоями и с поверхностными водами и для уяснения источников минерализации и загрязнения воды;

в о - в т о р ы х, для практической оценки качества воды для питья, хозяйственных, промышленных и технических целей.

Для этого пользуются:

1. Непосредственным опробованием воды на месте, главным образом с качественным определением ее свойств.

2. Упрощенным химическим анализом на месте помощью походной лаборатории.

3. Полным химическим и бактериологическим анализами, производимыми в специальных лабораториях и кабинетах над пробами, взятыми с соблюдением особых правил, гарантирующих наименьшее изменение качества воды за время, прошедшее от взятия пробы до ее исследования.

Физические свойства

Имеется много различных способов определения физических свойств воды, способов иногда сложных и требующих сложного оборудования. Приведем здесь лишь те приемы, которыми чаще всего приходится пользоваться гидрогеологу или знакомство с которыми необходимо для него для надлежащего взятия проб и для составления выводов и заключения по характеристике и по оценке воды.

Прозрачность. Чистая вода должна быть совершенно прозрачна, т. е. не должна содержать в себе взвешенных минеральных и органических веществ. Обратное прозрачности качество, мутность, бывает обусловлено присутствием взвешенных минеральных или органических частиц сравнительно более крупного размера, различимых в отдельности при помощи лупы или микроскопа, образующих так называемые суспензии, которые при известных условиях могут оседать на дно сосуда, а также частиц чрезвычайно мелких, не различимых в микроскоп и не оседающих в нормальных условиях на дно — коллоидов, которые могут, сохраняя прозрачность воды, изменять ее цвет.

Тонкая муть обуславливает опалесценцию, т. е. опаловый оттенок воды. Источники мутности воды могут быть различны.

1. Механически увлеченные водой минеральные частицы горной породы (тонкой песчаной пылью, глины и пр.), попадающие в воду иногда при несовершенстве оборудования водосбора (колодца, каптажного приспособления, буровой скважины), или при проникновении в водосбор или в водоносный горизонт взмученных поверхностных вод, например во время весенних паводков.

Особенно часто помутнение воды после дождей и паводков наблюдается в источниках, вытекающих из трещиноватых пород или известняков карстовой области, что свидетельствует о связи этих вод с открытыми водами. В этих случаях полезно произвести наблюдения за расходом источника и качеством воды до дождя, во время него и после.

Мути, обусловленные наличием взвешенных частиц, проясняются до некоторой степени при стоянии воды. Для очищения применяются также фильтры, например песчаные. Для полного просветления воды суспензии осаждаются прибавлением к воде коагулирующих веществ, например квасцов.

2. Взвешенные органические частицы, как например волокна тканей, волокна растительных остатков, грибного мицелия и пр., попадающие иногда в воду при ее загрязнении поверхностными водами, или в силу плохого оборудования и плохой защиты водосбора.

3. Мутность может быть обусловлена химическим составом воды, т. е. растворенных в ней веществ. Так например вода, содержащая в растворе бикарбонаты железа, бесцветная и прозрачная вначале, спустя некоторое время мутнеет от выделения красновато-коричневых хлопьев гидратов окиси железа, образующейся при разложении нестойких двууглекислых солей железа. Точно так же при наличии бикарбонатов кальция может происходить, например при нагревании, выделение карбоната, мало растворимого в воде, обуславливающего мутность воды.

По степени прозрачности обозначают обыкновенно воду как: 1) прозрачная, 2) слабо опалесцирующая, 3) опалесцирующая, 4) слегка мутная, 5) мутная и 6) очень мутная.

В качестве эталонов для сравнения Томс предложил пользоваться суспензией хлорного серебра, получающейся при прибавлении азотно-кислого серебра к соляной кислоте различной степени разбавленности. Для этого приливают 1 см^3 децинормального раствора AgNO_3 к 10 см^3 раствора соляной кислоты, составленного следующим образом:

- 1 часть $N/100 \text{ HCl}$ на 99 частей воды слабая опалесценция
- 2 части $N/100 \text{ HCl}$ на 98 частей воды опалесценция
- 4 части $N/100 \text{ HCl}$ на 99 частей воды муть

Для распознавания мутности воды можно пользоваться цилиндром из чистого бесцветного прозрачного стекла высотой 30 см с плоским дном и рассматривать воду при свете, падающем сверху (Клют).

В САСШ пользуются измерителем Хазена и Вишле, который состоит из линейки с делениями и платиновой иглой на конце толщиной в 1 мм. Степень мутности определяется числом делений погруженной части линейки, когда игла перестает быть видимой.

Для сравнения пользуются также искусственно приготовленной мутью из тонко измельченного кремнезема в количестве 100 мг/л . Степень измельчения кремнезема должна быть такова, чтобы платиновая игла при погружении на 10 см от поверхности воды была заметна для глаза, помещенного на высоте 1,2 м над водой. Испытуемую воду сравнивают с этой смесью, разбавляя дистиллированной водой ту или другую до приведения к одной степени мутности.

Цвет. Чистая, лишенная загрязняющих примесей вода бесцветна, а в большой массе имеет голубоватый цвет. Подземные воды бывают иногда окрашены содержащимися в них примесями. Так например грунтовые воды болотного питания имеют часто желтый цвет от находящихся в них органических гуминовых соединений. Зеленовато-голубоватая

окраска наблюдается иногда в воде водоносного горизонта полтавского яруса третичной системы, где она обусловлена присутствием закисных соединений железа и сероводорода. При доступе воздуха и выделении сероводорода эта вода приобретает желто-бурый оттенок от образующихся гидратов окиси железа. Красивую голубую окраску имеет вода подземного оз. Провал в Пятигорске из сенонских известняков. Голубой цвет ее обусловлен окислением содержащегося в ней сероводорода и выделением свободной серы. Окраска поверхностных вод может быть обусловлена присутствием или взвешенных частиц (мути) или организмов. Замечательный пример представляет р. Квирила в Закавказье, имеющая на значительном расстоянии черную окраску, получаемую ею от марганцевых руд, попадающих в виде пыли и отбросов с марганцевых чистурских рудников.

Подземные воды вообще отличаются большей чистотой и бесцветностью по сравнению с поверхностными, что объясняется тем, что рыхлые, например песчаные, породы, через которые фильтруется поверхностная вода прежде чем достигает водоносного слоя, обладают способностью задерживать взвешенные в воде коллоидные вещества, например гидрат окиси железа, органические вещества и т. п. Из подземных же вод отличаются большей чистотой и прозрачностью те, которые циркулируют по песчаным породам, и известковым породам, так как углекислая известь способствует коагуляции коллоидных веществ.

Для улавливания слабой окраски можно пользоваться цилиндром из чистого стекла высотой 30 — 40 см с плоским дном. Окраска хорошо улавливается, если смотреть на воду в цилиндре сверху. Для сравнения можно пользоваться дистиллированной водой, налитой в такой же рядом поставленный цилиндр. Для сравнения окраски можно пользоваться шкалой Хазена, составленной из смеси хлороплатината калия (желтая окраска) и хлористого кобальта (синяя окраска) в разных пропорциях.

Запах. Чистая вода не обладает запахом. Запах подземных вод может зависеть от причин случайных, не связанных со свойствами водоносного слоя. Например вода колодцев приобретает иногда затхлый запах от гниющего дерева сруба, от долгого застаивания воды в колодце или проникновения в колодец органических веществ. Запах, присущий собственно воде данного водоносного слоя, может быть обусловлен или присутствием в воде каких-либо соединений или реакции, протекающей с выделением пахнущих газообразных веществ. Грунтовые воды болотного происхождения, богатые гуминовыми соединениями, обладают особым «болотным» запахом. Воды некоторых водоносных горизонтов содержат в растворенном виде сероводород (H_2S), придающий воде особый тухлый запах.

Если при наличии запаха колодезной воды подозрение падает на загрязнение или застаивание воды, то следует произвести длительную откачку, а может быть и чистку колодца, после чего вода может потерять свой неприятный запах.

Если запах обусловлен сероводородом, то воду подвергают аэрации, т. е. соприкосновению с воздухом, например заставляя бить ее фонтаном или распыляя, что ведет к улетучиванию сероводорода.

Вкус. Чистая вода не имеет определенного вкуса. Вкусовое ощущение обуславливается присутствием в воде растворенных органических или минеральных соединений. Так например неприятны на вкус воды, питающиеся из болот и торфяников. Присутствие растворенных в воде ми-

неральных соединений ощущается лишь при определенном количестве их. Штофф, произведя исследования вкусового ощущения различных солей в разной концентрации их в воде, устанавливает тройкую границу этого ощущения: 1) границу ощущения неопределенного привкуса воды, 2) границу ясного восприятия этого привкуса и 3) ясного ощущения определенного вкуса воды. Результаты исследований Штоффа в сопоставлении с оценкой ощущения солей других исследователей, приводятся в сокращенном виде в табл. 34, заимствованной у Клюта.

Таблица 34

Сравнительная таблица концентраций солей, ощутимых на вкус (мг на 1 л воды)

Соли	Пределы ощущения по определяемым разным исследователям	По Штоффу		
		Граница ощущения	Граница восприятия	Граница вкусовой оценки пригодности
Поваренная соль (NaCl) . .	150—1 000	165	495	660
Хлористый калий (KCl) . .	—	420	—	525
Глауберова соль (Na ₂ SO ₄) . .	300	150	450	—
Гипс (CaSO ₄)	51,25—500	70	140	—
Горькая соль (MgSO ₄) . . .	312,5—1 500	250	625	750

Из анионов наиболее заметна на вкус гидроксильная группа, затем нитраты, хлориды, гидрокарбонаты и менее сульфаты. Из катионов натрий ощущается сильнее, чем калий, магний сильнее, чем кальций, меньше всего аммоний.

Присутствие в воде различных солей и веществ придает иногда неопределенный, иногда же вполне характерный вкус. Встречаются воды с сладковатым привкусом, соленые, горькие, кислые.

Сладковатый привкус имеют иногда грунтовые воды с большим содержанием органических веществ, что является плохим показателем для воды.

Соленый вкус зависит от присутствия в воде хлористого натрия. Соленые воды встречаются в водоносных горизонтах различного геологического возраста, например в пермских, где они имеют иногда высокую концентрацию и имеют характер рассолов; в некоторых третичных отложениях, где они являются часто спутниками нефти; наконец в грунтовых водах в местностях засушливого климата.

Горькие воды обязаны наличием в растворе сернокислого магния и сернокислого натрия. Сюда относятся некоторые воды в верхнетретичных отложениях, или например минеральная вода Баталинского источника на Кавказе.

Присутствие наряду с хлористым натром сернокислого натрия и магния обуславливает горько-соленый вкус многих вод как глубоких водоносных горизонтов, например кембрийских в районе Ленинграда, некоторых девонских, пермских, нижне- и верхнетретичных, а также грунтовых вод в послетретичных отложениях южной Украины, Юго-востока и степных и пустынных районов Азиатской части СССР.

Кислые на вкус воды встречаются сравнительно редко. Таковы например сильно кислые воды некоторых источников в окрестностях Ганджи и Заглика в Закавказье в районе залежей квасцов.

Надо заметить, что определение качества воды по вкусу даже при значительной минерализации воды является до некоторой степени условным и зависит от местных условий. В районах, бедных хорошими пресными водами, воды с заметным для вновь прибывшего человека содержанием солей могут признаваться местным населением хорошими на вкус; с течением времени создается известная привычка.

Замечено, что слишком мягкие воды, т. е. содержащие малое количество солей, особенно кальция и магния, производят менее приятное ощущение на вкус, чем воды несколько более жесткие.

Большим вкусовым разнообразием обладают минеральные воды благодаря разнообразию своего солевого состава и присутствию растворенной углекислоты.

На вкус воды оказывает влияние также температура воды. Прохладная вода (от 8 до 12°) производит более освежающее приятное ощущение, чем вода теплая. Теплая вода с температурой свыше 15° и особенно свыше 20° менее вкусна, особенно если она богата растворимыми солями.

Определение качества подземной воды на вкус является одним из обычных приемов при гидрогеологических исследованиях. Надо при этом однако иметь в виду, что опробование на вкус воды из всех источников и особенно из колодезев может быть сопряжено с опасностью заражения, если источник или колодез подвержены загрязнению или если в селении имеется налицо инфекция брюшного тифа и других желудочно-кишечных заболеваний.

Химический состав

Соединения азота. В подземных водах, особенно грунтовых, могут встречаться соединения различных степеней окисления азота: NH_3 , N_2O_3 , N_2O_5 , образующие те или другие соли. Они могут быть неорганического происхождения и тогда могут быть признаны невредными, так как сами по себе эти соединения безопасны, или органического происхождения, и тогда считаются неблагоприятными показателями воды, так как свидетельствуют о загрязнении воды и возможности развития в ней бактерий.

Аммиак. Аммиак встречается в подземных водах в виде соединений аммония, образующихся за счет восстановительных процессов физико-химического или биологического порядка. Так, наличие сернистого железа или сероводорода может вести к восстановлению азотнокислых солей до аммиака. Аммиачные соли, образующиеся от физико-химического восстановления азоткислых солей, не являются показателем непригодности воды. Иное дело, когда аммиак является продуктом восстановительных процессов биологического характера при воздействии денитрофицирующих бактерий в анаэробных условиях. В этом случае обнаружение в воде аммиака является показателем процесса распада азотистых веществ органического происхождения, свидетельствующего о загрязненности, а может быть и о зараженности воды болезнетворными бактериями. Поэтому реакция на аммиак является очень показательной для оценки качества воды для питья, тем более, что образование аммиака за счет восстановления минеральных соединений встречается сравнительно редко, тогда как загрязнение воды даже артезианских водоносных горизонтов

наблюдается довольно часто. Что же касается грунтовых вод, неглубоко залегающих, особенно эксплуатируемых колодцами в селениях, то они обычно содержат большее или меньшее количество аммиака.

Для обнаружения аммиака в воде пользуются реактивом Несслера, представляющим двойную соль иодистой ртути и иодистого калия ($HgJ \cdot 2KJ_3$) в растворе щелочи (KOH). В пробирку с 10 см³ испытуемой воды прибавляют 3 — 4 капли реактива. При наличии аммиака вода приобретает желтую, а при значительном количестве аммиака оранжевую окраску. Реактив Несслера рекомендуется сохранять в желтой склянке хорошо закрытым.

В жестких водах при пользовании этим реактивом происходит выпадение солей кальция и магния, увлекающих за собой и двойную соль, что мешает эффекту реакции. Во избежание этого к заведомо жесткой воде в пробирке прибавляют сначала 8 — 10 капель сегнетовой соли, которая препятствует осаждению щелочных земель путем образования двойных растворимых солей.

В воде, предназначенной для питья, не допускается присутствие аммиака или только следы его. В действительности приходится иногда мириться с содержанием аммиака в сотых и даже десятых долях миллиграмма на литр воды. Например в артезианских водах г. Калинина констатировано анализами от 0,02 до 0,7 мг аммиака.

Азотистая кислота (N_2O_3). Азотистая кислота в очень малых количествах широко распространена в природе: в воздухе, в морской воде и в поверхностных и грунтовых водах. Более значительные количества азотистокислых соединений могут образоваться при разложении органических соединений за счет окисления аммиачных соединений, например нитрофицирующими бактериями, или же за счет восстановления нитратов в нитриты. Многие бактерии, встречающиеся в загрязненных водах, обладают этой способностью, как например бактерия *Coli som-shue* — кишечная палочка, попадающая в воду вместе с экскрементами и другими нечистотами. Так как такие же биохимические процессы удовлетворяют существованию других безвредных бактерий, как холерный вибрион и бацилла тифа, то понятно, что нахождение в воде азотистых солей внушает подозрение к пригодности воды для водоснабжения.

Для определения азотистой кислоты пользуются раствором иодистого цинка в крахмале, для чего в пробирку с испытуемой водой прибавляют сначала 3 — 5 капель 25% раствора фофорной кислоты, а затем 10 — 12 капель крахмального раствора иодистого цинка. В случае наличия азотистой кислоты вода окрасится в синий цвет, что обусловлено тем, что при реакции происходит разложение иодистого цинка, и выделяющийся иод окрашивает крахмал в синий цвет (обычная реакция на иод).

Эта простая качественная реакция позволяет судить и о приблизительном количестве азотистой кислоты по времени посинения жидкости.

Винклер дает следующую таблицу (см. стр. 262) для приближенного определения этим реактивом азотистой кислоты.

Азотистая кислота нежелательна при оценке воды не только в санитарно-техническом отношении, но и для некоторых видов производства, например для пользования в окраске тканей в текстильной промышленности при белении шерсти и шелка, а также в процессах брожения.

Раствор синеет	при содержании N_2O_5 в мг/л воды
Тотчас	0,50 и более
Спустя 10 сек.	0,30
„ 1/2 мин.	0,20
„ 1 „	0,15
„ 3 „	0,10
„ 8 „	0,05
„ 10 „	Следы

Азотистая кислота в питьевых водах или не допускается или допускаются лишь следы ее. В действительности приходится иногда мириться с долями миллиграмма азотистой кислоты на литр воды.

Азотная кислота (N_2O_5). В природных водах азотная кислота чаще всего является продуктом полного окисления органических веществ, содержащих азот. Сами по себе азотные соли в тех количествах, в которых они встречаются в подземных водах, не опасны для здоровья, но содержание азотной кислоты в грунтовых водах свидетельствует о том, что в данной воде имеется налицо источник образования азотнокислых соединений, т. е. органическое вещество, а потому не исключается возможность присутствия и других азотистых соединений (аммиака и азотистой кислоты), присутствие которых, как уже выше было указано, является отрицательным показателем в санитарно-гигиенической оценке воды. Действительно присутствие в грунтовых водах азотной кислоты часто сопровождается нахождением также аммиака и азотистой кислоты.

Для определения в воде присутствия азотной кислоты пользуются дифениламином или бруцином. При реакции с дифениламином в белую фарфоровую чашечку, вымытую предварительно чистой крепкой серной кислотой, наливают немного (1 см³) испытуемой воды, прибавляют несколько кристалликов дифениламина и через небольшие промежутки времени прибавляют по 0,5 см³ чистой крепкой серной кислоты. При наличии азотной кислоты жидкость окрасится в интенсивный темносиний цвет. Недостатком этой реакции является то, что азотистые соли также дают синее окрашивание с дифениламином. Следовательно эта реакция применима для обнаружения вообще азотистокислых и азотнокислых соединений.

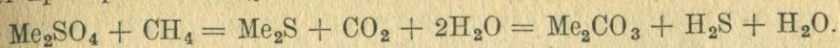
Для нахождения же собственно азотнокислых солей пользуются бруцином. Для этого в пробирке смешивают некоторое количество испытуемой воды (1 см³) с трехкратным количеством чистой крепкой серной кислоты. После охлаждения жидкости (что обязательно) к ней прибавляют несколько кристалликов бруцина и взбалтывают. В случае присутствия азотной кислоты смесь окрашивается в розовый цвет (при приблизительном содержании N_2O_5 в 1 мг/л. воды), яркокрасный (при содержании примерно 10 мг N_2O_5) и даже вишнево-красный цвет (при содержании до 100 мг N_2O_5 на 1 л воды).

Содержание азотной кислоты в воде допускается до 10 — 15 мг/л воды.

Сероводород (H_2S). Сероводород встречается в растворенном виде в воде некоторых водоносных горизонтов, а также иногда в грунтовых водах, подверженных загрязнению органическими веществами.

Сероводород образуется различными путями. В одних случаях в результате восстановления сернокислых соединений в присутствии

некоторых органических веществ, например битумов, нефти, где реакция идет примерно по следующей схеме:



Таким способом объясняется присутствие сероводорода в нефтяных водах при параллельном отсутствии сернокислых солей.

В других случаях сероводород обязан своим происхождением разложению органических веществ без доступа воздуха в анаэробной среде, например в воде сильно загрязненной фекальными жидкостями или в стоячих водах, богатых органическими илами.

Для обнаружения сероводорода, если он не ощущается непосредственно по запаху, пользуются следующим приемом. Некоторое количество воды нагревается в колбе; над горлышком колбы помещают полоску фильтровальной бумаги, смоченную раствором уксуснокислого свинца. При наличии свободного сероводорода он будет выделяться при нагревании и окрасит полоску бумаги в коричнево-черный цвет.

Растворенный в воде сероводород делает ее неприятной для пользования, но он может быть удален более или менее длительной аэрацией воды. Воды некоторых горизонтов девона и карбона характеризуются присутствием H_2S .

Органические вещества. В подземных водах органические вещества встречаются в более или менее значительных количествах, главным образом в грунтовых водах, когда к ним имеется доступ поверхностных вод, обогащающих органическим веществом растительного, а иногда и животного происхождения, как например грунтовые воды в лесах, на лугах и особенно в заболоченных местностях. Кроме того органические соединения могут попадать в подземную воду из различных источников загрязнения жилых мест, как например из конюшен и хлевов, из выгребных ям, с улиц и пр. Органические вещества, образующиеся от разложения растительных остатков лесной или луговой растительности, представляют собой сложные гуминовые соединения, дающие воде коллоидные растворы и окрашивающие ее в желтый цвет. Вредное влияние этих соединений на организм не установлено, однако такая вода обладает несколько неприятным вкусом и запахом и не рекомендуется к употреблению. В силу их кислотности такие воды непригодны также для питания паровых котлов. Что же касается органических веществ, попадающих в воду вместе с продуктами загрязнения животного происхождения или являющихся продуктами разложения органических отходов, попавших в воду, то они представляют значительную опасность в санитарно-гигиеническом отношении, так как являются субстратом для развития многих болезнетворных бактерий. Определение органических веществ в силу сложности их состава и большого разнообразия не представляется возможным. Для суждения о количестве их прибегают к некоторому косвенному приему, а именно определяют количество марганцевокислого калия, идущего на окисление этих веществ. Реакция основана на том, что марганцевокислый калий (KMnO_4) легко отдает свой кислород, который идет на окисление органического вещества. Поэтому оценку содержания органических веществ производят по количеству миллиграммов KMnO_4 , идущего на реакцию, или же по количеству кислорода, идущего при этом на окисление. Для этого определения берут некоторое количество испытуемой воды в колбу, кипятят и по охлаждении титруют

раствором KMnO_4 . Обыкновенно применяют раствор перманганата, приготовленный по Кенигу, именно $1/100$ нормального.

40 см^3 такого раствора соответствуют 12 мг марганцевокислого калия или 3 мг кислорода. Таким образом, если на 250 см^3 воды пошло 20 см^3 раствора, то следовательно содержание органических веществ характеризуется величиной 24 мг KMnO_4 или 6 мг кислорода, идущих на их окисление. Хотя перейти отсюда на определение количества самого органического вещества нельзя, некоторые принимают все же весьма условно, что 1 мг кислорода соответствует 21 мг органического вещества.

Таким образом в анализах воды можно встретить тройное выражение для содержания органических веществ:

1 мг кислорода равен 4 мг $\text{KMnO}_4 = 21$ мг органических веществ. Годная к употреблению вода не должна отвечать больше 3 мг кислорода или 12 мг KMnO_4 .

Окисляемость органических веществ для вод, предназначенных для питья, не допускается свыше 10 мг KMnO_4 , иногда же значительно превосходит эту норму, особенно в грунтовых водах.

Реакция. Подземные воды в большинстве случаев обладают слабощелочной реакцией, иногда они нейтральны, в некоторых, чрезвычайно редких, случаях дают кислую реакцию. Для определения реакции можно пользоваться различными индикаторами, указанными в прилагаемой таблице (по Клютю) (табл. 35):

Таблица 35

Название индикатора	Цвет при нейтральной реакции	Цвет при щелочной реакции	Цвет при кислой реакции	Примечания
Лакмус	Фиолетовый	Синий	Красный	Чувствительность небольшая. Способ: смачивание лакмусовой бумаги
Розоловая кислота	Бледно-желтый	Отчетливо-красный	Желтый	6—10 капель на 50 см^3 воды. Мало применима для болотных вод, окрашенных в желтый цвет
Конгорот	Фиолетовый	Ярко-красный	Синий	Способ: смачивание бумаги, пропитанной индикатором (конговал бумажка). На органические кислоты не реагирует
Метилоранж	Оранжево-красный	Желтый	Розово-красный	1—2 капли на 50 см^3 воды. На органические кислоты реагирует слабо
Фенолфталеин	Бесцветный	Красный	Бесцветный	1—2 капли на 50 см^3 воды. Реагирует на растворенную в воде известь

Наиболее простым, хотя и мало чувствительным индикатором является лакмусовая бумага. В фарфоровую чашечку или в две пробирки с водой опускают две лакмусовые полоски: красную и синюю, и спустя некоторое время наблюдают изменение окраски.

P_h . Более точным способом определения реакции является определение концентрации водородных ионов. Степень этой концентрации выражается величиной P_h , которая выражает показатель степени дроби, соответствующей нормальному кислотному или щелочному раствору. Так например если кислотность равна $N/10$ кислоты, то $P_h = 1$, при кислотности равной $N/100$ кислоты — $P_h = 2$, и т. д. При $P_h = 7$ реакция принимается нейтральной. При $P_h > 7$ реакция щелочная с возрастанием щелочности по мере увеличения P_h .

Таким образом:

$P_h = 1$, когда кислотность соответствует	$\frac{1}{10}$	нормальной кислотности
2 " " "	$\frac{1}{100}$	" "
3 " " "	$\frac{1}{1000}$	" "
4 " " "	$\frac{1}{10000}$	" "
5 " " "	$\frac{1}{100000}$	" "
6 " " "	$\frac{1}{1000000}$	" "
7 когда реакция нейтральная (0 нормальной кислотности или нормальной щелочности)		
8 когда реакция соответствует	$\frac{1}{1000000}$	нормальной щелочности
9 " " "	$\frac{1}{100000}$	" "
10 " " "	$\frac{1}{10000}$	" "
11 " " "	$\frac{1}{1000}$	" "
12 " " "	$\frac{1}{100}$	" "
18 " " "	$\frac{1}{10}$	" "

Очевидно, что P_h , равное 0 или 14, соответствует нормальной кислоте или нормальной щелочи.

Существует несколько способов определения концентрации водородных ионов, наиболее точными являются электрометрические, легче выполнимыми, более простыми, хотя и менее точными — колориметрические.

Углекислота (CO_2). Углекислота находится в подземных водах в следующих состояниях: 1) в виде свободной газообразной, растворенной в воде, 2) в виде «полусвязанной», т. е. входящей в состав бикарбонатов, например $Ca(HCO_3)_2$ и $Mg(HCO_3)_2$, 3) в виде связанной, т. е. входящей в состав карбонатов-солей H_2CO_3 .

В химическом анализе определяют обыкновенно:

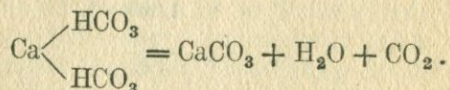
1. Общее количество углекислоты, т. е. углекислоту свободную и входящую как в кислые, так и средние карбонаты.

2. Прочносвязанную, или карбонатную, входящую в состав средних карбонатов, например CaCO_3 , MgCO_3 , Na_2CO_3 и т. п.

3. Полусвязанную, или гидрокарбонатную, входящую в состав бикарбонатов, преимущественно $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$.

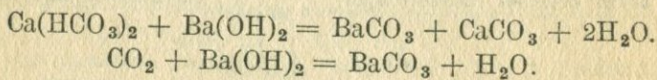
4. Свободную углекислоту (CO_2).

В действительности в силу малой концентрации углекислых солей в подземных водах они находятся главным образом в диссоциированном состоянии в виде ионов. По существу в воде нет самостоятельно монокарбонатов и бикарбонатов. Под карбонатной углекислотой разумеют ту часть углекислоты, которая при реакциях осаждения или при кипячении воды прочно связывается в карбонат. Другая же часть углекислоты выделится при этом и перейдет в свободную. Поэтому первую называют прочно связанной, а вторую — полусвязанной. Обыкновенно принимается, что в водном растворе находятся ионы, отвечающие соединению типа бикарбонатов, и реакция идет следующим образом:



CaCO_3 как трудно растворимая соль выпадает в осадок. При таком понимании ясно, что количество прочносвязанной, уходящей в карбонат, углекислоты равно количеству полусвязанной углекислоты.

Общее количество углекислоты определяется весовым и объемным способом путем осаждения как связанной, так и свободной углекислоты едким баритом:



Затем разложением углекислого бария и углекислого кальция определяют количество всей углекислоты.

Определение полусвязанной и свободной углекислоты вместе производится также осаждением едким баритом с последующим титрованием барита, не пошедшего на реакцию. Так как барит, как это видно из предыдущей формулы, идет на осаждение половины связанной углекислоты, то в данном случае получаем количество полусвязанной и свободной.

Зная количество всей углекислоты (S) и суммы полусвязанной (C_{II}) и свободной (s), можно найти количество прочно связанной (C_I) и, принимая во внимание, что C_{II} принимается равным C_I , можно вычислить все виды CO_2

$$\begin{aligned} S &= C_I + C_{II} + s \\ C_I &= S - (C_{II} + s) \\ C_{II} &= C_I \\ s &= S - C_I - C_{II} \end{aligned}$$

Например в мытищинской грунтовой воде, идущей для водоснабжения Москвы, было определено общее количество углекислоты 204 мг/л, сумма полусвязанной и свободной 114,9 мг. Отсюда найдено количество прочносвязанной 204 — 114,9 = 89,1 мг. Следовательно полусвязанной тоже 89,1 мг, а свободной:

$$204 - 2 \cdot 89,1 = 25,8 \text{ мг.}$$

Определение свободной углекислоты в воде имеет большое значение для суждения о вредном влиянии природных вод на бетон и другие естественные и искусственные известковые камни.

Газообразная углекислота растворяется в воде в условиях нормального давления в следующих количествах на 1 л воды.

При 0°	1 713 см ³	или	3,343 г CO
4°	1 473 "	"	2,869 " "
8°	1 272 "	"	2,491 " "
10°	1 194 "	"	2,316 " "
12°	1 117 "	"	2,164 " "
15°	1 019 "	"	1,969 " "

Связанная (карбонатная и бикарбонатная) углекислота не оказывает влияния на бетон или карбонатные породы, например мрамор. Из свободной же углекислоты не все количество входит в соединение с бетоном, а лишь некоторая часть, в зависимости от системы равновесия, устанавливающейся в данном растворе. Та часть свободной углекислоты, которая вредно действует на бетон или мрамор, известняк и т. п., называется агрессивной углекислотой.

Количество агрессивной углекислоты определяется или анализом, или путем вычисления из свободной и связанной углекислоты. Аналитическое определение заключается в том, что в склянку с испытуемой водой прибавляют несколько грамм порошка мрамора, взбалтывают и оставляют стоять 1—3 дня. Затем часть отстоявшейся прозрачной жидкости титруют $\frac{1}{10}$ нормальной серной кислотой в присутствии метилоранжа. Таким образом находят количество полусвязанной углекислоты как ранее имевшейся в воде, так и получившейся при растворении части мрамора. Вычитая из этого количества полусвязанную углекислоту, ранее определенную в воде, получают количество агрессивной углекислоты.

Для определения агрессивной углекислоты без специального анализа надо иметь данные по определению количества полусвязанной или, что то же, прочносвязанной углекислоты и количества свободной углекислоты. Агрессивная углекислота находится из табл. 36 следующим образом: из графы связанной углекислоты подбирают такую величину, которая была бы больше определенной на такую разность, которая вместе с соответствующей в той же графе свободной углекислотой давала бы в сумме количество определенной в воде свободной углекислоты. Например в воде найдено анализом: 80 мг полусвязанной и 50 мг свободной углекислоты. В графе полусвязанной углекислоты останавливаемся,

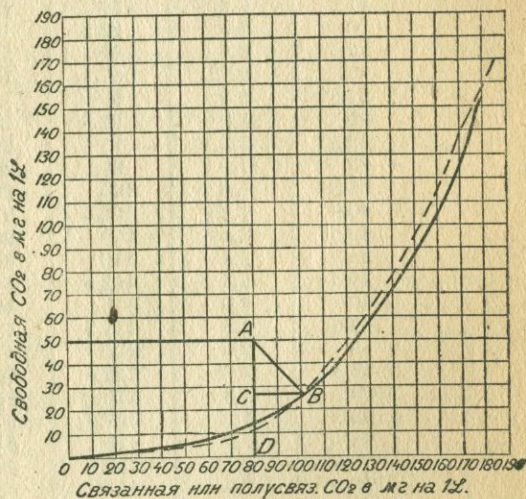


Рис. 135. Кривая для определения агрессивной углекислоты (по Тильмансу и Геблейну).

Сплошная — теоретическая; штрихами — эмпирическая.

как на наиболее подходящей, на величине 102,5. Разность между 102,5 таблицы и 80 мг анализа, т. е. 22,5, вместе с соответствующей в соседней графе свободной углекислотой 27,3 в сумме дают 49,8 мг, т. е. количество, наиболее подходящее к количеству 50 мг определенной анализом свободной углекислоты. Величина 22,5 мг и будет в данном случае количеством агрессивной углекислоты.

Ту же величину можно определить графически по кривой Тильманса и Геблейна (рис. 135).

Таблица 36.

Связанная углекислота (или полусвязанная) и соответствующая свободная

Связанная CO ₂	Свободная CO ₂	Связанная CO ₂	Свободная CO ₂	Связанная CO ₂	Свободная CO ₂
мг/л					
5,06	0	75	9,25	137,5	72,3
15	0,25	77,5	10,8	140	76,4
17,5	0,4	80	11,5	142,5	80,5
20	0,5	82,5	12,8	145	85
22,5	0,6	85	14,1	147,5	89,1
25	0,75	87,5	15,6	150	93,5
27,5	0,9	90	17,2	152,5	94
30	1,0	92,5	19	155	103
32,5	1,2	95	20,75	157,5	107,5
35	1,4	97,5	22,75	160	112,5
37,5	1,6	100	25	162,5	117,5
40,5	1,75	102,5	27,3	165	122,5
42,5	2,1	105	29,5	167,5	127,6
45	2,4	110	35	172,5	138
47,5	2,7	112,5	37,8	175	143,8
50	3,0	115	40,75	177,5	149,1
52,5	3,5	117,5	43,8	180	154,5
55	3,9	120	47	182,5	160
57,5	4,25	122,5	50,2	185	165,5
60	4,8	125	54	187,5	171
62,5	5,25	127,5	57,5	190	176,6
65	6,0	130	61	192,5	182,3
67,5	6,75	132,5	64,7	195	188
70	7,5	135	68,5	200,0	199,5
72,5	8,3	—	—	—	—

Определим агрессивную углекислоту в мытицинской воде (Москва). Анализом установлено: связанной CO₂ 89,1 мг, полусвязанной 89,1 мг, свободной 25,8 мг. По таблице находим количество агрессивной углекислоты, равное 19 мг.

Жесткость. Под жесткостью воды разумеется свойство воды, обусловленное присутствием в ее растворе солей щелочно-земельных металлов, т. е. кальция и магния, проявляющееся в применении воды для практических целей. Так, жесткая вода плохо взмывается и требует большего количества мыла, в жесткой воде медленнее развариваются овощи и мясо, жесткая вода дает накипи в паровых котлах, самоварах и т. п., а в естественных условиях выходы очень жестких вод сопровождаются иногда образованием известковых туфов, травертинов и т. п.

Жесткость обуславливается наличием в воде хлористых, сернокислых, углекислых солей щелочных земель.

Различают общую жесткость, обусловленную действием всех указанных солей, постоянную — действием всех солей за исключением бикарбонатов и временную — действием лишь бикарбонатов. Сырая непрокипяченная вода обладает жесткостью. Прокипяченная вода имеет уже только постоянную жесткость, так как при кипячении двууглекислые соли переходят в углекислые и выпадают в осадок.

Жесткость определяется количественно в так называемых «градусах жесткости».

За один градус жесткости принимается на 1 л воды:

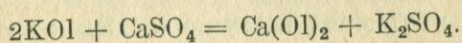
0,01 г CaO — нем. градус
или 0,01 „ CaCO₃ — франц. градус
или 0,014 „ CaCO₃ — англ. градус

между этими градусами существуют след. отношения:

1° нем. = 1,79°, франц. = 1,25° англ.
1° франц. = 0,56°, нем. = 0,7° англ.
1° англ. = 0,8°, нем. = 1,43° франц.

В СССР пользуются преимущественно немецкими градусами жесткости.

Жесткость воды определяют помощью мыльного раствора. Определение основано на том, что соли щелочных земель образуют с мылом нерастворимые соли олеиновой кислоты, выпадающие на дно сосуда в виде хлопьев. Реакция между солями и олеиново-кислыми щелочами мыла (KOl) происходит таким образом:



Этим объясняется плохое взмывливание жесткой воды, а при определении жесткости — появление пены только тогда, когда все щелочно-земельные соли будут осаждены и избыток мыльного раствора не идет больше на реакцию замещения.

Существует несколько способов определения жесткости. По Кларку пользуются раствором 20 г калийного мыла в 1 л 56% спирта. Титр мыльного раствора устанавливается по азотнокислому бария с таким расчетом, чтобы 45 см³ мыльного раствора соответствовали 100 см³ раствора азотнокислого бария (0,559 г азотнокислого бария на 1 л воды), что соответствует 12 немецким градусам жесткости в 100 см³ воды.

Для определения жесткости наливают в склянку 100 см³ исследуемой воды и титруют мыльным раствором до появления постоянной пены, не исчезающей в течение 5 мин. Если вода достаточно жесткая, то рекомендуют брать 50 или 25 см³ и разбавлять дистиллированной водой до 100 см³, учитывая в дальнейшем при вычислении степень разведения воды.

Более точные результаты определения жесткости получаются при способе Блахера, который рекомендует пользоваться чистой пальмитиновой кислотой для приготовления калийного мыла. Конеч титрования устанавливается появлением розовой окраски от фенолфталеина.

Для определения постоянной жесткости испытуемую воду предварительно подвергают кипячению для осаждения карбонатов, дают осесть, разбавляют дистиллированной водой до прежнего объема и подвергают титрованию одним из указанных способов.

Общая жесткость может быть также вычислена, если имеется анализ воды, по количеству кальция и магния из расчета, что одному немецкому градусу эквивалентны 10 мг СаО или эквивалентного ему 7,2 мг MgO.

Поэтому, если данные анализа выражены в миллиграммах на литр воды, то: общая жесткость равна 0,1 СаО + 0,14 MgO.

Например в воде из ключей на берегу Оки в Калуге содержится в 1 л воды: 170,8 мг СаО и 23,0 мг MgO; отсюда общая жесткость равна $17,1 + 3,2 = 20,3$ нем. градусов.

Воды с малой жесткостью называют мягкими.

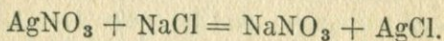
Можно принять следующую классификацию вод по их жесткости:

Очень мягкая	с жесткостью от 0 до 4° нем.
Мягкая	” ” ” 4 ” 8° ”
Умеренно жесткая	” ” ” 8 ” 18° ”
Жесткая	” ” ” 18 ” 30° ”
Очень жесткая	” ” ” выше 30° ”

Для питьевых целей допускается вода с жесткостью не выше 20 — 30 нем. градусов, но имеются местности и населенные города, принужденные пользоваться значительно более жесткой водой.

Хлористые соли. В подземных водах встречаются хлористые соли чаще всего в виде хлористого натра, который может иметь разное происхождение. В одних случаях хлористый натр переходит в ра твор из горных пород, через которые просачиваются или циркулируют подземные воды. В отличие от такого «минерального» происхождения поваренная соль встречается часто в результате загрязнения подземных вод различными продуктами жизнедеятельности человека, кухонных отходов, экскрементов и т. п. Поэтому в грунтовых водах населенных мест, городов и деревенских селений содержание хлористого натра в воде может быть очень значительно.

Качественное определение хлора производится азотнокислым серебром, причем при прибавлении нескольких капель $AgNO_3$ получается опалесценция или появление белого осадка различной плотности, который с течением времени под действием света темнеет, разлагаясь с выделением металлического серебра. Реакция протекает следующим образом.



Содержание хлора в виде хлористых солей в питьевой воде допускается до 35 — 50 мг/л. При явно минеральном происхождении хлористых солей возможно допущение и более значительных количеств хлора, например на морских берегах, в засушливых степях и пустынях, где соленосными часто являются сами грунты. В умеренных и влажных местностях, где хлористых солей в грунтах нет, большое содержание хлора в анализе может указывать на загрязнение воды и является предупреждением против пользования данной водой.

Количество хлора в подземных водах колеблется в широких пределах от долей миллиграмма до нескольких грамм и даже десятков грамм. Так например в мытищинских грунтовых водах содержание Cl всего 1,5 мг, тогда как в грунтовых водах Муганской степи содержание хлора доходило до 25 тыс. мг и более на 1 л. В артезианских водах некоторых горизонтов отложений пермской системы содержание хлористых солей превосходит 20 — 25%.

Сернокислые соли. Сернокислые соли в подземных водах получаются в результате выщелачивания из горных пород растворимых солей: CaSO_4 , MgSO_4 , Na_2SO_4 и др., а также в результате обменных реакций и реакций окисления некоторых сернистых соединений. Присутствие сульфатов в большом количестве делает воды мало пригодными для технических и питьевых целей. Некоторые соли, как MgSO_4 и Na_2SO_4 , придают воде горький вкус.

Присутствие сернокислых солей может быть обнаружено качественной реакцией с раствором хлористого бария по следующей реакции:

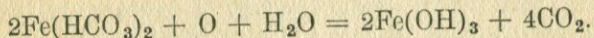


причем образующийся сернокислый барий дает белый осадок, а хлористый кальций остается в растворе.

Для питьевых вод допускается до 100 мг SO_3 .

Содержание сернокислых солей в подземных водах зависит от состава водоносных пород, а в засушливых местностях кроме того от общих условий выветривания и может варьировать от следов до нескольких тысяч миллиграммов на 1 л воды.

Железо. Соединения железа могут находиться в воде или в окисной форме его (Fe_2O_3) или в закисной (FeO). Закисные соединения, например двууглекислое железо, при доступе к воде воздуха легко окисляются, разлагаются с выделением гидратов окиси железа:



Гидратные соединения железа находятся в воде обыкновенно в коллоидной форме. Выделение гидратов железа сопровождается помутнением воды, желтой окраской и наконец выпадением на дно бурых хлопьев гидрата.

Для опознания закисных соединений железа применяется раствор сернистого натрия, который дает зеленоватую окраску воде от образования сернистого железа, хорошо заметную при рассматривании пробы воды в пробирке сверху вниз над белой бумагой.

Для обнаружения окисных соединений применяется роданистый калий в присутствии бертолетовой соли и нескольких капель соляной кислоты, причем получается красное окрашивание.

Присутствие железистых соединений в воде нежелательно, так как придает воде неприятный привкус, дает осадок на стенках посуды, а во многих производствах является вредным, например на красильных, белильных, кожевенных, керамических производствах.

Для питьевых целей допускается содержание железа до 0,5 мг/л. В подземных водах содержание железа варьирует от полного отсутствия его до нескольких миллиграммов на литр. Например в Смирновском источнике в Железноводске содержится 6,3 мг FeO .

Бактериологический анализ

Различные микроорганизмы и в частности бактерии встречаются не только в поверхностных водах, но и подземных, особенно ближайших к поверхности грунтовых водах, имеющих сообщение с поверхностью, например путем просачивания поверхностной воды через горные породы. Количество бактерий в более глубоких водоносных слоях обыкновенно меньше. Среди бактерий встречаются как безвредные для здоровья

потребителей воды, так и болезнетворные, являющиеся возбудителями различных инфекционных болезней: брюшного тифа, холеры, дизентерии и других желудочных заболеваний.

Болезнетворные бактерии появляются в воде в результате ее загрязнения отбросами и фекальными жидкостями, содержащими продукты испражнения. Показателем такого загрязнения воды является наличие в воде так называемой кишечной палочки (*Bacterium coli commun.*), бактерии безвредной сама по себе, но сопутствующей иногда и опасными бактериями, например брюшного тифа и др. Поэтому для практических целей для бактериологической оценки питьевых вод дают количественное определение: «титр» кишечной палочки (титр coli).

По Уипплу вода считается:

Здоровой, если одна кишечная палочка найдена	в 100 см ³ воды и больше	»	»	»	»
Достаточно здоровой, если одна кишечная палочка найдена	» 10	»	»	»	»
Сомнительной,	» 1	»	»	»	»
Нездоровой,	» 0,1	»	»	»	»
Совершенно нездоровой	» 0,01	»	»	»	»

29

Химический анализ

Для определения находящихся в растворе веществ применяют химический анализ воды с количественным определением отдельных составных частей растворенных в воде соединений.

Химический анализ воды может преследовать различные цели, и, в зависимости от этого, требования, предъявляемые к нему, отличаются как в отношении объема анализа, так и точности его. Так например для предварительной общей характеристики подземных вод при гидрогеологическом исследовании какого-нибудь района ограничиваются обыкновенно качественным определением наиболее важных веществ и наиболее простыми количественными определениями, например физических свойств, жесткости, присутствия хлористых, сернокислых солей, азотистых соединений и т. п. Для этого можно пользоваться походной лабораторией, типов которой имеется несколько. Одним из удобных можно считать тип походной лаборатории, разработанный Бутуриным.

Для характеристики воды в целях выбора или оценки подземных вод как источника водоснабжения применяют более подробный анализ, причем кроме определения физических свойств и качественного опробования требуется количественное определение растворенных в воде составных частей, а именно: щелочных земель Ca и Mg, щелочей Na и K, полуторных окислов Al и Fe (последнее в окисной и закисной форме), хлора Cl, серной кислоты SO₃, азотной N₂O₅, азотистой N₂O₃, аммиака NH₃, уголекислоты общей, связанной и свободной, окисляемости органических веществ и реакции воды.

Такого типа анализ воды удовлетворяет целому ряду других практических требований, например пригодности воды для промышленных целей.

Для минеральных вод применяется более подробный анализ, включающий количественное определение элементов и соединений, имеющих особое значение для бальнеологической оценки воды, а также анализ растворенных в воде газов и определение радиоактивности воды.

Приведем пример анализа питьевой воды Мытищинского водосбора грунтовых вод.

Анализ Московского санитарного института отдела здравоохранения Моссовета от 9/IV 1926 г. № 4974

Проба взята 2/III 1926 г., мг/л

Сухой остаток при (110°)	324	CO ₂ связанная	89,1
CaO	116	„ полусвязанная	89,1
MgO	20,1	„ свободная	25,8
SO ₃	44,7	HCO ₃ в миллимолях	4,05
Cl	1,5	Ph	7,34
N ₂ O ₅	1,5	Жесткость общая в нем. гра-	
N ₂ O ₃	0,013	дуса	14,4
NH ₃	0,04	Жесткость карбонатная	11,3
Fe	0,53	Окисляемость по кислороду	4,3
CO ₂ общее кол.	204		

Количество растворенных веществ

В воде находятся в растворенном состоянии соли обыкновенно в виде ионов, кроме того ряд веществ в коллоидной форме, например Al₂O₃, Fe₂O₃, SiO₂, находящиеся также в коллоидном состоянии, но неопределенного состава органические вещества, и наконец, газы. Если воду подвергнуть выпариванию в фарфоровой чашке, то в результате останется так называемый плотный остаток. Обыкновенно его просушивают при температуре 105 — 110° и выражают в граммах или миллиграммах плотного или сухого остатка на 1 л воды.

Количество находящихся в воде веществ может быть также подсчитано по сумме определенных анализом отдельных составных частей, причем этот подсчет — правильнее производить над составными частями, выраженными в ионной форме, а не в виде окислов и ангидридов, как это будет видно из рассмотрения способов выражения анализов. Надо заметить, что сумма подсчитанных соединений часто не совпадает с величиной сухого остатка. Происходит это обычно от того, что при высушивании сухого остатка происходят некоторые изменения, а именно часть солей способна при нагревании улетучиваться, органические же соединения способны окисляться и т. п.

Способ выражения химического анализа воды

До настоящего времени получаемые при химическом анализе данные воды выражают обыкновенно в виде окислов, ангидридов и галогидов. Такое выражение анализа не дает представления о тех соединениях, которые возможны в растворе природной воды. Так например натрий выражается в виде соединения с кислородом — окиси натрия (Na₂O), тогда как в присутствии хлора наиболее вероятным и отвечающим действительности соединением является хлористый натрий (NaCl). Кроме того при таком выражении данных анализа сумма всех компонентов получается большая, чем это соответствует действительности. В самом

деле, выражая натрий, входящий в состав хлористого натрия, например морской воды, в виде окиси, мы получаем излишек кислорода, увеличивающий сумму всех слагающих анализа.

Существует другой способ выражения данных анализа — в виде предполагаемых химических соединений, построенный на положениях Бунзена и Фрезениуса — относительной реакционной способности кислот и относительной степени растворимости их. По этому способу ионы сильных кислот (Cl' , SO_4'') соединяют с щелочами (Na' , K'), остаток кислотных ионов с щелочными землями (Ca'' , Mg''); если при этом остаются в избытке щелочноземельные ионы, то их соединяют с карбонатным ионом (CO_3'' или HCO_3'). Такой способ, часто применяемый для более наглядного выражения химического состава минеральных вод, не является по существу строго научным, так как в воде находятся в растворенном состоянии не молекулы той или иной соли, а в силу электролитической диссоциации ионы этих и других солей. Так например CaSO_4 распадается на два иона: Ca'' и SO_4'' ; NaCl на Na' и Cl' ; $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ на ионы: Ca'' и $2\text{HCO}_3'$ и т. п.

Ионы, несущие положительный заряд и при электролизе направляющиеся к отрицательному полюсу (катоде), называются положительными или катионами. Таковы металлы. Ионы, несущие отрицательный заряд и при электролизе направляющиеся к положительному полюсу (аноду), называются отрицательными или анионами (кислотные остатки).

Комбинирование же отдельных ионов в соединения может быть произведено весьма различно, что приводит к очень произвольному толкованию минерального состава воды. Лейтон приводит пример различного комбинирования ионов в соединения по Кларку (табл. 37).

Таблица 37

Анализ воды из артезианского колодца в Мэкомб (Иллинойс) (по Ф. В. Кларку)

Ионы	Предполагаемые количества солей (в л)				
SiO_2 0,0105	KCl	—	0,0452	0,0181	0,211
Al_2O_3 0,0013	NaCl	0,8968	0,8384	0,7164	0,8172
FeCl_3 0,0023	CaCl_2	—	—	0,0877	0,0292
SO_4 0,9991	MgCl_2	—	0,0154	0,0571	0,0242
CO_3 0,3953	K_2SO_4	0,0528	—	0,0211	0,0246
Cl 0,5418	Na_2SO_4	0,4649	1,4781	1,2495	1,0642
Na 0,8086	CaSO_4	0,5450	—	0,1218	0,2223
K 0,0237	MgO_4	0,3360	—	0,0711	0,1357
Ca 0,1581	K_2CO_3	—	—	0,0084	0,0028
Mg 0,0672	Na_2CO_3	0,6983	—	0,2793	0,3259
	CaCO_3	—	0,3952	0,2278	0,2076
	MgCO_3	—	0,2215	0,1355	0,1190
	Al_2O_3	0,0013	0,0013	0,0013	0,0013
	Fe_2O_3	0,0020	0,0020	0,0020	0,0020
	SiO_2	0,0105	0,0105	0,0105	0,0105
Итого	—	3,0076	3,0076	3,0076	3,0076

В последнее время входит в употребление изображение анализов воды в ионной форме, что, с одной стороны, исключает произвольность

комбинирования составных частей в химические соединения, а с другой стороны, дает сумму компонентов, более отвечающую действительности, чем при окислах и ангидридах. Ниже мы приводим анализ морской воды, выраженный по всем трем упомянутым способам, заимствованный у Н. Н. Славянова (табл. 38).

Таблица 38

Различные виды выражения анализа морской воды

В предполагаемых соединениях	г/л	В окислах и ангидридах	г/л	В ионной форме	г/л
Хлористый натрий (NaCl)	27,215	Окись натрия (Na ₂ O)	14,435	Натрий (Na ⁺)	10,710
Хлористый магний (MgCl ₂)	3,807	Окись калия (K ₂ O)	0,470	Калий (K ⁺)	0,390
Сернистый магний (MgSO ₄)	1,658	Окись кальция (CaO)	0,588	Кальций (Ca ²⁺)	0,420
Сернистый кальций (CaSO ₄)	1,260	Окись магния (MgO)	2,155	Магний (Mg ²⁺)	1,300
Сернистый калий (K ₂ SO ₄)	0,863	Серный ангидрид (SO ₂)	2,250	Сульфат (SO ₄ ²⁻)	2,700
Бромистый магний (MgBr ₂)	0,076	Хлор (Cl)	19,350	Хлор (Cl ⁻)	19,350
Углекислый кальций (CaCO ₃)	0,121	Бром (Br)	0,060	Бром (Br ⁻)	0,060
		Связанный (CO ₂)	0,051	Карбонат (CO ₃ ²⁻)	0,070
Сумма	35,000	Сумма	39,359	Сумма	35,000

Имея анализ воды, выраженный в окислах и ангидридах, нетрудно перечислить его в ионную форму. Для этого надо иметь под руками таблицу атомных весов (см. приложение 1).

Пример. В предыдущем анализе определено Na₂O = 14,435 г/л. Надо найти количество грамм иона Na. Так как атомный вес Na — 23, кислорода — 16, то молекулярный вес Na₂O — 23·2 + 16. Отсюда по правилу пропорций находим:

$$\text{Na} = \frac{14,435 \cdot 23 \cdot 2}{23 \cdot 2 + 16} = 10,710 \text{ г.}$$

Для упрощения можно также пользоваться таблицей пересчетных коэффициентов (см. приложения) в данном примере пересчетный коэффициент будет

$$\frac{23 \cdot 2}{23 \cdot 2 + 16} = 0,742.$$

Т. е. чтобы получить Na; надо Na₂O умножить на коэффициент 0,742:

$$\text{Na} = 14,435 \cdot 0,742 = 10,710 \text{ г.}$$

Эквивалентная форма выражения анализа

Ионная форма выражения анализа при всех ее преимуществах обладает тем недостатком, что не дает наглядного представления о тех сочетаниях, которые возможны между катионами и анионами. За последнее время вошел во всеобщее употребление американский способ выражения результатов анализа воды в так называемой эквивалентной форме. Сущность этого метода заключается в следующем.

Известно, что различные химические элементы соединяются между собой в строго определенных весовых соотношениях; точно так же ионы солей, растворенных в воде, находятся в строго определенных весовых соотношениях. Так например 23 мг натрия (атомный вес 23) соединяются с 35,45 мг хлора (атомный вес 35,45) для образования хлористого натрия (NaCl). В данном случае 23 мг натрия эквивалентны 35,45 мг хлора. Если в воде содержится наряду с другими ионами 138 мг Na⁺ и 354,5 мг Cl⁻, то очевидно на 6 единиц Na⁺ приходится 10 эквивалентных единиц Cl⁻, из которых шесть единиц могут быть связаны с Na⁺, а остальные четыре с какими-нибудь другими катионами. Если в растворе находится 46 мг Na⁺ и 96 мг SO₄²⁻, то эти количества эквивалентны между собой, так как могут дать соль Na₂SO₄ и следовательно 23 мг Na⁺ эквивалентны половине ионного веса SO₄²⁻. Это понятно, так как SO₄²⁻ анион двухвалентный.

Таким образом, чтобы выразить анализ воды в эквивалентных единицах, надо найденный анализом вес ионов разделить на соответствующий эквивалентный вес. Например:

Дано 325 мг Na ⁺	соответствует	$\frac{325}{23} = 14,130$	эквивалентных единиц
" 35 " Ca ⁺⁺	"	$\frac{35,2}{40,07} = 1,748$	" "
" 234 " Cl ⁻	"	$\frac{234}{35,45} = 6,601$	" "
" 28 " SO ₄ ²⁻	"	$\frac{28,2}{96} = 0,583$	" "

На практике обыкновенно пользуются пересчетными коэффициентами, на которые умножается вес соответствующих ионов. Эти пересчетные коэффициенты получаются следующим образом.

Для Na ⁺	пересчетный коэффициент	$\frac{1}{23} = 0,0435$
" Ca ⁺⁺	"	$\frac{2}{40,07} = 0,0499$
" Cl ⁻	"	$\frac{1}{35,45} = 0,0282$
" SO ₄ ²⁻	"	$\frac{2}{96} = 0,0208$ и т. д.

При этом, если данные анализа выражены в миллиграммах, то полученные перечисленные результаты в эквивалентной форме называют миллиграмм-эквивалентами; если в граммах — то грамм-эквивалентами. Обычно анализ перечисляется в миллиграмм-эквивалентной форме. Имея перечисленный в эквивалентную форму анализ, можно обратно определить весовое количество каждого иона, умножая миллиграмм-эквивалент этого иона на его эквивалентный вес, или просто разделив число миллиграмм-эквивалентов на пересчетный коэффициент.

В природных водах находятся в диссоциированном состоянии главным образом следующие ионы:

катионы: H⁺, Na⁺, K⁺, Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Fe⁺⁺, Mn⁺⁺

анионы: Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, OH⁻.

Ионы некоторых других солей встречаются обычно в еще меньших количествах.

Что касается соединений алюминия, окисного железа и кремнезема (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2), то они встречаются главным образом не в диссоциированном состоянии, а в виде коллоидов..

Так как соли в растворенном состоянии под влиянием электролитической диссоциации расщепляются на положительные и отрицательные ионы, то очевидно, что сумма эквивалентных единиц анионов должна быть равна сумме эквивалентных единиц катионов.

Последнее обстоятельство дает возможность, во-первых, проверить правильность анализа и, во-вторых, найти примерное количество иона, неопределенного анализом. В самом деле, если сумма эквивалентов всех катионов больше суммы эквивалентов всех анионов, то или в анализ вкралась неточность, или же в воде присутствует ион какой-нибудь кислоты, не определенной анализом. Так как в природных водах обыкновенно преобладают катионы Na, K, Ca, Mg и анионы сильных кислот: Cl, SO_4 и из слабых HCO_3 , а остальные ионы встречаются в сравнительно очень малых количествах, то такая проверка анализа вполне возможна. Если сумму всех катионов обозначим $\Sigma r'$, а всех анионов Σr , то ошибка анализа в процентах по Стаблеру выразится:

$$\pm e = 100 \frac{\Sigma r - \Sigma r'}{\Sigma r + \Sigma r'}$$

Принято считать допустимой ошибку в пределах не свыше 5%.

С другой стороны, для массовой характеристики воды по многим анализам можно, исключая заведомо ошибочные анализы, находить по разности тот ион, который почему-либо не определен анализом. Так например если в анализе пропущены щелочи (Na и K), но имеются все анионы, то эквивалентное количество щелочей находят по разности между суммой эквивалентов анионов и суммой определенных эквивалентов катионов. Чаще всего приходится пользоваться этим способом для вычисления щелочей, стоимость определения которых высока, или ионов CO_3 и HCO_3 , точное определение которых в пробах воды без известных мер предосторожности хранения воды или без анализа на месте затруднительно.

Для придания наибольшей наглядности и сравнимости различных вод по их химическому составу полученные количества миллиграмм-эквивалентов перечисляют в процентах. При этом сумма миллиграмм-эквивалентов всех анионов должна равняться 50%, равно как и сумма миллиграмм-эквивалентов всех катионов тоже 50%.

Ниже приводим анализ воды из девонских известняков первой в Москве глубокой буровой скважины (табл. 39 на стр. 278).

Анализ приведен в виде окислов и ангидридов, в ионной форме, в эквивалентной и в процентах миллиграмм-эквивалентов.

В первой графе приведены данные анализа в окислах и ангидридах. Сумма их меньше сухого остатка (суммы твердых растворенных веществ), что объясняется тем, что остались не определенными некоторые другие соединения и в частности органические вещества. Во второй графе приведены весовые количества ионов. Сумма их меньше суммы окислов и ангидридов. Окиси железа, глинозема и кремнекислоты содержатся в малых количествах и находятся вероятнее всего в коллоидном состоянии, почему в ионной форме не перечисляются. Так как углекислота в анализе не расчленена на связанную и свободную, то количество иона HCO_3 не может быть получено. В третьей графе ионные количества пере-

считаны в миллиграмм-эквивалентах. Недостающий ион HCO_3^- вычислен по разности между суммой миллиграмм-эквивалентов всех катионов и суммой миллиграмм-эквивалентов определенных анионов. В четвертой графе приведено процентное содержание миллиграмм-эквивалентов, для чего сумма катионов приравняется 50%, равно как и сумма анионов.

Таблица 39

Анализ воды из артезианской буровой скважины в Москве на Яузском бульваре (Сабанеев и Волконский, 1877 г.)

в мг на 1 л воды

В окислах и ангидридах	В мг в ионной форме	В мг-эквивалентах	В эквивалентах-процентах
Растворимых веществ	—	—	—
Na_2O	Na^+ 84,7	3,685	13,85
K_2O	K^+ 18,7	0,479	1,80
NH_3	NH_4^+ 0,3	0,017	0,06
CaO	Ca^{++} 119,2	5,960	22,39
MgO	Mg^{++} 38,5	3,165	11,90
			50%
SO_2	SO_4^{--} 479,0	9,963	37,43
Cl	Cl^- 7,5	0,211	0,80
CO_2 связ. и свобод.	HCO_3^- —	По разности: 3,132	11,77
			50%
$\text{AlO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$	Следы	—	—
SiO_2	0,3	—	—

Классификация вод по Пальмеру

По их значению как в химическом отношении, так и в отношении качественных признаков воды найденные анализом ионы можно подразделить на несколько групп, объединяющих сходные химические ионы. Так из катионов ионы щелочей Na и K, а также присутствующие в некотором количестве и другие одновалентные ионы, например литий, могут быть объединены в одну группу щелочных ионов. Все они обладают высокой растворимостью и сходными свойствами во многих химических процессах. В другую группу можно выделить ионы щелочно-земельных металлов, Ca и Mg и другие, например барий, стронций, встречающиеся вообще редко и в малых количествах. Эти элементы объединяются одинаковой валентностью, часто параллельным присутствием в горных породах (Ca и Mg), общей способностью придавать воде жесткость и т. п. Все остальные металлы, редко встречающиеся в водах и притом в малом количестве, а также водород, могут быть объединены в третью группу катионов. Анионы можно разделить на две группы: группу анионов сильных кислот: нитрат-ион (NO_3^-), сульфат-ион (SO_4^{--}) и хлор-ион (Cl^-) и группу слабых кислот: карбонат-ион (CO_3^{--}) и гидрокарбонат-ион (HCO_3^-).

В дальнейшем обозначим:

группу щелочных катионов (K, Na и др.)	a
„ щелочно-земельных (Ca, Mg и др.)	e
„ остальных металлов и H	m
„ анионов сильных кислот (SO_4^{--} , Cl^- и др.)	s
„ „ слабых „ (CO_3^{--} , HCO_3^-)	w

Сопоставление различных групп положительных и отрицательных ионов между собой, если не дает представления о солевом составе, то дает представление о некоторых характерных свойствах воды. Так например соединение оснований с сильными кислотами обуславливает то свойство, которое Пальмер предложил назвать соленостью. Соединение оснований со слабыми кислотами обуславливает свойства щелочности воды. Различные сочетания групп ионов определяют по Пальмеру следующие свойства воды (табл. 40):

Таблица 40

Наименование групп	Группа ионов сильных кислот	Группа ионов слабых кислот
Группа ионов сильных оснований (щелочных ионов)	1-я соленость	1-я щелочность
Группы ионов слабых оснований (ионов щелочных земель)	2-я соленость	2-я щелочность
Группа прочих слабых оснований (водорода и других металлов)	3-я соленость	3-я щелочность

Сопоставляя предложенные Пальмером обозначения с имеющимися обозначениями свойств воды, можно установить, что:

1-я соленость, например сочетание $\text{Na}^+ + \text{Cl}^-$ и $\text{Na}^+ + \text{SO}_4^{2-}$, определяет свойства соленых вод, их соленость вообще.

1-я щелочность, например сочетание $\text{Na}^+ + \text{HCO}_3^-$, определяет щелочные свойства воды, ее щелочность.

2-я соленость, например сочетание Ca^{2+} , Mg^{2+} с Cl^- и SO_4^{2-} , определяет постоянную жесткость воды.

2-я щелочность, т. е. сочетание Ca^{2+} , Mg^{2+} с HCO_3^- и CO_3^{2-} , определяет устранимую жесткость.

3-я соленость, например сочетание H^+ и Cl^- , определяет кислотность воды.

3-я щелочность обозначает присутствие гидрокарбонатов металлов, например $\text{Pb}^{2+} + \text{HCO}_3^-$.

Ш. Роджерс предложил изображать анализ воды в миллиграмм-эквивалентной форме в виде графика, представляющего собой колонку, разделенную на три части по высоте. В одной откладываются количества или проценты эквивалентов анионов, в другой — эквивалентов катионов, а в средней — величины 1, 2, 3-й солености, 1, 2, 3-й щелочности. По длине колонку удобно разделить на 50 равных частей соответственно 50% анионов и катионов. Затем, руководствуясь соображениями Бунзена и Фрезениуса о химическом родстве и степени растворимости различных солевых соединений, откладывают в левой колонке, начиная снизу, содержание в процентах сильных кислот: Cl^- и SO_4^{2-} (а если есть и другие: NO_3^- , Br^- и т. д.), а затем слабых кислот: CO_3^{2-} и HCO_3^- и других (PO_4^{3-} , SO_3^{2-} , S^{2-} , OH^- и пр.). Точно так же в правой половине колонки откладываются сильные щелочи: Na и K , NH_4^+ , затем щелочные земли Ca^{2+} , Mg^{2+} и пр. (рис. 136).

Из сопоставления правой и левой частей графика наиболее вероятным представляется соединение щелочей с сильными кислотами с образованием щелочных солей сильных кислот, которых в общей сложности

может быть $(13,85 + 1,80 + 0,06) \cdot 2 = 31,42\%$. Излишек сильных кислот может соединяться со щелочно-земельными ионами с образованием сульфатов Ca и Mg, которых может быть $(Cl' + SO_4'') \cdot 2 = (Na' + K' + NH_4') \cdot 2$, т. е. 44,76%. Остальные соединения возможно представить в виде щелочно-земельных карбонатов и гидрокарбонатов, которых будет $(CO_3'' + HCO_3')$ $2 = 23,82\%$. Это среднее воображаемое сочетание ионов можно графически изобразить в средней части колонки.

Существует несколько других способов графического изображения данных анализа воды и анализов вод в эквивалентной форме с участием и других признаков (см. список литературы).

Пальмер разделяет все воды по соотношению сильных кислот и сильных оснований на следующие пять классов:

I класс. Сумма эквивалентов сильных кислот меньше суммы эквивалентов щелочей

$$s < a.$$

II класс. Сумма эквивалентов сильных кислот равна сумме эквивалентов щелочей

$$s = a.$$

III класс. Сумма эквивалентов сильных кислот больше суммы эквивалентов щелочей, но меньше суммы эквивалентов щелочей и щелочно-земельных металлов

$$s > a, \text{ но } s < a + e$$

IV класс. Сумма эквивалентов сильных кислот равна сумме эквивалентов щелочей и щелочных земель вместе

$$s = a + e.$$

V класс. Сумма эквивалентов сильных кислот больше суммы эквивалентов щелочей и щелочных земель вместе

$$s > a + e.$$

Соответственно этому и свойства вод этих классов будут различны, так как каждому классу соответствует то или иное сочетание основных свойств: солености и щелочности, как видно из табл. 41.

Более наглядное представление дает графическое изображение этих сочетаний (рис. 137).

Не все свойства одновременно проявляются при сочетании групп эквивалентов. Так например, если имеется первая щелочность, то отсут-

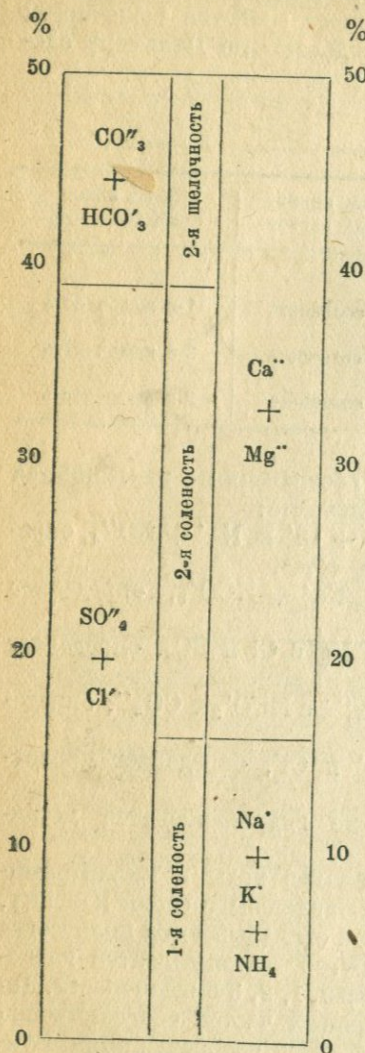


Рис. 13. Графическое изображение свойств воды из артезианской буровой скважины в Москве по Роджерсу (к табл. анализа 40).

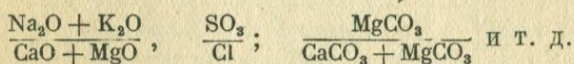
стствует вторая соленость (I класс) и наоборот (III класс). В одной воде могут быть выражены три, максимум четыре свойства.

Таблица 41

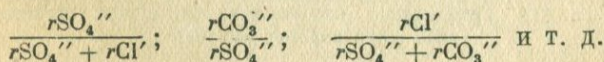
Классы	Соотношение групп эквивалентов	Свойства воды
I	$s < a$	1-я соленость 1-я щелочность 2-я " " 3-я " "
II	$s = a$	1-я соленость 2-я щелочность 3-я " "
III	$a + e > s > a$	1-я соленость 2-я " " 2-я щелочность 3-я " "
IV	$s = a + e$	1-я соленость 2-я " " 3-я щелочность
V	$s > a + e$	1-я соленость 2-я " " 3-я " " 3-я щелочность

Следует отметить, что в большинстве случаев в применении к большинству анализов подземных вод (грунтовых и артезианских) приходится иметь дело с первой и второй соленостью и первой и второй щелочностью; металлы, кроме щелочных и щелочно-земельной группы, встречаются или редко или в малых количествах и не определяются при обычном анализе, так же как водород. Поэтому наиболее характерными классами являются I и III, классы II и IV являются по существу промежуточными.

В пределах одного класса воды могут сильно различаться между собой по отношению кислотных и основных радикалов. Поэтому для дальнейшей характеристики вод применяют различные соотношения, например в окислах:



или в радикалах:



На основании этих сочетаний воды одного класса могут быть подразделены на типы, а в дальнейшей детализации на группы, например по соотношению щелочей и щелочных земель, по соотношению Ca и Mg и т. п.

Способ выражения химического анализа воды по Пальмеру дает возможность удобного сопоставления и сравнения отдельных вод между собой, поэтому этим способом широко пользуются для выяснения целого ряда гидрогеологических вопросов, как например генезиса минерального состава вод, изменения минерального состава вод в силу тех или

иных причин, соединения вод разных источников и разных водоносных горизонтов и пр. Способ Пальмера нашел широкое применение при изучении нефтяных вод в Америке и позволяет выяснить не только изменение состава вод по различным водоносным горизонтам, но и по горизонтальному направлению в одном пласте, а также помогает выяснить влияние воды на углеводороды.

	s		w		
I класс	1-я соленость	1-я щелоч.	2-я щелочность	3-я щ.	
	a		e		m

	s		w		
II класс	1-я соленость		2-я щелочность	3-я щ.	
	a		e		m

	s		w		
III класс	1-я соленость	2-я сол.	2-я щел.	3-я щ.	
	a		e		m

	s		w		
IV класс	1-я соленость	2-я соленость	3-я щ.		
	a		e		m

	s		w		
V класс	1-я соленость	2 соленость	3-я сол.	3-я щ.	
	a		e		m

Рис. 137. Графическое изображение различных свойств воды пяти классов Пальмера.

Приведем некоторые примеры определения класса и состава воды по Пальмеру. При гидрологических и гидрогеологических исследованиях бассейна горного оз. Севан в Армении были сделаны подробные анализы вод, питающих озеро. Приведем некоторые наиболее характерные анализы вод¹ (табл. 42).

¹ Лятти С. Я. Гидрохимические исследования оз. Севан. «Бюллетень Бюро гидрометеорологических исследований на оз. Севан», № 7—8, 1929.

Кузнецов С. С. О гидрогеологии бассейна оз. Севан. Бассейн оз. Севан. Академия наук, т. III, в. I, 1930.

Таблица 42

Содержание анализа в мг на 1 л воды	Наименование родников, рек и озер								
	Родники из вулканических порог			Родники из делювия			Реки		Оз. Севан
	137	380	381	348а	133	129	Палык-Чай	Кявар-Чай	
Плотный остаток	86,0	138,0	136,0	698,5	472,5	1 255,0	129,2	186,8	551,8
Жесткость	2,06	4,75	5,26	23,8	15,8	50,1	4,5	5,1	17,7
Cl	2,6	2,8	2,4	125,4	51,5	260,2	4,1	10,8	62,3
SO ₃	4,6	2,9	3,6	21,9	39,1	158,1	4,8	7,2	12,4
N ₂ O ₅	2,3	7,5	11,3	16,4	62,7	69,5	1,8	2,2	—
N ₂ O ₃	—	—	—	0,11	0,05	сл.	сл.	0,01	—
P ₂ O ₅	0,25	0,11	0,09	0,42	0,36	0,14	0,1	—	0,73
CO ₂ общий	33,3	83,7	79,7	347,4	129,2	329,3	80,1	87,9	325,6
CO ₂ гидравлическая	26,6	74,5	72,2	334,8	106,9	303,9	80,1	82,6	299,2
CO ₂ свободная	6,7	9,2	7,5	12,6	22,3	25,4	0	5,3	26,4
SiO ₂ общая	30,5	17,6	18,0	26,5	37,0	50,0	13,6	42,4	—
SiO ₂ связанная	4,7	5,2	6,3	8,5	11,7	6,1	0	1,8	3,2
SO ₂ свободная	25,8	12,4	11,7	18,0	25,3	43,9	13,6	40,6	—
K ₂ O	3,4	2,7	2,3	29,6	12,0	11,6	2,3	4,9	25,8
N ₂ O	6,6	14,7	10,7	102,4	19,1	57,2	10,9	20,5	104,2
CaO	12,6	33,8	41,0	66,5	128,0	318,0	34,6	25,4	47,4
MgO	5,7	9,8	8,3	122,5	21,9	73,6	7,6	17,7	92,0
Окисл. О	0,0	—	—	2,6	1,9	3,4	1,0	—	2,1
PH	7,22	7,48	7,56	7,96	7,27	7,61	—	—	—
NH ₃	—	—	—	—	—	—	0	0	—
Процент мг-экв. Cl	3,91	1,80	1,51	14,33	11,19	18,52	2,78	6,06	8,64
SO ₄	5,66	1,66	1,99	2,19	7,58	9,96	2,89	3,58	1,73
NO ₃	2,07	3,23	4,67	1,23	8,93	3,24	0,79	0,81	—
NO ₂	—	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—
H ₂ PO ₄	0,35	0,07	0,05	0,44	0,08	0,01	0,10	0,51	0,10
HCO ₃	29,93	38,65	36,60	30,83	19,73	17,43	43,83	36,91	32,43
SO ₃	7,71	3,94	4,67	1,15	2,99	0,51	—	1,18	CO ₂ 5,89
K	49,63	49,37	49,50	49,82	49,53	49,67	50,39	49,05	49,80
Na	3,54	1,31	1,08	2,55	1,97	0,62	1,17	2,07	2,69
N	10,54	10,82	7,66	13,40	4,76	4,65	8,47	13,13	16,54
Ca	22,46	27,44	32,59	9,60	35,19	35,82	29,70	18,04	8,32
Mg	13,83	11,07	9,16	24,62	8,36	9,21	9,06	17,42	22,59
	50,37	50,63	50,50	50,19	50,47	50,33	49,61	50,95	50,20
Соленость I	23,28	13,40	16,35	31,90	13,47	10,55	7,14	13,74	20,75
" II	—	—	—	3,60	41,96	52,88	—	—	—
" III	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Щелочность I	4,88	10,86	1,14	—	—	—	12,14	16,66	17,71
" II	71,84	75,74	82,51	64,48	44,22	36,52	77,52	69,02	61,41
" III	—	—	—	0,02	0,36	0,06	3,20	0,58	0,13
Класс	I	I	I	III	III	III	I	I	I

Таким образом воды родников из лавовых пород имеют иной состав, чем воды из делювиальных наносов и ближе по своему составу к воде озера. В воде же озера замечается значительное увеличение отношения магния к кальцию. Воду оз. Севан можно отнести к I классу Пальмера и назвать щелочной, магниальной.

С большим успехом метод Пальмера был применен В. А. Приклонским для характеристики грунтовых вод в Мильской степи в Закавказье,¹ причем автор разработал приемы дальнейшего уточнения характеристики воды, вводя в качестве характеристик: отношение кислотных радикалов $r\text{HCO}_3' : r\text{SO}_4'' : r\text{Cl}'$ и в частности хлоридов и сульфатов

$$\frac{r\text{SO}_4}{r\text{SO}_4 + r\text{Cl}}$$

и основных радикалов $\text{Na} : r\text{Ca}'' : \text{Mg}''$, а также степень насыщенности воды тем или иным радикалом, исходя из растворенности тех или иных соединений в данных условиях. В результате такого исследования удалось подразделить грунтовые воды на три различные генетические группы, отвечающие трем физико-географическим зонам степи: примыкающей к горам, делювиальной наклонной равнины, средней ровной части степи, сложенной аллювиальными отложениями, и полосы, примыкающей к рр. Кура и Араксу (табл. 43).

Таблица 43

Зоны	Характеристика по Пальмеру				Соотношение кислотных радикалов				Класс	Тип
	1-я сол.	2-я сол.	1-я щел.	2-я щел.	Хлориды	Сульфаты	$\frac{r\text{SO}_4}{r\text{SO}_4 + r\text{Cl}} \cdot 10$	HCO_4		
Делювиальной	57,8	25,9	—	16,3	25,8	55,4	68	—	III	Сульфатные
Аллювиальной	70,2	28,6	—	1,2	85,5	13,3	13	2	III	Хлоридные
Примыкающая	30,0	—	33—12	32—58	—	—	—	35	I	Карбонатные

Воды первой зоны характеризуются слабой минерализацией, наибольшей глубиной залегания, большим уклоном зеркала и соответственно большей скоростью течения.

Воды второй зоны характеризуются исключительно высокой минерализацией, залегают близко от поверхности (от 0,5 до 5 м), имеют ничтожный уклон зеркала и незначительные скорости и являются причиной засоления почвы.

Воды третьей зоны испытывают влияние фильтрующихся в нее речных вод.

¹ Приклонский В. А. Гидрогеологический очерк Мильской степи. 1930.

Нормы качественной оценки воды

Требования, предъявленные к воде в отношении ее качества, различны для различных отраслей хозяйства. Пригодные для питья воды могут не удовлетворять требованиям, предъявляемым к воде некоторыми видами промышленности.

Питьевая вода должна быть без привкуса, без запаха, бесцветна и прозрачна. Содержание растворенных в ней соединений неодинаково влияет на вкус и на состояние организма. Во всех культурных странах вопрос о допустимых нормах оценки воды, пригодной для питья, подвергался разработке и обсуждению на многих международных конгрессах по гигиене. Тем не менее предельные количества, определяемые теми или другими нормами, весьма различны, как это можно видеть из табл. 44.

Следует заметить, что воды многих населенных мест, даже городов, не только у нас, но и за границей, пользуются водами, далеко не удовлетворяющими принятым в стране нормам, так как приходится пользоваться источником водоснабжения, какой имеется или какой доступен. Кроме того, если обратиться к географическому распределению источников питьевой воды, то приходится констатировать, что на очень значительной площади земного шара, именно в странах внутренних с континентальным климатом и полупустынным или пустынным режимом, крупные источники питьевой воды, как например реки, редки, а чаще всего пользуются подземными и в частности грунтовыми водами, а эти последние испытывают на себе физико-географические особенности местности и способны значительно повышать свою минерализацию. Местное население пользуется водой с повышенной минерализацией. Вновь прибывшие ощущают эту повышенную минерализацию, а иногда испытывают вначале некоторые болезненные явления, но затем привыкают, равно как и люди, привыкшие к водам повышенной минерализации, находят вначале совершенно пресную воду невкусной. Если бы становиться на почву формального подхода к допускаемым нормам питьевой воды, то пришлось бы целые районы закрыть для поселения за отсутствием в них источников воды, отвечающей принятым нормам. Нормы, разработанные для западных стран, например Франции, Бельгии, Англии, Германии, неприменимы для сельских местностей юга Европейской части СССР, для степей Кавказа, Средней Азии.

Правильнее было бы устанавливать нормы питьевой воды для отдельных районов и зон, исходя из местных физико-географических особенностей.

Такую попытку делают д-р Буткевич для б. Екатеринославской губ. (Днепропетровщина) и проф. К. И. Лисицын (Новочеркасск) для степных пространств б. Донского округа (табл. 46).

Как видно из таблицы, эти авторы предъявляют сильно пониженные требования к питьевым водам.

Требования к технической воде, например для питания котлов, для различных технологических процессов, а также требования к воде, предъявляемые со стороны строителей в отношении воздействия воды на сооружения, в частности на бетон, и со стороны ирригаторов в отношении пригодности воды для орошения, излагаются в соответствующей литературе.

Нормы качественной оценки вод для питья

Состав воды	Нормы Брюссельского гигиенического конгресса 1885 г.	Нормы Швейцарского гигиенического конгресса 1888 г.	Тиман и Гертнер для Германии 1889 г.	Высший гигиенический совет		
				Чистая вода	Питьевая вода	Подозрительная вода
Сухой остаток	500	500	500	—	—	—
Хлор (Cl)	8	20	20—30	15	40 ¹	—
Серная кислота (SO ₃)	60	—	80—100	2—5	5—30	50—100
Азотная кислота (N ₂ O ₅)	2	20	5—15	—	—	30
Азотистая кислота (N ₂ O ₃)	—	0	0	—	—	—
Аммвак (NH ₃)	—	0	0	—	—	—
Органические вещества по КМnO ₄	10	10	6—10	4	8	12—16
Жесткость общая, градусов	20	—	18—20	5—15	15—20	> 30
Жесткость постоянная, градусов	—	—	—	2—4	5—12	12—18
Железо	—	—	—	—	—	—

¹ Исключая морские побережья.

Критическая оценка химического анализа подземных вод

Качественную оценку воды дает ее анализ. Необходимо уметь «понимать» анализ воды для того, чтобы дать правильное заключение о пригодности или непригодности воды для тех или других практических целей. При этом приходится иметь дело или с готовыми уже анализами, полученными из литературных материалов или из актов, или же заказывать анализ данной воды. В первом случае надо уметь критически подойти к данному анализу, во втором — назначить тип анализа и характер его.

Имея в руках готовый анализ воды, надо оценить его с точки зрения полноты и достоверности для заключения о качестве воды.

Первой проверкой является сопоставление суммы отдельных определений (ионов) с сухим или плотным остатком. Надо заметить при этом, что сухой остаток не выражает суммы всех растворенных в воде веществ, как это было уже указано ранее, и поэтому это сопоставление может указать на неполноту или неточность только в случае крупных расхождений. Дальнейшая оценка правильности анализа может быть сделана попутно при перечислении аналитических данных в ион-эквивалентной форме, как уже указывалось ранее, именно по сопоставлению суммы всех определенных катионов (K, Na, Ca, Mg, Fe) с суммой анионов (Cl, SO₄, CO₃, HCO₃), причем в случае неравенства может возникнуть два предположения: или вода содержит еще какой-либо ион, или в анализ вкралась ошибка определения или вычисления. Если в других анализах тех же вод такого соответствия не наблюдается и нет оснований предполагать в воде какого-либо неопределенного иона в значительном количестве, например меди, цинка и т. д., то анализ приходится забраковать. Если же такое несоответ-

Франция	Английские нормы Паркса	Клют (Германия)	Нормы б. Отделения земельных улучшений	Местные нормы для некоторых районов СССР	
				Д-р Буткевич для Екатеринославск. губ., 1914	К. Лисицин для б. Донского округа, 1927
—	850	500	500	2 000—2 500	1 000—1 500
100	85	30	35	200—300	150—200
50	110	60	100	500	300—500
—	—	30	15	50—100	—
—	0	0	Следы	0	—
—	0	0	"	0	—
16	4,5	12	10	24—28	—
> 100	—	18	20	60	30—40
> 20	—	—	—	—	—
—	—	—	0,1	—	—

ствие замечается на ряде анализов, то следует дать в лабораторию новую пробу с требованием сначала качественного, а затем, если обнаружится присутствие какого-либо нового вещества, и количественного определения. Последнее обстоятельство особенно надо учесть в тех случаях, когда вода находится в связи с метаморфическими рудоносными породами или же проба берется не из самого источника, а в силу необходимости из какого-либо водопроводного устройства или искусственного водоема.

Как ранее указывалось, если сумма катионов отличается от суммы анионов не свыше 5%, то анализ можно считать удовлетворительным. Чаще всего для обычных (не минеральных) вод ионы железа и кремнекислоты заключаются в небольших количествах и не выходят за пределы погрешности в 5%. Менее надежны данные, когда какая-нибудь часть ионов, например $K + Na$ или $CO_2 + HCO_3$, определяется по разности.

Из других несоответствий, которые могут обнаружиться при рассмотрении данных анализа, следует отметить преувеличенное содержание некоторых элементов, полученных в количествах, превосходящих обычную норму растворимости в данных условиях. Так например в водах, приуроченных к гипсоносным породам различного возраста, содержание серной кислоты (SO_2) редко превосходит 2,5 г/л воды, повышаясь в присутствии хлористого натрия до 3—4 г. Поэтому содержание SO_2 в больших количествах может свидетельствовать или о наличии иных, более растворимых солей серной кислоты, например сернокислого натра, как это наблюдается в водах сарматских отложений водораздела Кура—Иора в Грузии, или же об ошибке анализа.

Следует обратить внимание также на соотношение органических веществ и азотистых соединений: аммиака и азотистой кислоты. При боль-

шем содержании органических веществ отсутствие азотистых соединений может показаться странным.

Следует также обратить внимание на время взятия пробы. Единичный анализ может быть не характерен, если данные воды подвержены значительным колебаниям своего химического состава по сезонам или в связи с выпадением атмосферных осадков и т. д. В некоторых случаях, весной после таяния снега, расход источников увеличивается, а вместе с тем изменяется и состав воды за счет разбавления ее более пресной. Так бывает например с источниками из известняков, с частичным местным питанием по речным и балочным долинам, с грунтовыми водами в аллювиальных отложениях после половодья и т. д. Анализ пробы, взятый в такое исключительное время, может дать неправильное представление о качестве воды, которое она имеет в обычное время, например в сухое время года, при отсутствии дождей.

Далее анализ может не удовлетворять требованиям для оценки воды в отношении своей полноты. Так например, если в заведомо пресной воде, получаемой из отложений, не содержащих хлористых солей, анализ показывает заметное содержание хлора, то можно заподозрить загрязнение данного водоносного слоя или источника. Если при этом не было определено общее содержание органических веществ, аммиака, азотистой и азотной кислоты, то такой анализ нельзя признать достаточным для оценки воды в целях питьевого снабжения.

Если в воде имеется значительное количество хлора, аммиака, азотистой кислоты и органических веществ, то необходимо иметь и бактериологический анализ ее, так как можно предполагать ее загрязнение и т. д.

При назначении дополнительных, а также новых анализов надо исходить из тех требований, какие предъявляются к данной воде, а также из соображений гидрогеологического порядка, позволяющих установить условия питания и циркуляции воды того или иного горизонта. Нельзя требовать во всех случаях большого количества и притом обязательно полных анализов, так как это может повести к слишком большим и невызываемым необходимостью затратам.

Для характеристики водоносного горизонта с гидрогеологической точки зрения полезно иметь анализы, учитывающие все главнейшие растворимые соединения, главным образом ионы щелочей и щелочных земель, сильных кислот и углекислоту, для того чтобы можно было удобнее сравнивать между собой данные анализы в пересчете на ион-эквивалентную форму. Во многих случаях необходимо также определение некоторых элементов, встречающихся хотя и в небольших количествах, но характерных для генезиса вод, как например брома, иода, кремниескислоты, некоторых газов и т. п.

Упражнение. Анализ воды из песков сеноманского водоносного горизонта близ г. Саратова (из книги Е. Н. Лаврова „Грунтовое водоснабжение психиатрической колонии Саратовского губернского земства“, 1916).

	в г/л		в г/л
Сухой остаток . . .	0,6875	CO ₂ всей	0,2819
Cl	0,0174	CO ₂ свободной и полусвязанной	0,1547
SO ₃	0,1474	CO ₂ связанной	0,1272
SiO ₂	0,102	N ₂ O ₅	0,0256
Fe ₂ O ₃	0,0004	N ₂ O	нет

P ₂ O ₅	0,0010	NH ₃	"
CaO	0,2060	Окисл. орг. вещ. в мл О	4,7
MgO	0,0360	Жесткость общая	25,04
K ₂ O	0,0119	" постоянная	11,04
Na ₂ O	0,0367	" устранимая	14,0

1. Пересчитать анализ в миллиграмм-эквивалентной форме.
2. Проверить правильность анализа.
3. Определить класс воды по Пальмеру и составить график анализа по Роджерсу.
4. Оценить анализ с точки зрения его полноты и достаточности для заключения о пригодности воды.
5. Дать оценку воды для питья.

30

Температура подземных вод

Температура подземных вод зависит от ряда условий: глубины залегания и циркуляции, источников питания, скорости движения, местных температурных влияний, а для неглубоких вод — от воздействия внешних метеорологических факторов.

По тепловому режиму подземные воды можно подразделить на три группы:

1. Воды переменной температуры, изменяющейся по сезонам. К этой группе относятся грунтовые воды, залегающие в слое годовых колебаний температуры, т. е. неглубоко от поверхности, и иногда воды, залегающие в слое постоянной температуры, но отражающие на себе влияние сезонных колебаний в силу условий питания (например воды в трещиноватых породах с вертикальной инфильтрацией).

2. Воды постоянной температуры, температура которых более или менее постоянна, а если и изменяется, то независимо от внешних метеорологических воздействий. Сюда относятся воды, залегающие в зоне геотермического повышения температуры. Таковы глубокие грунтовые воды, напорные воды артезианские и воды тектонических трещин, а также воды вулканических очагов.

3. Смешанные воды, температура которых зависит от смешения вод первой группы с водами второй группы.

По температуре принято подразделять воды на холодные с температурой ниже 20°, теплые с температурой выше 20° и горячие с температурой свыше 50°. Такое подразделение носит случайный и условный характер. В условиях вечной мерзлоты, где надмерзлотные и межмерзлотные воды имеют очень низкую температуру, вода, имеющая 16—18°, является уже достаточно теплой. Эта граница однако отвечает нашему вкусовому ощущению. Теплые источники называются термальными или термами.

В природе встречаются воды самой различной температуры. Воды вечной мерзлоты имеют вообще температуру, близкую к нулю. Грунтовые воды средней части европейской равнины имеют переменную температуру, колеблющуюся в пределах от 3 до 10° в зависимости от места и времени. Температура глубоких, например артезианских, вод зависит от глубины их и бывает очень различна.

Париж, Грендельская скважина глубиной 500 м, температура 27,6°.

Москва (из каменноугольных известняков, от 26 до 72 м, температура 7,5—10°).

Для артезианских скважин Ставропольского артезианского бассейна по данным Степневича и Агеева:

	Глубина, м	Температура, °С
Близ с. Владимирского	149,1	17
Село Воронцово-Александровск	185,3	20
Ставок Ачикулак	198,09	20
Аул Тайкучен	283,29	20,75
Аул Кара-Тюбе	255,6	25
Бияш-аул	264,12	23,75

Температура воздуха в с. Воронцово-Александровск (150 м выше уровня моря) +10,8°.

Некоторые наши минеральные источники имеют температуру:

Северный Кавказ, Железноводск, Славянский источник	41°
„ „ Пятигорск, Алекс.-Ермол.	46,2°
„ „ Ессентуки	10—12°
„ „ Кисловодск, Нарзан	12,75°
„ „ Горячеводск (западная группа источников)	84—88°
Кавказ, Тифлиские источники	24—47°
„ Боржом, Екатерининский источник	28,5°
„ Абас-Туман	41—48,5°

Температура исландского большого гейзера на поверхности воды имеет 85,2°, а на глубине 19 м уже 127,5°, т. е. выше точки кипения.

Температурные измерения воды имеют исключительное значение при исследовании глубоких вод тектонических трещин, иногда теряющихся при приближении к поверхности в наносах и смешивающихся с грунтовыми водами. Термический метод широко применяется проф. А. Н. Огильви при исследовании минеральных источников и им разработана методика этих исследований¹.

Применительно к грунтовым и артезианским водам термические измерения применяются редко, и к сожалению при бурении артезианских скважин редко применяется измерение температуры воды. Поэтому наши сведения о температуре вод грунтовых и артезианских скважин очень скудны, и термический метод не находит себе применения, хотя во многих случаях он мог бы дать положительные результаты для выяснения водоносного горизонта, условий его питания и смешения с водами других водоносных горизонтов и т. п.

Термический способ может быть применен для определения расхода источника, имеющего одну температуру, при слиянии его с другим источником, имеющим другую температуру.

Если один поток имеет температуру t_1 , и расход q_1 , а температура другого t_2 и расход q_2 , то расход обоих потоков при их слиянии Q будет иметь температуру T , причем

$$Q = q_1 + q_2;$$

$$QT = q_1 t_1 + q_2 t_2.$$

Определив тем или иным способом расход потока после слияния Q , и замерив температуру этого потока T , и составляющих его источников

¹ Огильви Е. Н. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. Геология, 1931.

t_1 и t_2 , можно найти дебит каждого из них, исходя из следующих получаемых из предыдущего уравнений:

$$q_1 = \frac{Q(T - t_2)}{t_1 - t_2}$$

и

$$q_2 = \frac{Q(T - t)}{t_2 - t_1}$$

Этот метод применим при определении степени разбавления термальных источников холодными, а также при смешении вод источников разных горизонтов, отличающихся температурой своей воды.

Этим же способом можно найти температуру источника, если известны температура источника и дебит другого источника и общего потока, получающегося от их слияния:

$$t_1 = \frac{QT - q_2 t_2}{q_1}$$

и

$$t_2 = \frac{QT - q_1 t_1}{q_2}$$

При обследовании источников при гидрогеологических исследованиях обыкновенно измеряется температура воды, но эти измерения имеют случайный эпизодический характер и для вод переменной температуры дают показания, действительные только для данного времени, сезона. Тем не менее даже такие измерения иногда помогают выяснению водоносного горизонта, если источник выходит не прямо из коренной породы, а из напосов, например делювия, скрывающих под собой коренные породы. При гидрогеологических исследованиях в бассейне р. Болвы в 1924 г. нами были получены следующие данные по температуре источников, питающихся из разных водоносных горизонтов:

1. В четвертичных ледниковых и аллювиальных отложениях (август) от 9 до 12°, в среднем 8,5°.

2. В туронских мелу и мергелях (август—сентябрь) от 7,5 до 12°, в среднем 8,5°.

3. В сеноманских песках от 7 до 12°, в среднем 8,0°.

4. В каменноугольных известняках 6,25°.

Для измерения температуры воды в источниках и колодцах можно пользоваться так называемым ленивым термометром, имеющим назначение удерживать некоторое более или менее продолжительное время полученную им температуру. Для источников и неглубоких колодцев очень удобен ленивый термометр (рис. 138), представляющий обыкновенный стеклянный ртутный термометр, заключенный в медную обойму, которая между прочим предохраняет термометр от удара о твердые предметы.

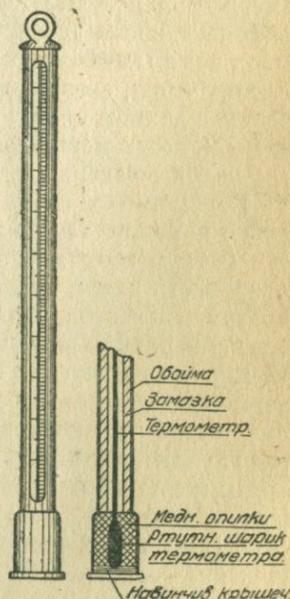


Рис. 138. Ленивый термометр.

В нижней части обоймы имеется расширение для шарика термометра, в которое насыпаются медные опилки. Для измерения температуры воды в глубоких скважинах ртутный шарик термометра окружают каким-нибудь плохим проводником тепла, например пробкой, резиной, бумагой. Такой термометр должен быть сначала исследован в отношении времени, в течение которого он способен воспринимать и удерживать температуру. Такой ленивый термометр при измерении должен выдерживаться в воде достаточное время, чтобы ртуть приобрела температуру окружающей воды. Для очень глубоких скважин пользуются также термоэлементами, основанными на принципе термоэлектрической пары.

Для верхних грунтовых вод, находящихся в слое переменной температуры, изучение термического режима их имеет очень важное значение. Особенно это важно при изучении грунтовых вод в условиях вечной мерзлоты, где грунтовые воды, по крайней мере надмерзлотные, легко переходят в твердое состояние.

Источники, выходящие в нашей области, часто проявляют себя зимой тем, что над ними наблюдается образование пара, а у выхода наблюдается таяние снега. Интересный пример термического влияния подземных источников наблюдается на Волге выше г. Старицы. При рекогносцировочном осмотре местности для выбора предполагавшейся плотины на Волге в связи с проведением канала Москва—Волга около дер. Черепкова была обнаружена среди реки на льду проталина приблизительно в 1 м шириной, протягивающаяся на несколько сот метров. Вода на этой проталине не замерзает, над ней клубится пар, а на поверхности воды заметны пузыри—грифоны поднимающейся со дна воды. Очевидно на дне Волги имеется выход вод из каменноугольных известняков, приуроченный или к определенному слою, срезанному эрозионной долиной, или к трещине, которые вообще в данном месте наблюдаются в направлении, параллельном Волге. Весной и летом можно было не подметить этих подводных выходов подземных вод на поверхности текущей воды.

В некоторых случаях грунтовые воды, близкие к поверхности, не только находятся под влиянием внешнего действия (сезонных колебаний температуры воздуха), но и сами могут оказывать влияние на внешнюю поверхность земли и растительность. Для зоны годовых колебаний температуры известно, что прогревание и охлаждение запаздывают против хода температуры воздуха на несколько месяцев. В равнинной части Средней Европы на глубине 7,5 — 10 м наиболее высокая температура наблюдается в декабре, а наиболее низкая — в июле, т. е. как раз обратному режиму на поверхности. Поэтому грунтовые воды, залегающие на этой глубине, являются аккумуляторами летнего тепла. В Северной Ломбардии (между Альпами и р. По) грунтовые воды используются небольшими колодцами, которые дают большое количество самоистекающей воды. Этой водой пользуются для орошения, между прочим, и зимнего орошения трав. Во второй половине января травы вызревают уже настолько, что их косят. Такой рост трав итальянские агрономы и земледельцы объясняют тем, что грунтовые воды зимой являются наиболее теплыми.

В низменных степях Закавказья замечаются значительные отклонения в ходе прибытия тепла, а именно по интенсивности весеннего нагревания воздуха эти степи значительно отстают от средней величины для степных пространств и ближе подходят к лесным районам; то же наблюдается и при осеннем охлаждении, когда средний недостаток тепла в ноябре ближе к лесным, чем к степным районам. Так как влияние Каспийского моря, равно

как и других факторов, не находит подтверждения в этом тепловом режиме степей, то нами было высказано предположение, что причина, умеряющая теплооборот в степях Восточного Закавказья, лежит в близости грунтовых вод, которые (например на Мугани, а также во многих частях Ширванской, Сальянской и частью Мильской степей) лежат на глубине 2 м от дневной поверхности, а иногда и значительно ближе.

Наличие обширного, почти повсеместного инертного в термическом отношении водного подземного бассейна несомненно должно умерять и замедлять оборот тепла в климатосфере этих степей по сравнению с остальными степями Закавказья, расположенными выше и имеющими более глубокие грунтовые воды.

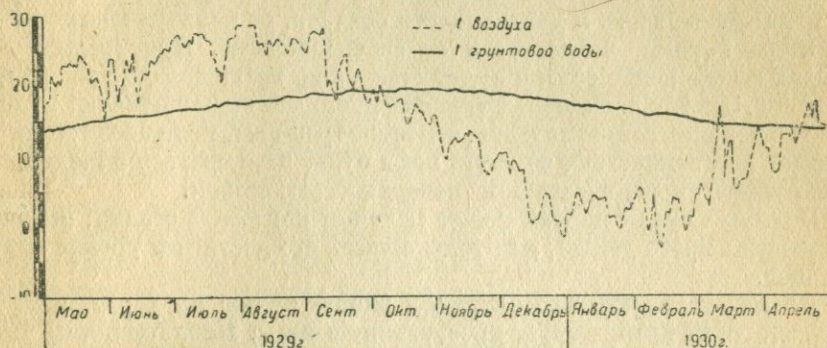


Рис. 139. График колебания температуры воздуха и грунтовой воды на глубине 4 м от поверхности земли в Муганской степи.

Температура грунтовых вод, как и температура соответствующего ей слоя отражает на себе влияние температуры воздуха данного места в сглаженном виде с значительным запаздыванием. Наблюдения в Муганской степи над температурой грунтовых вод на глубине 4 м от поверхности (В. Ф. Мильнер) при глубине стояния их от 1,5 до 3 м показали, что максимум ($+ 19,7^{\circ}$) приходится на октябрь, а минимум ($+ 13,1^{\circ}$) на май (рис. 139); средняя годовая температура (определенная для периода с 1 мая 1929 г. до 1 мая 1930 г.) равнялась $15,9^{\circ}$, а амплитуда колебания достигала $6,6^{\circ}$, тогда как средняя годовая температура воздуха была $16,4^{\circ}$.

31

Питание подземных вод

Питание грунтовох вод. Источниками питания грунтовых вод могут быть:

1. Просачивающиеся через почву атмосферные осадки как непосредственно выпадающие на данную территорию, так и стекающие с близлежащего склона.
2. Проникновение воды из близ расположенных водоемов: рек, озер, морей, каналов.
3. Поступление в водоносную породу воды из другого водоносного горизонта со стороны.

4. Поступление воды из нижележащего напорного горизонта.

5. Конденсация водяных паров воздуха.

Количественное определение поступающей в данный грунтовой поток или бассейн воды не всегда представляется возможным, но установление источника или ания грунтовых вод очень важно во всех случаях, будет ли вопрос касаться использования данных грунтовых вод для водоснабжения, или их удаления при осушительных работах, или в ирригационной практике. В каждом отдельном случае надо установить способ питания грунтовых вод и только тогда можно получить данные для суждения о размерах этого питания и его постоянстве во времени.

Питание за счет просачивания атмосферных осадков зависит от количества, интенсивности и длительности осадков, от рельефа местности и от характера породы, в частности от ее скважности. При трещиноватых породах выпадающие осадки будут стекать по трещинам до уровня грунтовых вод. Эти так называемые «инфлюационные» воды встречают на своем пути тем меньшее сопротивление, чем шире трещины. Если при этом порода обладает влагоемкостью, то часть воды будет впитываться породой, т. е. ее наружной поверхностью и поверхностью стенок.

Поэтому сухая порода может целиком поглотить осадки, выпавшие в виде небольшого дождя, или только часть его достигнет уровня грунтовых вод.

На интенсивность просачивания влияет также промерзание почвы. Мерзлый грунт препятствует просачиванию воды. Наблюдениями Шалобанова и Качинского однако устанавливается, что замерзшая почва не представляет непроницаемой среды, а пронизана большей или меньшей величины пустотами и порами. Лишь почва, переувлажненная при замерзании, образует сплошной оледенелый слой, совершенно непроницаемый для воды. В обыкновенных же условиях влажности мерзлый слой проницаем и может пропускать снеговую талую воду, как показали наблюдения Качинского. Само собой разумеется, что просачивание воды в данном случае возможно лишь при оттаивании; при температурах же ниже нуля, если бы вода и могла проникать через пустоты и поры, она смерзается и закупоривает эти поры.

Значительно сложнее процесс просачивания поверхностных вод в тонкообломочных породах: песках, суглинках, лёссе и т. п., обладающих капиллярными промежутками, т. е. процесс «инфильтрации». Процесс «инфильтрации» состоит собственно из двух последовательных процессов: «промачивания» породы, если она не была ранее увлажнена до известного предела, и «фильтрации», т. е. движения воды по уже смоченной породе. Начальную стадию промачивания почвы ни в коем случае не надо смешивать с фильтрацией.

Если на поверхность неувлажненной предварительно почвы налить слой воды, то вода начинает просачиваться в почву постепенно, распространяясь по капиллярам, и только спустя некоторое время начинается полное насыщение почвы. Таким образом в вертикальном разрезе замечаются три зоны: а) зона сухая, до которой вода еще совсем не достигла, б) зона промачивания и в) зона насыщения. Если этот опыт продолжается, то зона насыщения достигает наконец нижней границы слоя почвы, и устанавливается постоянный ток воды, размер которого определяется коэффициентом фильтрации породы и напорным градиентом.

С. Л. Миркин, исследовавший явления промачивания почвы в лаборатории Государственного института сельскохозяйственной мелиорации,

пришел к выводам, что скорость продвижения границы промачивания замедляется по мере промачивания, причем в зависимости от напора и диаметра зерен эта скорость v может быть выражена

$$v = k_1 i^m,$$

где коэффициент k_1 раза в 4—5 больше фильтрационного коэффициента k по Дарси, а m меняется для исследованных почв от 1,4 до 2,5, увеличиваясь с уменьшением частиц.

В понимании процесса фильтрации мы много обязаны экспериментам А. Ф. Лебедева. Выше уже отмечалось, что различные виды воды в рыхлых обломочных породах ведут себя не одинаково и способны перемещаться в породе различно. Так гигроскопическая вода может перемещаться лишь переходя в паробразное состояние. Пленочная вода, образующаяся на поверхности частиц пленку капельножидкой воды, может перемещаться как путем испарения, так и путем перемещения в жидком виде под влиянием сил притяжения воды к частицам породы. Так как при этом пленочная вода не заполняет полностью пор, то гидростатическое давление в ней передаваться не может. Максимальное содержание пленочной воды называется Лебедевым максимальной молекулярной влагоемкостью. Капиллярная вода заполняет сплошь капилляры, она подчиняется силе тяжести, хотя и может удерживаться до известной высоты силами капиллярного натяжения. Гидростатическое давление может передаваться через капиллярную воду. Приведем некоторые опыты А. Ф. Лебедева, поясняющие процесс просачивания воды.

Если в трубку высотой в 200 см, наполненную песком, наливать воду сверху, дать воде стечь через нижнее отверстие и затем, разобрав трубку, определить влажность песка, то получается следующее распределение воды в колонке песка:

Высота взятия проб в см	Влажность песка в %	Высота взятия проб в см	Влажность песка в %
200	1,69	90	1,59
190	1,58	80	1,63
180	1,60	70	1,65
170	1,55	60	1,70
160	1,61	50	1,64
150	1,70	40	1,85
140	1,58	30	4,99
130	1,51	20	14,22
120	1,65	10	14,65
110	1,66	0—1	15,23
100	1,66		

В верхней большей части трубки, выше 30 см, влажность в среднем равна 1,68%, что соответствует максимальной молекулярной влагоемкости, т. е. максимальному количеству воды, удерживаемой в пленочном состоянии. Ниже же 30 см количество воды достигает 14—15%, что соответствует воде, задерживаемой в капиллярах. Таким образом мы имеем в верхней части трубки пленочную воду, в нижней — капиллярную.

Если на поверхность песка в такой трубке прилить некоторое количество воды, например 50 см³, то стекание воды через нижний конец начнется спустя несколько часов, причем стечет именно столько, сколько было прилито сверху (у Лебедева при 50 см³ прилито воды стекало 50,5 см³). При этом если к прилитою воде был прибавлен раствор хлористого

лития LiCl , то этот реактив не поступал в профильтровавшуюся воду. При разборе же трубки и определении влажности оказывалось, что хлористый литий был найден лишь в верхней части трубки — в зоне пленочной воды, а в нижней части — в зоне капиллярной воды — его не было.

Если же взять трубку с песком высотой лишь 10 см и наливать воду сверху и после стекания воды определить влажность песка, то она будет соответствовать заполнению капиллярных промежутков (капиллярная вода), т. е. нижней зоне высокой трубки. Если на поверхность песка в малой 10-сантиметровой трубке приливать воду, то тотчас начинается стекание воды с нижнего конца трубки, причем стекает ровно столько, сколько прилито воды сверху. Каждая лишняя капля, прилитая на поверхность песка сверху, вызывает стекание капли воды снизу. Если к прилито сверху воде прибавлено LiCl , то в порции стекающей снизу воды этого реактива вначале не обнаружится.

Эти два примера прекрасно иллюстрируют процесс фильтрации воды через песчаный грунт.

Картина распределения инфильтрующейся воды будет различна для пород песчаных и пород глинистых. В крупнозернистых песках, где промежутки между зернами не представляют тонких капилляров, вода может стекать, подчиняясь силе тяжести. Задерживаясь сужениями каналов, она будет следовать по поверхности частиц в виде пленочной воды. В глинистых породах движение воды может происходить лишь по субкапиллярным порам. Величина сопротивления этому движению здесь однако настолько велика, что насыщенная водой глина не пропускает дальше воды. Поэтому фильтрационные воды, достигая глинистого слоя, задерживаются им и образуют слой грунтовой воды, т. е. глина практически является водоупорной породой. Этим объясняется возможность проходки в глинах всухую под дном рек и каналов, с глинистыми породами в основании.

В природных условиях процесс фильтрации воды осложняется неоднородностью механического состава породы. Интересный опыт приводит А. Ф. Лебедев с просачиванием воды через лёсс, подстилаемый прослойкой песка. В последнем случае влажность лёсса была больше, чем в том, когда лёсс подстилался лёссом же. Объясняется это тем, что песчаная прослойка играет роль как бы воздушной прослойки. Известно, что в тонкой капиллярной трубке вода не стекает через ее нижний конец, удерживаясь поверхностным натяжением на границе трех сред: вода, стекло и воздух. Таким образом могут образоваться так называемые «подвешенные» воды.

На проникновение воды в почву влияет также степень влажности почвы и воздух, находящийся в ее порах. Если почва уже промочена до стадии капиллярного насыщения, то дальнейшее поступление воды зависит от проницаемости породы и градиента грунтового потока. Если же почва содержит пленочную воду или только гигроскопическую, т. е. находится в воздушносухом состоянии, то в тонкозернистых породах, например в песках, значительное сопротивление инфильтрации оказывает воздух. Образующийся от осадков некоторый слой воды на поверхности и в верхнем насыщенном слое почвы оказывает при своем проникновении в почву давление на почвенный воздух. Это давление в свою очередь может передаваться на поверхность грунтовых вод и вызвать поднятие их уровня в колодце или буровой скважине.

Иногда водоносный слой грунтовых вод непосредственно соприкасается с водоносным слоем в коренных породах. Особенно часто это наблюдается для грунтовых вод аллювиальных террас, приклоненных к коренным берегам, в которых имеются водоносные, иногда безнапорные, иногда же межпластовые напорные воды (рис. 140). Такое соотношение наблюдается во многих местах по волжской долине, где водоносные горизонты юры и мела уходят под уровень реки и соприкасаются с толщей приклоненного к ним аллювия. Такие места заслуживают особого внимания при гидрогеологических исследованиях под плотины, так как приходится принимать во внимание не только фильтрационные токи в речных отложениях под сооружением, но и боковые токи из коренных водоносных горизонтов, или же обратно: фильтрацию воды из верхнего бьефа в коренные берега и в обход по ним сооружения.

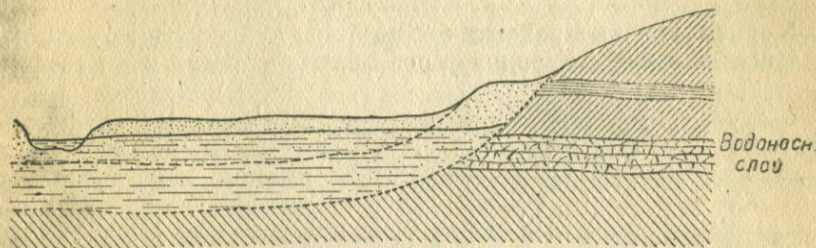


Рис. 140. Питание грунтовых вод аллювиальной террасы напорными водами из коренных пород.

Встречаются случаи питания грунтовых вод подземными водами под напором снизу. Это бывает тогда, когда водоносный слой, в котором заключаются грунтовые воды, в некоторых местах непосредственно соприкасается с нижележащим горизонтом напорных вод. обстоятельство, требующее особо внимательного отношения при исследованиях и проектировании мероприятий по дренированию грунтовых вод.

Питание грунтовых вод моря на морских побережьях встречается редко, там, где плоские низкие берега сложены рыхлыми отложениями, а другие источники питания грунтовых вод незначительны, как это наблюдается например на побережье Каспийского моря и Кизил-Агачского залива в Закавказье (см. стр. 146).

Питание грунтовых вод за счет инфильтрации речных вод происходит в долинах некоторых равнинных рек в засушливых областях, как например по рр. Кура и Араксу в Закавказье, по Аму-Дарье, например возле Бассага-Керки, по Сыр-Дарье в низменной части Ферганской долины (см. гл. 10) Ширина зоны речного питания зависит от топографических условий, от проницаемости пород и от наличия встречного потока, идущего от коренных берегов.

Кроме того вода, остающаяся после разлива рек по старицам, долам и другим понижениям поймы наших рек, также идет после спада весенних вод в реке на питание грунтовых вод в аллювиальных отложениях.

Источником питания грунтовых вод могут быть также пруды и каналы. При устройстве прудов и водохранилищ на более или менее проницаемых породах часто наблюдается потеря воды через инфильтрацию, причем фильтрующаяся вода идет на питание местных водоносных горизонтов в аллювиальных террасах, а иногда и в коренных берегах.

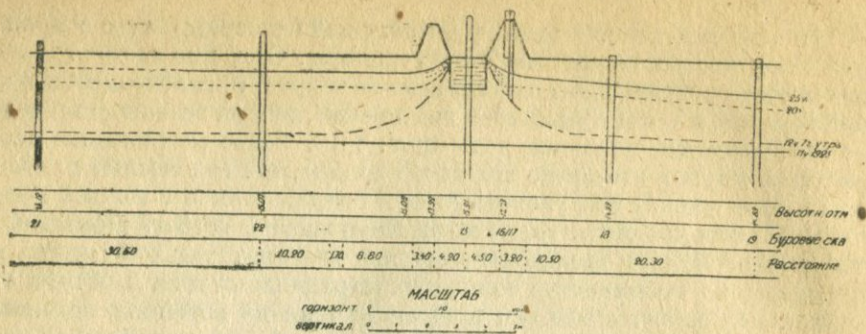


Рис. 141. Инфильтрация воды из канала в Муганской стене.

В ирригационных районах наблюдается инфильтрация воды из оросительных каналов и проникновение фильтрационных вод до грунтовых вод.

В результате этого процесса уровень грунтовых вод вдоль таких каналов повышается. Если воды в окружающей степи сильно минерализованы, то вдоль канала они значительно опресняются за счет инфильтрации пресных оросительных вод. Явления инфильтрации воды из оросительного канала были изучены в Муганской степи. Грунтовые воды залегают в пористых суглинках, подстилаемых песками, и находились в 1925 г. на глубине около 3 м от поверхности. Для выяснения фильтрации воды в дно канала, в тот момент, когда пуск воды в канал был прекращен в связи с его ремонтом, в дне канала была заложена наблюдательная скважина до грунтовых вод. Кроме того в разных расстояниях от канала были заложены наблюдательные скважины, а на канале поставлен речный водомерный пост для наблюдений над уровнем воды в канале. До пуска воды в канал грунтовые воды во всех скважинах (рис. 141) стояли на одном уровне, что наблюдалось еще 11 мая 1925 г. В ночь по каналу была пущена

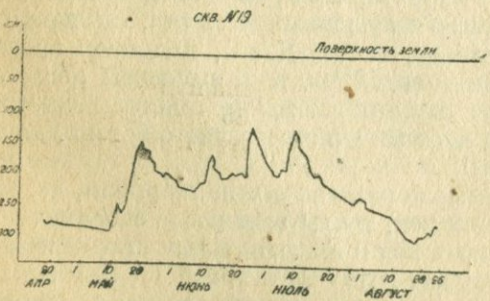
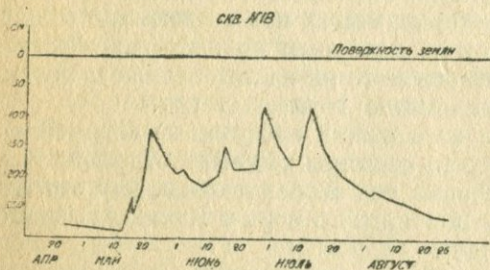
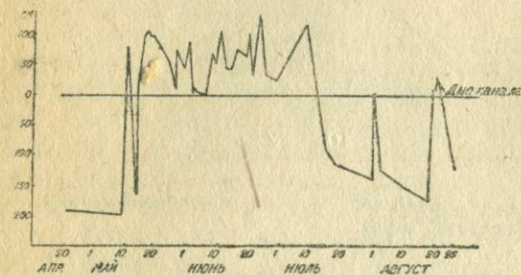


Рис. 142. Графики колебаний уровня воды в канале и в скважинах, заложённых: в дне канала (№ 15), в 18,2 м от оси канала (№ 18) и в 38,5 м от канала (№ 19).

вода и в скважине на дне канала вода поднялась до уровня воды в канале. Поднялась вода и в наблюдательных скважинах, хотя и немного. Тем не менее повышение уровня распространилось так скоро, что трудно было допустить действительное движение фильтрационных вод. Вероятнее было допустить поднятие уровня в наблюдательных скважинах под влиянием передачи гидростатического напора от столба воды, профильтровавшейся под дном канала.

Приведенные графики (рис. 142) показывают, насколько резко реагирует уровень воды в наблюдательных скважинах на колебания уровня воды в канале. В следующие дни замечалось дальнейшее поднятие воды, и к 25 июня вода держалась уже на 0,5,— 1 м от поверхности земли. Вместе с тем грунтовая вода возле канала значительно опреснена, и находящаяся в этом месте Муганская опытная оросительная станция пользуется для своего водоснабжения водой из колодца, расположенного на берегу этого канала. Явления фильтрации воды из оросительных каналов были отмечены также и для Голодной степи близ Ташкента.

При сильной минерализации грунтовых вод в засоленных орошаемых районах местное население устраивает колодцы близ каналов с постоянным током воды, получая из них более пресную воду, чем из других отдаленных колодцев, и притом более прозрачную и чистую, чем вода в самом канале.

Колодцы, питающиеся фильтрационной водой из прудов, устраиваемые на берегу или непосредственно ниже земляной плотины в дне балки, на юго-востоке, называются «важимными».

32

Режим грунтовых вод

Климат и подземные воды

О влиянии климата на подземные воды, в частности на состав грунтовых вод, уже говорилось в другом месте (гл. 14). Рассмотрим влияние колебания климата на подземные воды. Замечено, что после ряда более влажных и холодных лет наступают годы сухие с высокой летней температурой и обратно. Закономерность таких изменений климата впервые была установлена Э. Брюкнером (1890 г.), который на основании разработанных им данных по осадкам, колебанию уровня рек и озер, засухам и неурожаям пришел к выводу о периодичности в изменении климата. Брюкнером был установлен период изменения климата в 35 лет. Исследовав данные по осадкам, Брюкнер установил для Европы, что смены влажных и сухих лет происходили:

Влажные годы	Сухие годы
1691—1715	1716—1735
1736—1755	1756—1770
1771—1780	1781—1805
1806—1825	1826—1840
1841—1855	1856—1870
1871—1885	

Некоторые (Вольф) усматривают еще наличие 11-летней периодичности климата, совпадающей с периодичностью появления солнечных пятен.

Судя по сообщениям летописей и позднейшим наблюдениям в периоды засухи наблюдалось наряду с обмелением рек понижение уровня и даже иссыкание воды колодцев.

Периоды влажные с большим количеством атмосферных осадков сопровождаются поднятием уровня грунтовых вод. Проф. Сойка (1888 г.) установил, что уровень грунтовых вод в Германии—в Берлине и Франкфурте-на-Майне значительно понижался в начале 70-х годов и половине 80-х годов прошлого столетия в связи с сухостью, тогда как, в промежутке между этими годами, т. е. в конце 70-х годов и начале 80-х наблюдалось очень высокое стояние грунтовых вод в связи с выпадением обильных атмосферных осадков. То же самое отмечает Опоков для бассейна верхнего и среднего Днепра.

Таким образом для ближайших к поверхности грунтовых вод можно считать установленным, что режим их находится в связи с периодическими колебаниями климата.

Зависимость уровня грунтовых вод от осадков и недостатка насыщения воздуха

Связь уровня грунтовых вод с атмосферными осадками устанавливается многочисленными работами особенно в Германии. У нас этими вопросами занимались П. В. Отоцкий, установивший связь уровня грунтовых вод с атмосферными осадками в лесах Новгородской губ. за время с 1899

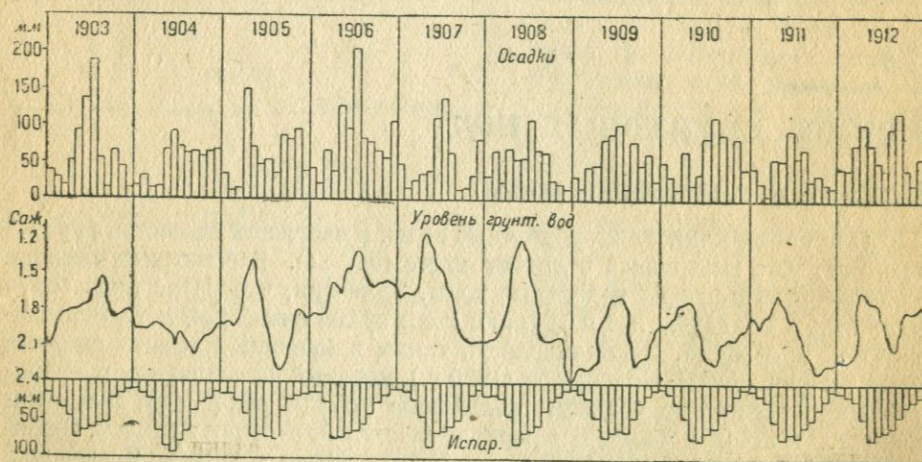


Рис. 143. График колебаний уровня грунтовых вод (средний) в связи с атмосферными осадками (вверху) и испаряемостью (внизу) для с. Василевичи за 10 лет (по Е. В. Опокову).

по 1902 г., и особенно Е. В. Опоков, обработавший данные наблюдений над уровнем грунтовых вод для трех пунктов Полесья: Василевичей (к западу от г. Речицы), дер. Авдюки и дер. Бабичи. Наблюдения охватывают десятилетний период с 1903 по 1912 г. включительно. На прилагаемом графике (рис. 143) показано распределение атмосферных осадков по месяцам, кривая уровня грунтовых вод в Василевичах и величины испаря-

смости за тот же период. Наблюдения производились по колодцу при метеорологической станции. Водоносными породами являются глинисто-песчаные ледниковые отложения, начинающиеся сверху песками. Глубина колодца 2,86 саж. (6,10 м). Средний уровень воды в колодце был 2,02 саж. (4,13 м) от поверхности земли. Колебания уровня в течение 10 лет были очень значительны, достигая максимум 2,41 м от поверхности и минимум 5,23 м. Приведем выводы Е. В. Опшкова¹.

1. Влияние атмосферных осадков на высоту уровня грунтовых вод обнаруживается самым тесным и непосредственным образом через очень непродолжительное время вслед за выпадением атмосферных осадков, обыкновенно не далее как через 1 мес. в теплое полугодие.

Уров.
грунт. вод
от поверхн
земли

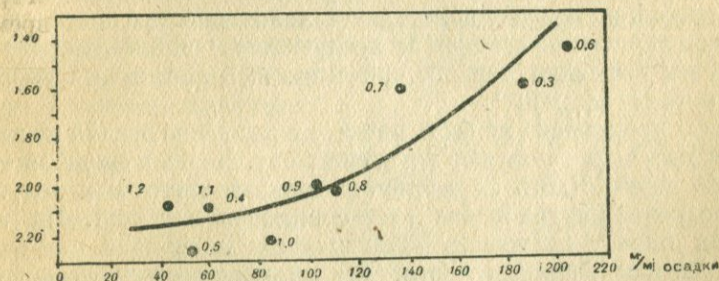
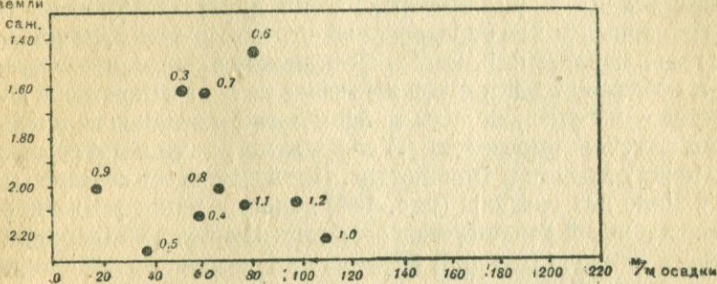


Рис. 144. Сопоставление уровня грунтовых вод за август с количеством атмосферных осадков за тот же месяц (верхний чертеж) и за предшествующий (нижний чертеж) по годам с 1903 г. по 1912 г. в с. Василевичи (составлено по данным Е. В. Опшкова).

2. Влияние выпадения летних атмосферных осадков на высоту уровня грунтовых вод в районах с близким залеганием их к поверхности земли не подлежит никакому сомнению, и считать легкие осадки бесполезными для питания грунтовых вод в таких районах никак нельзя.

3. Понижение уровня грунтовых вод в годы засухи при недостатке атмосферных осадков (1904, 1905, 1910, 1911 и частью 1909) и повышение их в годы, обильные осадками (1903, 1906, 1907 и частью 1912) в районах с близким к дневной поверхности залеганием грунтовых вод, должно находиться в самой тесной связи с явлениями накопления и расходования влаги в грунтах равнинных речных бассейнов, причем под расходованием влаги подразумевается уменьшение запасов почвенной влажности и близ-

¹ Режим грунтовых вод в районе Полесья, стр. 29—30, 1914.

ких к поверхности грунтовых вод в годы засухи, когда нужды испарения при недостатке выпадающих атмосферных осадков покрываются за счет такого расходования или извлечения из почвы запасов почвенной влаги и близких к дневной поверхности грунтовых вод; под накоплением же подразумевается восстановление нарушенного баланса влаги в почве в последующее за засушливым время и в последующие за сухими дождливые годы, причем избыток влаги одного года (например 1903 и 1906) может служить резервом или запасом влаги в почве на случай недостатка влаги в следующем году (в 1904 и 1907)».

Методикой обработки наблюдений над уровнем грунтовых вод в сопоставлении с осадками занимались Сойка, Кейльгак, Кене и др. Кене в своем учении о грунтовых водах дает приемы выяснения зависимости уровня грунтовых вод от осадков графическим способом, нанося на одну из ординат осадки в миллиметрах, а на другую — уровень (глубину) стояния грунтовых вод за определенный отрезок времени, например месяц, для всех годов наблюдений. Выясняется между прочим, что сопоставление уровней и осадков за один и тот же месяц не дает закономерности, тогда как сопоставление уровней воды за один месяц и осадков за предшествующий месяц намечает определенную связь между теми и другими, что было отмечено между прочим и Опшковым. Приводим здесь составленные нами по методу Кене два графика (рис. 144) сопоставления уровня грунтовых вод для Василевичей для августа с осадками за август же (верхний график) и с осадками за июль (нижний график) для десяти лет наблюдений. В то время как верхний график не обнаруживает никакой закономерности, нижний график показывает некоторую закономерность в колебании уровня воды в зависимости от осадков за предшествовавший месяц. Эту закономерность мы выразили кривой, показывающей повышение уровня воды с увеличением осадков¹.

Как бы проницаема не была почва, выпадающие осадки не все просачиваются вглубь и достигают грунтовых вод. Часть их испаряется с поверхности почвы, часть не достигает зеркала грунтовых вод, теряясь через испарение внутри почвы и транспирацию растений. На величину испарения влияет влажность воздуха.

Абсолютная влажность (стр. 10) не может служить показателем способности воздуха поглощать воду и влиять на испарение, так как абсолютное количество влаги еще ничего не говорит о степени его насыщения водяными парами. Более характерной величиной является относительная влажность, определяющая содержание влаги воздуха в процентах к его влагоемкости в данный момент. Для суждения же о способности влаги к испарению наиболее показательной является величина недостатка насыщения воздуха, т. е. количество водяных паров, которое может испариться при данной его влажности и данной температуре, до доведения его до предела насыщения. В летнее время например на примере Василевичей мы наблюдаем наибольшее количество атмосферных осадков, но вместе с тем с повышением температуры повышается и испаряемость.

¹ Построение эмпирической кривой по многим эмпирическим точкам наблюдений производится графическим путем. Для этого все поле точек между координатами делится на отдельные участки, объединяющие группы точек. Для каждой точки группы выписываются соответствующие ей координаты (x и y) и затем вычисляются средние для абсцисс и средние для ординат и по полученным средним находится средняя точка для данного участка. После того как будут найдены средние точки для всех групп точек, их соединяют плавной кривой.

Эти два фактора действуют в противоположном направлении в питании грунтовых вод. Чем больше испаряемость, тем больше потеря влаги, полученной почвой от атмосферных осадков и тем стало быть меньше та часть их, которая идет на питание грунтовых вод. На приведенном графике (рис. 143) внизу приводится величина испарения, выраженная в миллиметрах, как и осадки. Если бы количество атмосферных осадков уравновешивалось испарением, то они не оказывали бы влияния на уровень грунтовых вод.

Условия питания грунтовых вод будут определяться главным образом соотношением атмосферных осадков и недостатком насыщения, определяющими испаряемость. Здесь могут быть два крайних случая.

1. При большом количестве осадков и малом недостатке насыщения ход повышения уровня грунтовых вод будет зависеть главным образом от хода атмосферных осадков.

2. При малом количестве осадков и большом недостатке насыщения роль выпавших осадков в питании грунтовых вод будет определяться испарением, и колебание уровня грунтовых вод будет следовать недостатку насыщения.

Приведем два графика сопоставления уровня грунтовых вод, осадков и недостатка насыщения для Мюнхена и Берлина, которые дают наглядное представление о зависимости уровня от недостатка насыщения и осадков.

Для Мюнхена наблюдается параллелизм как в колебании уровня грунтовых вод и недостатка насыщения, так и осадков (рис. 145). Для Берлина же между уровнем грунтовых вод и осадков не замечается определенной зависимости. Между тем если сопоставить колебания уровня грунтовых вод с недостатком насыщения воздуха, то эти кривые повторяют друг друга. За наибольшим недостатком насыщения, приходящимся на июль, следует с запаздыванием на три месяца понижение уровня грунтовых вод, приходящееся на октябрь (рис. 146).

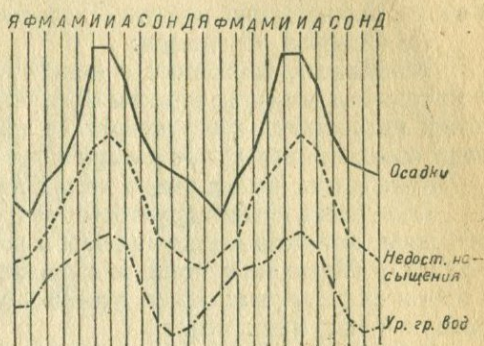


Рис. 145. Двухлетний период осадков, недостатка насыщения и уровня грунтовых вод для Мюнхена (из Кейльгака).



Рис. 146. Двухгодичный период колебания уровня грунтовых вод, осадков и недостатка насыщения для Берлина (из Кейльгака).

Колебания уровня грунтовых вод

Колебания уровня грунтовых вод можно разделить на две категории: колебания более или менее длительные с большим периодом и амплитудой и колебания кратковременные обыкновенно с малой амплитудой и малым периодом.

К первым относятся:

Колебания, связанные с гидрометеорологическими условиями, с атмосферными осадками, разливом рек, подпором от поднятия уровня воды в водоемах и т. д. Такие колебания часто имеют сезонный характер. Связь с атмосферными осадками уже освещена в предыдущей главе. Влияние подпора наблюдается при подъеме уровня воды в реке во время паводков или весеннего половодья.

Колебания, связанные с прочими метеорологическими условиями, как то: влажностью воздуха, недостатком насыщения воздуха и т. п.

Ко вторым относятся:

Колебания, связанные с изменением барометрического давления и температуры воздуха, а также со случайными причинами, например передачей гидростатического напора от кратковременных колебаний уровня воды соседнего водоема, с которым связаны грунтовые воды или колодцы.

Колебания, связанные с выпадением атмосферных осадков.

Колебания уровня грунтовых вод, питающихся из соседнего водоема, отражают колебания уровня воды в водоеме. Так например на берегу р. Аракса в Муганской степи в скважинах, расположенных в 10, 100 и 1 000 м от реки, колебания уровня повторяли в тот же день колебания уровня реки (рис. 73).

В данном случае, как и в случае колебания уровня воды в скважинных около канала (стр. 298), колебание уровня происходит не в силу движения воды, так как это противоречило бы скорости движения воды в данных породах, а в силу передачи гидростатического давления.

В других случаях происходит действительное передвижение воды от повышения напора с присущей для данной породы скоростью.

Иногда можно наблюдать, что увеличение давления на воду в одной из скважин вызывает подъем воды в соседней, но притом с некоторым запаздыванием, тем большим, чем мелкозернистее водоносный горизонт. Этим способом «волны» иногда пользуются для определения скорости грунтового потока. Так например при гидрогеологических исследованиях на территории Бобриковского строительства в одну из скважин случайно попала вода и это вызвало повышение уровня воды в соседней скважине. Скорость передачи повышения уровня выразилась в 2 м/сутки при уклоне поверхности потока в 3°, тогда как скорость потока, замеренная по соседним скважинам способом флюоресценна при уклоне в 5°, была 1,2 м/сутки.

Колебания уровня воды в колодцах в зависимости от колебаний барометрического давления

Давно установлено, что при понижении атмосферного давления уровень грунтовых вод в колодцах повышается и, наоборот, при увеличении барометрического давления понижается. Чем резче наступает изменение давления воздуха, тем сильнее реагирует уровень грунтовых вод. Подобно колодцам ведут себя и некоторые источники, дебит которых увеличивается или уменьшается в связи с колебаниями давления воздуха. Объясняется это тем, что в колодце давление воздуха передается непосредственно на поверхность воды, тогда как слой горной породы над уровнем грунтовых вод передает через свои поры изменение давления очень медленно. Давление воздуха на поверхность воды в колодце передается грунтовым водам и заставляет их подниматься вверх в поры породы и, наоборот, при уменьшении атмосферного давления вода поступает в колодец, понижаясь в ок-

ружающей местности. Известно, что повышение или понижение барометрического давления на 1 мм ртутного столба соответствует повышению или понижению столба воды в 13,6 мм. Если уровень воды в колодце понижается на некоторую величину, то в грунтовых водах произойдет повышение на очень незначительную величину, тем меньшую, чем меньше отношение открытой площади зеркала воды к площади зеркала грунтовых вод.

Г. Н. Высоцким был сконструирован простой прибор, прекрасно иллюстрирующий это явление и вместе с тем сам могущий служить барометром. В стакан с насыпанной в него почвой опущена до дна стеклянная трубка. Поверхность почвы залита парaffином. В трубку наливается некоторое количество воды, которая заполняет нижнюю часть почвы. Если атмосферное давление падает, то вода в трубке повышается и, наоборот, при повышении давления опускается. Таким образом этим прибором можно пользоваться в качестве барометра. Если слой парафина проткнуть, то прибор перестает работать.

Очевидно, что колебания уровня воды в открытых водоемах и уровнях грунтовых вод должны иметь место и на озерах, прудах и других водоемах, связанных с грунтовыми водами.

Для того чтобы избежать влияния барометрического давления на уровень воды в наблюдательных колодцах, что маскирует колебания этого уровня от других причин, проф. С. А. Яковлевым предложено особое оборудование буровой скважины, которое заключается в том, что к наружному краю трубы герметически прикреплена изогнутая трубка, соединенная со стеклянной трубкой (рис. 147). Внутри трубы опущен на нити поплавок, нить перекинута внутри верхнего изогнутого колена трубы через два блока и заканчивается внутри стеклянной трубки противовесом, который ходит вдоль шкалы.

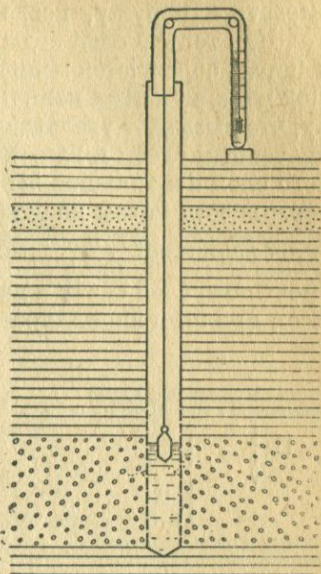


Рис. 147. Прибор С. А. Яковлева для наблюдений над колебанием уровня грунтовых вод вне зависимости от барометрического давления воздуха.

Влияние выпадающих осадков на поднятие уровня грунтовых вод в колодцах и ход просачивания их в почву (по Энгельгардту)

Наблюдались случаи, когда поднятие уровня грунтовых вод в 50—60 раз превосходило высоту слоя выпавших осадков.

Энгельгард предлагает называть относительным поднятием уровня отношение поднятия уровня к слою выпавших осадков.

Пересчет на увеличение давления воздуха приводит к большему поднятию уровня. Допустим, что толщина сухого слоя почвы над капиллярной зоной 10 см, пористость почвы 40% и что испарение воды исключено, тогда от проникновения в почву 1 мм осадков получается увеличение дав-

ления воздуха в $\frac{2 \cdot 5}{100 - 2 \cdot 5}$ атмосферы, что соответствует давлению воды в 265 мм. Это настолько значительное давление воздуха передается через водную среду водоносного слоя и вызывает поднятие уровня грунтовой воды в соседней скважине или колодце. При дальнейшем увеличении давления воздух может наконец прорвать слой смоченной сверху почвы и вырваться наружу, после чего наступает медленное опускание уровня.

Как только слой воды покрывает поверхность почвы на ее поверхности, в порах образуются мениски с радиусом кривизны, равным радиусу пор. Под влиянием этих капиллярных сил D_k вода начинает проникать в почву, что вызывает увеличение давления воздуха, заключенного между этим смоченным слоем и капиллярной зоной грунтовых вод. Если толщина сухого слоя d и толщина верхнего смоченного слоя n , то в момент, когда на поверхности почвы не остается больше воды, увеличение давления выразится величиной $\frac{n}{d-n}$ атмосферы. Эта сила действует одновременно на смоченный слой снизу и на уровень капиллярной зоны сверху (рис. 148а).

Если при этом капиллярное давление D_k на поверхности менисков с нижней стороны смоченного слоя будет больше давления воздуха, т. е.

$$D_k > \frac{n}{d-n},$$

то вода из смоченного слоя немного проникнет еще ниже под влиянием силы, равной

$$D_k - \frac{n}{d-n}.$$

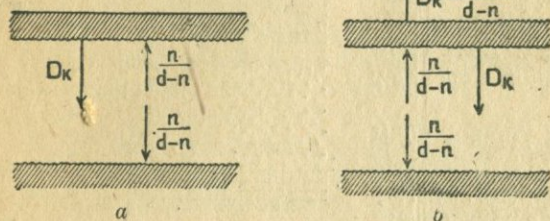


Рис. 148, а и 148, б. Влияние сжатия воздуха на просачивание воды в почву (по Энгельгардту).

Но вместе с тем с поверхности почвы образуются в порах мениски и капиллярное давление, направленное вверх, равное той же величине $D_k - \frac{n}{d-n}$ (рис. 148б).

Абсолютное поднятие уровня грунтовой воды будет:

$$S = \frac{n}{d-n},$$

где S выражение в сантиметрах, исходя из величины атмосферного давления, равного 1033 см столба воды.

Принимая пористость породы p и толщину слоя осадков R , получим:

$$n = \frac{R}{p},$$

откуда

$$S = \frac{\frac{R}{p}}{d - \frac{R}{p}} = \frac{R}{dp - R}.$$

При увеличении осадков, т. е. смоченного слоя n , увеличение давления воздуха под ним может стать равным по величине капил-

лярному давлению D_k . Когда будет достигнута наибольшая величина смачивания n_{\max} , то на поверхности смоченного слоя менски переходят в плоскую поверхность и не оказывают никакой силы на смоченный слой. Этому состоянию будет отвечать максимальное поднятие свободного уровня грунтовых вод S_{\max} .

Следовательно

$$S_{\max}(=D_k) = \frac{n_{\max}}{d - n_{\max}} P.$$

где P — атмосферное давление, выраженное в сантиметрах водяного столба, т. е. 1033 см или для простоты вычисления 1000 см. Таким образом максимальная высота поднятия уровня будет равна высоте максимального капиллярного поднятия.

Если капиллярная зона грунтовых вод лежит достаточно глубоко от поверхности и величина верхнего промачивания невелика по сравнению с ней, то можно пренебречь ей в знаменателе, и тогда получим

$$S = \frac{n_{\max}}{d} \cdot 1000,$$

откуда

$$S = \frac{R_{\max} \cdot 1000}{p \cdot d}.$$

Допустим, что

$$D_k = 40 \text{ см, тогда } S_{\max} = 40 \text{ см и}$$

$$p = 0,4, \quad d = 10 \text{ см; тогда}$$

$$40 = \frac{R_{\max} \cdot 1000}{0,4 \cdot 10},$$

откуда

$$R = 0,16 \text{ см} = 1,6 \text{ мм.}$$

Таким образом при данных условиях высота поднятия уровня грунтовых вод будет максимальной при дожде, равном 0,16 см.

Если дождя выпадет больше того количества, которое соответствует максимальному для максимального поднятия уровня, т. е. $R > r_{\max}$, то часть воды остается на поверхности в виде слоя толщиной

$$R - r_{\max},$$

уровень же грунтовой воды в скважине поднимается на

$$S_{\max} + R - r_{\max}.$$

Например при тех же условиях при осадках слоем 1,20 см повышение уровня выразится

$$40 + 1,20 - 0,16 = 41,04 \text{ см.}$$

Иногда различные влияния накладываются друг на друга и вызывают более сложную картину хода колебания уровня грунтовых вод.

Приведем данные колебания уровня грунтовых вод за три месяца 1929/30 г. в Муганской степи (В. Ф. Мильнер и Ф. П. Саваренский) в связи с атмосферными осадками, испаряемостью, относительной влажностью

и барометрическим давлением (рис. 149). В течение ноября и отчасти декабря и января замечается параллелизм в колебании уровня грунтовых вод, барометрического давления и относительной влажности. В декабре замечается значительный подъем грунтовых вод в связи с зимней поливкой орошаемых земель.

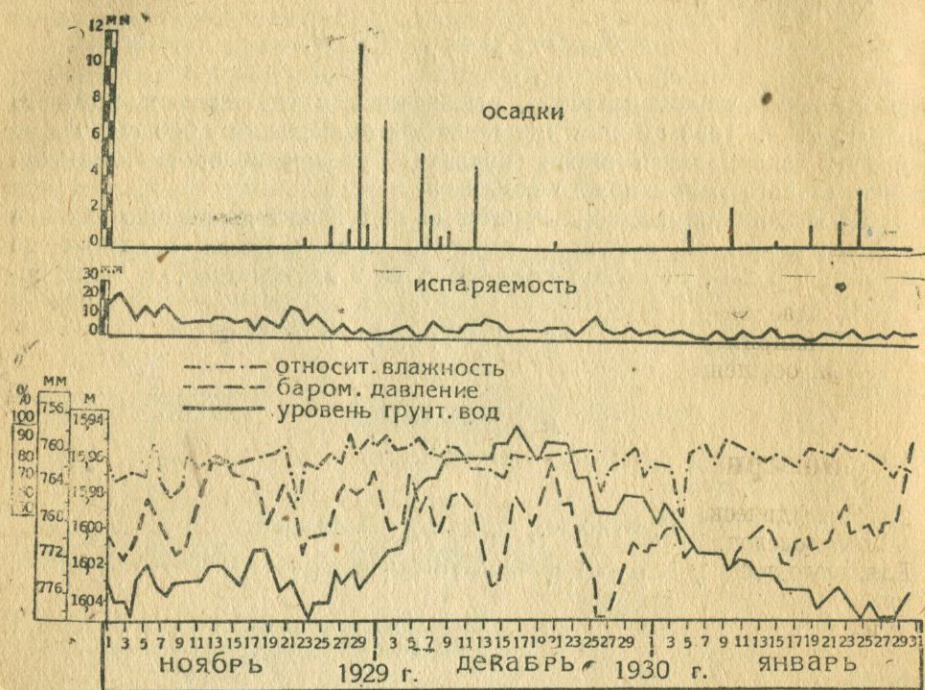


Рис. 149. Сопоставление уровня грунтовых вод на Муганской опытно-оросительной станции с осадками, испаряемостью, относительной влажностью и барометрическим давлением.

Слева у нижнего графика показано: проценты относительной влажности, миллиметры давления воздуха и уровень грунтовых вод в абсолютных отметках (отрицательных, так как местность находится ниже уровня моря).

Изучение режима грунтовых вод

Подземные воды связаны с общим водным режимом земли и нельзя рассматривать их изолированно от всего водооборота. При современном состоянии наших знаний мы считаем большинство подземных вод вадозного происхождения, и даже термальные и минеральные воды в большинстве ювенильны не сами по себе, а по тому теплу и тем минеральным соединениям, которые они выносят из недр земли. Получая питание от атмосферных осадков и поверхностных вод, подземные воды очевидно отражают на себе ход своего питания. Особенно это заметно по грунтовым водам, на качестве которых и запасах отражается влияние климата и погоды. Давно замечено, что с периодами засух связано обмеление рек, обеднение источников и понижение уровня воды в колодцах. Таким образом подземные воды, как и поверхностные, подчиняются общим гидрометеорологическим влияниям. Поэтому как условия залегания подземных вод немислимо изучать без геологии, так и условия динамики и ре-

жима их невозможно изучать вне связи с гидрометеорологическими элементами и их совокупностью.

Если грунтовые воды так чувствительно реагируют на внешние гидрометеорологические влияния, то более глубокие подземные воды реагируют значительно слабее и медленнее, и если по отношению к первым мы располагаем многочисленными наблюдениями и выводами, то по отношению ко вторым наши сведения более скудны. Поэтому естественно нам придется остановиться главным образом на режиме грунтовых вод.

Под режимом грунтовых вод разумеется совокупность явлений, характеризующих изменения в грунтовых водах, происходящие от воздействия внешних факторов, как-то: источников питания, в частности колебания атмосферных осадков, и влияния поверхностных вод, хода испарения и температуры, барометрического давления и т. д. Под влиянием этих факторов изменяются уровень грунтовых вод и уровень сопутствующей ему капиллярной зоны, температура грунтовых вод, степень минерализации и химизм и т. п. Очевидно, что изучение режима грунтовых вод представляет значительный интерес не только теоретический, но и практический, например при разрешении вопросов заболачивания и санитарной техники, осушения, водоснабжения, подтопления оснований сооружений и т. п.

Стационарные исследования грунтовых вод

Эпизодический способ исследования грунтовых вод при экспедиционных исследованиях не дает возможности подойти к изучению их режима. Для этого требуются длительные стационарные наблюдения и притом не только над грунтовыми водами, но и над теми факторами, которые влияют на их режим, т. е. метеорологическими, гидрологическими, гидробиологическими, геоботаническими и т. п. Такое всестороннее изучение режима грунтовых вод возможно лишь на особых станциях. В некоторых местах ведутся наблюдения над уровнем грунтовых вод, но либо не в связи с метеорологическими наблюдениями, либо без учета собственно гидрогеологических условий, как например на некоторых опытных сельскохозяйственных станциях.

Большой и ценный материал по изучению уровня грунтовых вод имеется для Северной Германии, использованный проф. В. Кене для ряда очень интересных выводов (см. Prof. Dr. W. Koehne, «Grundwasserkunde», 1928, рус. перевод: Кене, Учение о грунтовых водах 1932). У нас наблюдения над уровнем грунтовых вод впервые были поставлены повидимому в окрестностях Ленинграда и в Мытищах под Москвой, а более подробно вопросами режима грунтовых вод занимался Е. В. Опшюков, а также ряд лиц в орошаемых районах Средней Азии и Закавказья.

Для изучения режима грунтовых вод необходимы возможно более длительные стационарные наблюдения, которые позволяют выяснить изменения в зависимости от времени года (годовой цикл наблюдений) и изменения по годам в связи с различием метеорологических и других условий за ряд лет (многолетние наблюдения).

При стационарных исследованиях производятся замеры уровня грунтовых вод, периодические определения производительности грунтового потока, анализы периодически берущихся проб воды, определяется температура воды и ведутся некоторые другие наблюдения в зависимости от поставленной цели, в частности метеорологические.

же имеет значение только тогда, когда территория совершенно однородна в отношении залегания грунтовых вод, рельефа и геологии. Вообще же следует руководствоваться определенными направлениями—поперечниками или створами буровых скважин, расположенными по падению грунтового потока или нормально к тому водоему, с которым связан уровень грунтовых вод. Так например в береговой полосе или поперек канала полезно расположить наблюдательные пункты по створам, заканчивающимся водоемным постом. Разбивка поперечников к открытым водоемам (рекам, озерам, болотам, каналам и т. п.), с которыми связан режим грунтовых вод, обязательна. При намечании отдельных наблюдательных пунктов следует руководствоваться расстояниями от этих водоемов, сближая точки ближе к водоему, чтобы точнее выяснить взаимную связь вод грунтовых и вод открытых водоемов. В остальных местах следует руководствоваться рельефом, характером растительности с практическим значением той или иной части территории. Так например при пересечении ходом понижения следует заложить скважины: не доходя до понижения, на краю его, на дне возле края и посредине. При встрече повышения следует расположить хотя бы одну скважину у подножья и одну в высшей точке повышения. Если растительность района представлена разными формациями: лес, луг, заболоченный луг, пашня, то желательно расположить скважины на всех характерных местах, учитывая лесные опушки, края болот и т. п. Если территория занята или предназначена под промышленные строения, для которых глубина залегания грунтовых вод имеет определенное значение, например холодильные установки в металлургических заводах, подвалы и погреба, овощехранилища, силосы или места возведения ответственных тяжелых сооружений (большие корпуса, башни, элеваторы, газгольдеры и пр.), то выбор наблюдательных точек определяется кроме ранее указанных условий планом расположения сооружений.

Выбранный для наблюдений пункт должен быть описан и сопровождаться номером, который надписывается краской на крае сруба или на буровой трубе.

Наблюдательные скважины лучше всего делать с гравийным фильтром. Для этого бурение ведут по возможности большим диаметром, например 20 см, затем на дно забоя насыпают небольшой (20 см) слой гравия, вставляют внутрь обсадную трубу меньшего диаметра, например 7,5 см, которая на высоту водоносного слоя просверливается отверстиями через 5 см в шахматном порядке; затем наружную трубу постепенно извлекают, засыпая промежуток между внутренней трубой и стенкой скважины гравием до высоты, несколько большей уровня грунтовой воды, а выше обыкновенным грунтом (глиной, песком) с небольшой утрамбовкой, и устраивают вокруг скважины небольшое возвышение.

Если водносный грунт достаточно устойчив, то можно обходиться без гравийного фильтра. Если же скважина преследует цель не только служить для замеров уровня, но и для пробных откачек, то полезно сопровождать трубу фильтром из медной фильтровальной сетки.

В простейшем случае при недостатке обсадных труб можно пользоваться деревянными трубами из досок трехгранного, четырехгранного или шестигранного сечения. При небольшой глубине скважины можно ограничиться тремя или четырьмя досками. При большей глубине можно применять многоугольное сечение, для чего труба собирается снаружи из узких досок разной длины, стесанных по краям под надлежащим углом и охватываемых железной полосой (толстого кровельного железа, или

«полушинка»). Короткие концы досок наращиваются новыми досками, пока труба не получится желательной длины. На нижнем конце трубы на высоту водоносного слоя устраиваются отверстия и натягивается фильтровальная сетка. Труба должна иметь поперечник, не превосходящий диаметра буровой скважины. Она загоняется в скважину постукиванием по ее торцевой части деревянным молотком.

Если при стационарных наблюдениях преследуется цель только наблюдения над колебанием уровня грунтовых вод, причем грунтовые воды имеют свободную поверхность и не имеют водонепроницаемых прослоек, то наблюдательные скважины закладываются на небольшую глубину, например на 1 — 2 м ниже уровня воды с расчетом, что если уровень грунтовых вод понизится, то скважина не окажется сухой. Если же скважины имеют целью также производство из них пробных откачек, определения температуры и взятия проб воды для анализа, то скважины следует углублять на большую глубину или доводить до водоупорного слоя.

Для обслуживания сети наблюдательных пунктов требуется организация особой службы. Наблюдения над уровнем воды производятся или ежедневно или через определенные промежутки времени, например раз в три дня, а в мало доступных районах и реже, например раз в 10 дней (1, 11, 21 числа каждого месяца) или даже два раза в месяц (1 и 16). Наблюдения следует производить одновременно (в один день) по всем скважинам. Если территория очень велика, как например при стационарных наблюдениях в Муганской степи в Закавказье, где наблюдательная сеть была раскинута на площади в 3 000 км², то приходится иметь несколько наблюдателей с таким расчетом, что каждый наблюдатель мог объехать или обойти все порученные ему пункты наблюдений. При большой сети требуется также постоянная инспекция в лице разъездного техника, который объезжает или обходит всех наблюдателей, проверяет их записи, отбирает ведомости наблюдений, а также проверяет наблюдательные пункты, производит ремонт и расчистку засоренных скважин и заменяет испорченные новыми. Следует иметь в виду, что в малокультурных местностях наблюдательные скважины часто подвергаются порче и засорению. Для предупреждения засаривания скважин на конце трубы следует устанавливать пробки, завинчивающиеся на трубу при помощи ключа, или крышки, запираемые замком. В населенных местностях гидрогеолог должен разъяснить местному населению и общественным организациям цели и задачи стационарных исследований и тем самым предотвратить вредительское отношение к сети.

При исследовании на больших территориях или вдали от культурных центров следует организовать метеорологическую станцию для наблюдений над осадками, температурой, испарением и давлением воздуха.

Сведения об уровне грунтовых вод записываются в журнал наблюдателя или в особые ведомости примерно прилагаемого образца (табл. 47).

При регулярных исследованиях желательно периодическое взятие проб воды для анализа. Для выяснения режима грунтовых вод следует брать пробы для анализа в периоды наиболее высокого и наиболее низкого стояния грунтовых вод, при паводках и осадках, вызывающих подъем грунтовых вод или их опреснение, и т. д., причем перед взятием проб следует произвести откачку для освежения воды. На особо оборудованных скважинах периодически производятся пробные или опытные откачки.

На основании материалов длительных наблюдений для исследуемой территории составляются карты глубины грунтовых вод на более харак-

нале, посвященном изучению подземных вод Северной Германии (Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands).

Наблюдения над грунтовыми водами организованы также в Баварии, Саксонии (900 колодцев), Бадене (число наблюдательных пунктов на 1922/23 г. достигало 1320), Гессене.

В Италии наблюдения ведутся Гидрографическим институтом над 500 колодцами через каждые 3 дня (1, 4, 7, 10 и т. п. числа каждого месяца).

В САСШ наблюдения над грунтовыми и вообще подземными водами сосредоточены в Геологическом учреждении (Geological Survey), в котором имеется особый отдел по изучению подземных вод с подотделами, занимающимися изучением грунтовых вод, их качества и использования. Особое внимание уделяется изучению режима грунтовых вод в ирригационных районах.

В СССР стационарные исследования грунтовых вод принимают за последние годы значительные размеры.

В целях изучения роли подземных и главным образом грунтовых вод в гидрологии страны Государственным гидрологическим институтом (Ленинград), организованным в 1919 г., поставлены обширные задачи по исследованию грунтовых вод, колебанию их уровня и связи с поверхностным стоком и метеорологическими данными. Такого же рода задачи ставит себе и Гидрометеорологический комитет НКЗ (Москва).

Кроме того имеются многочисленные работы по изучению режима грунтовых вод в связи с различными практическими запросами. Особенно обширный материал получен водно-хозяйственными организациями по изучению грунтовых вод в засушливых орошаемых территориях Средней Азии и Закавказья. К сожалению эти исследования прерываются и не имеют непрерывного многолетнего периода наблюдений. Одними из первых наблюдений за колебанием уровня грунтовых вод были наблюдения Романова по Араздагской степи (Армения) и по Муганской степи (Азербайджан), а также наблюдения в Голодной степи (к юго-западу от Ташкента). За последние годы обширные наблюдения поставлены и частью продолжают в Муганской степи в Закавказье и в Ферганской долине Средней Азии. Исследования в Муганской степи в 1925 — 1929/30 гг. позволили составить карты глубины залегания грунтовых вод по отдельным сезонам, а на особом опытном участке — дать карты глубин залегания и минерализации воды для отдельных месяцев года. Подобного рода данные позволяют ирригатору судить о глубине грунтовых вод, влиянии на них орошения, опасности капиллярного поднятия их и засоления почв, а также о способах и применимости и действии построенных дренажных сооружений по понижению уровня грунтовых вод.

Столь же необходимы бывают длительные наблюдения над уровнем и дебитом грунтовых вод, используемых для целей водоснабжения или намечающихся к использованию для целей водоснабжения. Подобного рода наблюдения ведутся и велись в бассейнах грунтовых вод Мытищинском (под Москвой), в окрестностях Минска, в Шолларском районе, из которого получает воду г. Баку, и в других местах.

Особое значение приобрели в последнее время стационарные исследования над грунтовыми водами в речных долинах на речных террасах в связи с подпором речных вод плотинами. Подобного рода наблюдения в течение трех лет велись в низменной части Днепропетровска, где расположены металлургические заводы, в связи с ожидаемым подпором грунтовых вод плотиной Днепростроя. Исследования преследовали цель выяснения ха-

рактера подпорной кривой и того зеркала грунтовых вод, которое установится после подъема воды в Днепре на 2,5 м. Для этого были разбиты поперечники и сеть наблюдательных скважин на заводских территориях и по всей береговой террасе Днепра. Наблюдения продолжаются и в настоящее время, когда плотина создала уже подпор днепровских вод. Наблюдения над уровнем грунтовых вод организованы в 1931 г. также и в районе самого Днепроостроя для наблюдений за образованием зеркала инфильтрационных вод в обход плотины в песках и лёссовидных суглинках правого и левого берегов, бывших до того времени слабо водоносными.

В 1932 г. организуются стационарные наблюдения над уровнем грунтовых вод в связи с проектами плотин на Волге, главным образом на территории городов и промышленных предприятий, которым угрожает подпор грунтовых вод, как-то в г. Рыбинске, в Балахне, в районе Сормова и других местах.

На строительных площадках нового строительства при слабых грунтах, даже при отсутствии подпора со стороны искусственных водохранилищ надо рекомендовать заложение наблюдательных скважин или колодцев за грунтовыми водами, если они залегают неглубоко от дневной поверхности. Поднятие грунтовых вод может ослабить устойчивость таких грунтов, как пески, лёсс, лёссовидные или пролювиальные суглинки. Судить же об уровне грунтовых вод по эпизодическим исследованиям в один прием недостаточно, так как в иные годы замечается значительное поднятие их. Такого рода явления наблюдались в 1932 г. на территории Бобриковского строительства, где лёссовидные суглинки при поднятии грунтовых вод и смачивании теряют устойчивость и вызывают деформации.

Атомные веса наиболее часто встречающихся при анализе воды химических элементов

Азот (N)	14,008	Магний (Mg)	24,32
Алюминий (Al)	27,1	Марганец (Mn)	54,93
Бор (B)	10,9	Мышьяк (As)	74,96
Бром (Br)	79,92	Медь (Cu)	63,57
Водород (H)	1,008	Натрий (Na)	23
Железо (Fe)	55,84	Свинец (Pb)	207,2
Иод (I)	126,92	Сера (S)	32,07
Калий (K)	39,1	Углерод (C)	12
Кальций (Ca)	40,07	Фосфор (P)	31,04
Кислород (O)	16	Хлор (Cl)	35,46
Кремний (Si)	28,3	Цинк (Zn)	65,37

Пересчетные коэффициенты для перечисления ионов в миллиграмм-эквивалентной форме

Положительные радикалы	Пересчетный коэффициент	Отрицательные радикалы	Пересчетный коэффициент
Щелочи		Сильные кислоты	
Натрий (Na ⁺)	0,0435	Нитрат (NO ₃ ['])	0,0161
Калий (K ⁺)	0,0256	Хлор (Cl ['])	0,0282
Литий (Li ⁺)	0,1441	Бром (Br ['])	0,0125
Рубидий (Rb ⁺)	0,0117	Иод (I ['])	0,0079
Цезий (Cs ⁺)	0,0075	Фтор (F ['])	0,0526
Аммоний (NH ₄ ⁺)	0,0554	Сульфат (SO ₄ ['])	0,0208
		Тиосульфат (S ₂ O ₃ ['])	0,0178
Щелочные земли		Слабые кислоты	
Барий (Ba ⁺⁺)	0,0146	Фосфат (PO ₄ ['])	0,0316
Стронций (Sr ⁺⁺)	0,0228	Арсенат (AsO ₄ ['])	0,0216
Кальций (Ca ⁺⁺)	0,0499	Сульфит (SO ₃ ['])	0,0250
Магний (Mg ⁺⁺)	0,0822	Сульфид (S ['])	0,0624
Водород и металлы		Гидросульфид (HS ['])	0,0302
Водород (H ⁺)	0,9921	Карбонат (CO ₃ ['])	0,0333
Медь (Cu ⁺⁺)	0,0315	Гидрокарбонат (HCO ₃ ['])	0,0164
Цинк (Zn ⁺⁺)	0,0306	Борат (B ₄ O ₇ ['])	0,0128
Кадмий (Cd ⁺⁺)	0,0178	Мегаборат (BO ₃ ['])	0,233
Алюминий (Al ⁺⁺⁺)	0,1107	Силикат (SiO ₃ ['])	0,0262
Свинец (Pb ⁺⁺)	0,0096	Гидроксил (OH ['])	0,0588
Марганец (Mn ⁺⁺)	0,0364		
Железо (Fe ⁺⁺⁺)	0,0537		
Железо (Fe ⁺⁺)	0,0358		
Никель (Ni ⁺⁺)	0,0341		
Кобальт (Co ⁺⁺)	0,0339		

Предметный указатель

А

- Абсолютная влагоемкость 76
- Абсолютная влажность воздуха 10
- Агрессивная углекислота 267
- Азотистая кислота 261
- Азотная кислота 262
- Акратопеги 209
- Акратотермы 209
- Аллювиальные отложения; грунтовые воды в них 119
- Аммиак 260
- Анализ воды 272
- Артезианский бассейн 200
- Артезианские воды 194
- Атмосферное давление, влияние его на уровень грунтовых вод 304
- Атомный вес наиболее встречающихся в воде элементов 316

Б

- Бактериологический анализ воды 271
- Бальнеологическое значение минеральных вод 207
- Барометрическое давление; его влияние на уровень грунтовых вод 304
- Бассейн стока 35
- Бассейн подземного стока 38
- Безнапорные воды 90
- Бикарбонаты 266
- Блюдца в степи, их роль в гидрогеологии 115
- Болота 149
- Бугры водяные 191
- Буровые скважины; обозначение 217

В

- Вадозные воды 11, 86
- Верховодка 147
- Весовой способ определения пористости 50
- Вечная мерзлота 19
- Вечная мерзлота, подземные воды 188
- Визуальный метод гранулометрического анализа 53
- Вкус воды 258
- Влагоемкость 75
- Влажность естественная 77

- Водоносный слой 91
- Водоотдача 79
- Водопроницаемость горных пород 67
- Водоупорное ложе 91
- Водяной свисток 96
- Воклюзские источники 215
- Воронки 174
- Восходящие источники 211
- Высота капиллярного поднятия 70
- Вязкость воды 228

Г

- Газы, растворимые в минеральных водах 208
- Галечники, вода в них 163
- Гелий в воде 208
- Гигроскопическая вода 63
- Гидродинамический уровень 195
- Гидроизогипсы 101
- Гидроизоплеты 108
- Гидрокарбонаты 266
- Гидрологический год 37
- Гидростатический уровень 195
- Глазомерный способ механ. анализа 53
- Глиняный карст 174, 187
- Глухарь 96
- Гравитационная вода 66
- Градиент геотермический 23
- Градиент падения уровня или напора 222
- Градус жесткости 269
- Гранулометрический анализ 53
- Грунтовые воды 90
- Грунтовый бассейн 91
- Грунтовый поток 91

Д

- Дарси, закон 223
- Движение подземных вод 222
- Дебит колодца, скважины 237
- Дегидратация 12
- Депрессионная поверхность 94
- Депрессионная воронка 238
- Действующая величина зерна 57
- Деятельный слой вечной мерзлоты 19
- Дисперсии 52
- Дисперсность 58

Дождемер 27
Дождемер суммарный 28
Долина речная 119
Дюпюи, формула дебита колодца 238

Ж

Железо 271
Железные (железистые) воды 209
Жесткость воды общая 269
— — временная 269
— — постоянная 269

З

Заболоченность, причины ее 156
Запах воды 258
Засоление грунтовых вод 137
Зеркало грунтовых вод 91
Зона годовых колебаний температуры 15
Зона охраны подземных вод 129
Зона повышения температуры с глубиной 23
Зона постоянной температуры 18
Зона суточных колебаний температуры 16
Зональность в распределении грунтовых вод 138

И

Изливающиеся воды 195
Измерение глубины подземных вод 94
Изоплеты 16
Иллювиальные процессы, иллювиальные горизонты 148
Инфильтрационная теория происхождения подземных вод 81
Инфильтрационные воды 86
Инфлюационные воды 86
Испарение 31
Испаряемость 31
Испаритель Вильда 32
Испаритель пловучий 32
Исследование источников 216
Источники 211

К

Канавы водосборная 236
Каналы, фильтрация из них 298
Капилляриметр 72
Капиллярная влагоемкость 76
Капиллярная вода 65
Капиллярная зона 109
Капиллярное поднятие воды 71
Капиллярные явления 70
Кара-Су 213
Карры 173
Карта грунтовых вод в гидрогидрогипсах 102
Карст 173
Карстовые воды 173
Качество воды 286
Кислые воды 260
Классификация вод по Пальмеру 278
Классификация подземных вод 86

Классификация минеральных вод 209
Климат и подземные воды 299
Коагуляция 58
Колебания уровня грунтовых вод 303
Коллоиды 58
Колодец, его дебит 237
Колодец нажимной 299
Колодец поглощающий 250
Колодцы, обозначение на карте 217
Конденсационная теория происхождения подземных вод 82
Конституционная вода 12
Коррозия 174
Коэффициент водопроницаемости или фильтрации 223
Коэффициент однородности 58
Коэффициент стока 36
Кривая, способ построения кривой по эмпирическим точкам 302
Кристаллизационная вода 12
Круговорот воды в природе 26
Крюгер, формула коэффициента водопроницаемости 229
Куната, измеритель глубины воды 97
Кыргызы 165

Л

Лабораторное определение коэффициента фильтрации 233
Ледниковые отложения, грунтовые воды в них 128
Лес, влияние на грунтовые воды 159
Лёсс, водопроницаемость 68, 131
Лизиметры 34
Лиманы Зоволья, их роль в питании грунтовых вод 116
Логарифмическая кривая механического состава 57
Люгер, формула 225

М

Максимальная молекулярная влагоемкость 65
Манометрический измеритель глубины 97
Межмерзлотные воды 190
Мелькер, способ определения пористости 50
Мертвый слой 78
Механический анализ 54
Механический состав обломочных пород 52
Микрорельеф, роль в питании грунтовых вод 113
Минерализация воды 87
Минерализованные воды 87
Минеральные воды 207
Минеральные образования болот 152
Модуль стока 36
Морские побережья, воды в них 143
Мощность водоносного слоя 91

Н

Наблюдательные скважины 311
Надмерзлотные воды 190

Наледи 190
Напор 222
Напорные воды 194
Направление грунтового потока 99
Насыщенце 75
Недостаток насыщения воздуха 32
Неполная влагоемкость 76
Низовые болота 151
Нисходящие источники 212
Номенклатура фракций механического анализа 55
Нормы оценки питьевых вод 286

О

Область питания артезианских вод 195
Область питания грунтовых вод 91
Обозначение источников, бур. скважин и колодцев 217
Объемный вес 48
Объемный способ определения пористости 50
Овраги, значение для грунтовых вод 117
Опытные откачки 243
Органические вещества в воде 263
Ортзанд 148
Осадки 27
Относительная влажность воздуха 10
Отрицательный напор 195

П

Пальмер, способ выражения анализов воды 278
Парообразная вода 62
Пенка-Опкокова уравнение 37
Переливные источники 214
Переменяющиеся источники 215
Переходные болота 151
Питание грунтовых вод 293
Плавни 150
Пластовые воды 86
Пленочная вода 63
Плотинные источники 215
Плотный остаток 273
Подвешенная вода 296
Подземные воды 13
Подмерзлотные воды 190
Полевой анализ воды 256
Полная влагоемкость 76
Положительный уровень 195
Полунапорные (субартезианские) воды 206
Поля 175
Поноры 175
Пористость 47
Предгорные равнины, воды в них 163
Прозрачность воды 256
Производительность подземного потока 255
Промерзание почвы 16
Пустыни и полупустыни, грунтовые воды в них 133
Пьезоизогипсы 199
Пьезометрический уровень 196

Р

Радиоактивные воды 210
Радиус депрессионной воронки 238
Радиус колодца, его значение в определении дебита 239
Разливы 136
Ранг, измеритель 96
Рассолы 87
Расход реки 35
Расход подземного потока 252
Реакция воды 264
Режим подземных вод 299
Рельеф, влияние на форму зеркала грунтовых вод 111
Рельеф, роль в питании подземных вод 113
Ресурсы подземных вод 255
Роджерс, метод изображения анализов воды 279

С

Самоизливающиеся воды 195
Самопишущие приборы для записи колебаний уровня грунтовых вод 98
Свободная вода 66
Свободная углекислота 266
Связанная подземная вода 13
Связанная углекислота 266
Сернокислые соли 271
Сероводород в воде 262
Ситовый анализ 54
Скатерть грунтовых вод 91
Скважность пород 43
Скорость движения подземных вод 104, 108
Скорость капиллярного поднятия 71
Слихтер, способ определения скорости подземного потока 106
Слихтер, формула определения коэффициента фильтрации 227
Смрекер, формула дебита 240
Соленость 1, 2-я 279
Соры 134
Средняя величина зерна 57
Стационарные гидрогеологические наблюдения 309
Степи, грунтовые воды в них 131
Сток 35
Сток поверхностный 35
Сток подземный 37
Стокер, измеритель глубины 96
Стокс, формула скорости падения частиц в спокойной воде 54
Субартезианские воды 206
Суспензии 52
Сухой остаток 273
Сухая вечная мерзлота 19

Т

Талики 19
Температура земной коры 13
Температура подземных вод 289
Теплопроводность горных пород 24
Термометрия 290

Термометр ленивый 291
Термы 289
Терцаги, формула коэффициента филь-
трации 231, 232
Тим, измеритель глубины 99
Тим-Каменский, прибор для опреде-
ления коэффициента фильтрации 234
Тим, способ определения расхода грун-
тового потока 253
Транспирация растений 31
Трещиноватые породы, подземные воды
в них 167
Трещинные воды 205

У

Углекислота 265
Удельный дебит 249
Уклон поверхности грунтовых вод 100

Ф

Физические свойства горных пород 42
Флювиогляциальные отложения, воды
в них 128
Флюоресцен 106
Фонтанирующая скважина 195
Фюсса измеритель 99

Х

Хазен, формула коэффициента филь-
трации 226
Химический состав подземных вод 260
Химический анализ воды 272
Хлопушка 95

Хлор 270
Хлористые соли 270

Ц

Цвет воды 256

Ч

Чистота воды 256

Ш

Шратты 173

Щ

Щелочность 1, 2-я 279
Щелочные воды 209

Э

Эквивалентная форма выражения ана-
лиза воды 275
Электрометрический способ опреде-
ления скорости 106
Энгельгардта капилляриметр 73
Этажное расположение водоносных го-
ризонтов 187
Эффективная величина зерна 57

Ю

Ювенильные воды 11

Я

Ящик Дарси 233
Ящик Форхгаймера 234



Портрет 331

Портрет 1906

1906-08

8227

3

C-13

8907

Handwritten scribbles and markings in blue ink, including vertical lines and diagonal strokes.