

О. З. МЕРНЦЕР

У Ч Е Н И Е

О ПОДЗЕМНЫХ

В О Д А Х

ОКТИ. 1935

О. Э. МЕЙНЦЕР

УЧЕНИЕ О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

ПЕРЕВОД *Н. К. КОТУЛЬСКОЙ*

ПОД РЕДАКЦИЕЙ

М. М. ВАСИЛЬЕВСКОГО, проф. *П. И. БУТОВА*

проф. *Н. Ф. ПОГРЕБОВА*



ОНТИ • НКТП • СССР

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД • 1935 • МОСКВА

O. E. MEINZER

THE OCCURRENCE OF GROUND WATER

IN THE UNITED STATES WITH A DISCUSSION OF PRINCIPLES

United States Geological Survey
Water-Supply Paper 489
Washington. 1923

Книга *О. Э. Мейнера* „Учение о подземных водах“ состоит из трех больших глав, в которых с исчерпывающей полнотой разобраны следующие вопросы: условия нахождения подземных вод, типы пород и их водоносные свойства, структуры пород и их влияние на подземную воду.

Большое место автор отводит методическим вопросам и описанию опытов по определению пористости пород, их водоотдающей и водоудерживающей способности и т. д.

Книга Мейнера может быть рекомендована в качестве руководства для инженеров-гидрогеологов, для преподавателей вузов при чтении курса гидрогеологии, для почвоведов и агрономов и как учебное пособие для студентов-гидрогеологов геолого-разведочных вузов.

ПРЕДИСЛОВИЕ К РУССКОМУ ИЗДАНИЮ

Огромный размах гидрогеологических работ в Союзе в течение первой пятилетки и большой удельный вес и значение их в общей системе геолого-разведочного дела вызвал появление ряда переводных и оригинальных учебников и руководств по гидрогеологии.

В течение последних четырех лет вышли в свет: переводные — Е. Принц — Гидрогеология, В. Кене — Учение о грунтовых водах, и оригинальные — О. К. Ланге — Краткий курс гидрогеологии, Ф. П. Саваренский — Гидрогеология, а также два обширных сборника: «Методы исследования и опробования жидких полезных ископаемых» и «Материалы к методологии поисков и разведок полезных ископаемых», выдержавших два издания.

Если присоединить сюда ранее выпедшие и теперь составляющие библиографическую редкость переводные работы: Гефер — Подземные воды и источники, К. Кейльгак — Подземные воды и источники, Рихерт — Подземные воды и в частности подземные воды Швеции, то получим богатую учебную литературу по гидрогеологии.

Несмотря на это, предлагаемая книга О. Э. Мейнцера — Учение о подземных водах, несомненно является весьма ценной, оригинальной и должна встретить большое внимание со стороны русского читателя, интересующегося вопросами гидрогеологии.

Книгу Мейнцера нельзя назвать учебником, так как она не охватывает всех вопросов гидрогеологии, но по основным вопросам статистики подземных вод она является руководством не только для учащегося, но и для гидрогеолога и будет несомненно прочтена с большим интересом и принесет пользу не только гидрогеологам, но и другим специалистам — почвоводам, агрономам, горным инженерам и др.

Предлагаемая книга построена по совершенно иному типу, чем все вышеперечисленные. Она представляет первую из шести задуманных Мейнцером книг, в которых будет изложено учение о происхождении, питании, движении воды, о ее качестве, запасах, напоре и использовании. Настоящая же книга, посвященная основным вопросам нахождения подземных вод, содержит четыре больших главы:

- I. Условия нахождения подземных вод.
- II. Типы пород и их водоносные свойства.
- III. Структура пород и ее влияние на подземную воду.
- IV. Водоносные породы Соединенных штатов.

В издаваемом переводе последняя глава, стоящая особняком и не связанная непосредственно с тремя предыдущими, выпущена и возможно будет издана отдельно с аналогичным обзором водоносности Союза и сопредельных с ним стран. Что же касается первых трех

глав, то, как видно из их заглавия, автором рассматриваются в них самые важные и основные вопросы гидрогеологии.

Свою книгу Мейндер начинает с описания тех свойств горных пород, которые определяют условия нахождения воды в них, и описания взаимоотношений между водой и горной породой. Основные понятия о пористости, о ее зависимости от структуры пород, о методах определения пористости рассматриваются Мейндером с исчерпывающей полнотой. Так же подробно и ясно излагает автор понятия о молекулярном притяжении, о поверхностном натяжении, о капиллярности.

Вопросы о водоудерживающей и водоотдающей способностях пород, имеющие такое важное значение, также разбираются автором детально. Большое место отводится методическим вопросам и описанию опытов и примеров, преимущественно из богатой практики США, но применимых и к нашим условиям.

Большой фактический материал, приводимый Мейндером, в частности по глубинам нахождения подземных вод в глубоких рудниках, заставит может быть и советских гидрогеологов уделить этому вопросу должное внимание.

Во второй главе печатаемой книги Мейндер подробно описывает разные типы горных пород и разные типы пустот в них, определяющих их водоносность, и приводит многочисленные примеры водоносности разных пород США, имеющие тем не менее большое значение и для понятия и оценки водоносности пород СССР. В третьей главе говорится подробно о структурах горных пород и о влиянии структур их на водоносность, т. е. разбираются опять те важные вопросы, которые в других учебниках и руководствах освещаются не так полно.

Следует предупредить читателя, что не все определения автора удачны, например определение водоносного горизонта и др., и не все термины будут приемлемы для советских гидрогеологов. Последние найдут здесь новые термины как зона аэрации и др. Однако вопросы терминологии в такой молодой дисциплине, какой является гидрогеология, требуют еще дальнейшей разработки и иногда замены некоторых старых терминов новыми.

Вот почему редакторы оставили перевод того или другого термина словом, наиболее близким по смыслу к подлиннику, и не стремились заменять эти слова и выражения терминами, более или менее принятыми у советских гидрогеологов.

Книга Мейндера прошла как-то мимо русского читателя, повидимому потому главным образом, что она была напечатана не отдельным изданием, а появилась в периодическом издании Геол. ком. США. Опубликованная еще в 1923 г., книга Мейндера несколько не потеряла своего интереса и не устарела.

В редактировании печатаемой книги принимали участие: М. М. Васильевский (общая редакция), проф. П. И. Бутов (редакция I главы), проф. Н. Ф. Погребов (редакция II главы и части I), Г. И. Смолко (редакция III главы).

П. И. Бутов, М. М. Васильевский, Н. Ф. Погребов.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК ВМЕСТИЛИЩА ВОДЫ

Породы, слагающие земную кору, только в немногих — и то сомнительных — случаях бывают абсолютно плотными. В них находится много свободных промежутков, называемых пустотами, и эти пустоты являются местами для подземных вод, которые частично выходят на поверхность в виде источников или вскрываются колодцами. Существует много видов горных пород, и они сильно различаются между собой по размерам, форме и расположению заключающихся в них пустот, а отсюда и по своей водоносности. Нахождение воды в породах того или иного участка земной коры определяется, следовательно, характером, распределением и структурой слагающих его пород — другими словами, геологией этого участка. Большинство пород имеет многочисленные пустоты очень малых размеров, для некоторых же характерно небольшое количество крупных пустот — таких, как трещины или каверны. Пустоты в породах большей частью сообщаются между собой, так что вода может двигаться по породам, проникая из одной пустоты в другую; но в некоторых породах пустоты в значительной степени разобщены, что создает неблагоприятные условия для циркуляции воды.

Обычно пустоты имеют неправильную форму, причем для разных пород характерны различные типы неправильностей пустот. Различия в породах, отражающиеся на характере пустот, обуславливаются различным минералогическим составом пород и огромным разнообразием геологических процессов, связанных с образованием и позднейшими изменениями горных пород.

ПОРИСТОСТЬ ПОРОД

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНА (1)

Пористостью пород называется наличие в них свободных промежутков. Некоторые авторы применяли этот термин только к мелким пустотам, которые они называют «порами». Но в сравнении с размерами самой земли даже самые крупные пустоты являются не более как порами, и термин «пористость» гораздо правильнее применять ко всем пустотам, без произвольного ограничения размера. Количество пористости выражается процентным отношением общего объема пустот к полному объему породы. Порода считается насыщенной, если все ее пустоты заполнены водой. В насыщенной породе пористость практически измеряется процентным содержанием воды (по объему).

УСЛОВИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОРИСТОСТЬ

В осадочных отложениях пористость зависит главным образом от: 1) формы и расположения составляющих частиц породы, 2) степени отсортированности частиц, 3) цементации и уплотнения, которым подверглась порода после отложения, 4) выноса минерального вещества вследствие растворения циркулирующими водами и 5) разломов в породах, обуславливающих различную трещиноватость. Хорошо отсортированный песцецементированный гравий, песок или силт¹ (пыль и ил) обладают высокой пористостью, независимо от величины их зерен. Но если материал недостаточно отсортирован, то мелкие частицы породы расположатся в промежутках между крупными, еще меньшие — в промежутках между мелкими и т. д., и в результате

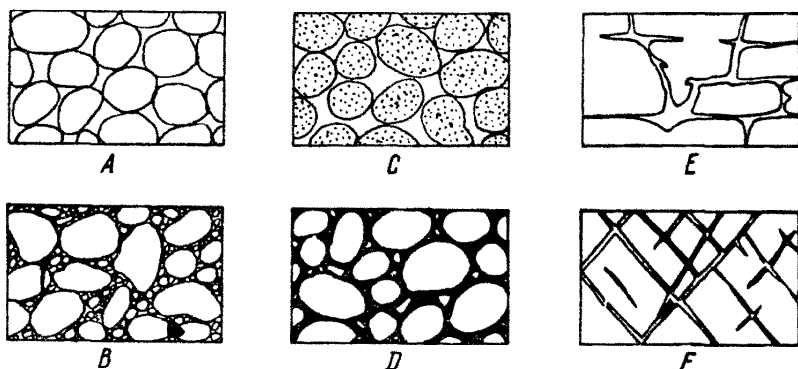


Рис. 1. Схематическое изображение различных типов пустот в породах и зависимость пористости от структуры породы.

A — хорошо сортированная осадочная порода, обладающая высокой пористостью; *B* — плохо сортированная осадочная порода, имеющая малую пористость; *C* — хорошо сортированная осадочная порода, состоящая из пористых галек, так что порода в целом имеет очень высокую пористость; *D* — хорошо сортированная осадочная порода, пористость которой уменьшилась вследствие отложения минерального вещества в промежутках; *E* — порода, сделавшаяся пористой вследствие растворения; *F* — порода, сделавшаяся пористой вследствие образования трещин.

пористость сильно уменьшится (рис. 1*A* и 1*B*). Валунная глина, представляющая неотсортированную смесь, отложенную ледником, и содержащая частицы очень разнообразных размеров, может иметь очень малую пористость, в то время как отмытые гравий и песок, происшедшие из той же самой породы, но отсортированные текучими водами, будут обладать большой пористостью. Хорошо отсортированный нецементированный галечник состоит иногда из галек, которые сами по себе пористы, так что порода в целом обладает очень высокой пористостью (рис. 1*C*). В хорошо сортированных пористых галечниках, песке или силте пустоты могут постепенно заполняться отложениями минеральных веществ, выпадающих из циркулирующих растворов, и при некоторых условиях может образоваться практически

¹ Словом *силт* автор называет мелкозернистую породу с диаметром частиц от 0,05 до 0,005 мм. Так как такие породы у русских авторов называются по-разному, то в дальнейшем везде оставляется *силт* в понимании Мейнцера. *Прим. ред.*

непроницаемый конгломерат или кварцит, имеющий очень малую пористость (рис. 1D). С другой стороны, в относительно легко растворяющихся породах, например в известняках, даже если они были первоначально плотными, могут образоваться каверны в результате удаления растворенных циркулирующими водами частиц породы (рис. 1E). В твердых хрупких породах — таких, как известняк, твердый песчаник или большая часть изверженных и метаморфических пород — могут создаваться крупные пустоты вследствие разломов, вызванных уменьшением объема или деформацией пород, или другими причинами (рис. 1F). Каналы, образованные растворением, и разломы достигают иногда крупных размеров и имеют большое практическое значение, но они редко образуются в таком количестве, чтобы придать по существу плотной породе высокую пористость.

ПОРИСТОСТЬ ЗЕРНИСТЫХ ПОРОД

Зависимость пористости от расположения зерен

Наиболее распространенным типом водоносных пород являются осадочные породы, состоящие из обломков, которые до своего отложения приобрели более или менее окатанную форму. В таких породах вода занимает неправильные промежутки между этими обломками или зернами. Для изучения водоносных свойств таких пород Сликтер (Slichter, 2) впервые теоретически исследовал наиболее простой случай — «идеальный грунт», состоящий из сферических зерен одинакового размера.

Он следующим образом описал условия, создающиеся при таких простых допущениях:

«Чтобы изучить природу пористости, выделим из массы грунта восемь смежных зерен таким образом, чтобы линии, соединяющие их центры, образовали равносторонний параллелепипед или ромбоэдр, как показано на рис. 2,¹ где белыми стержнями указаны положение

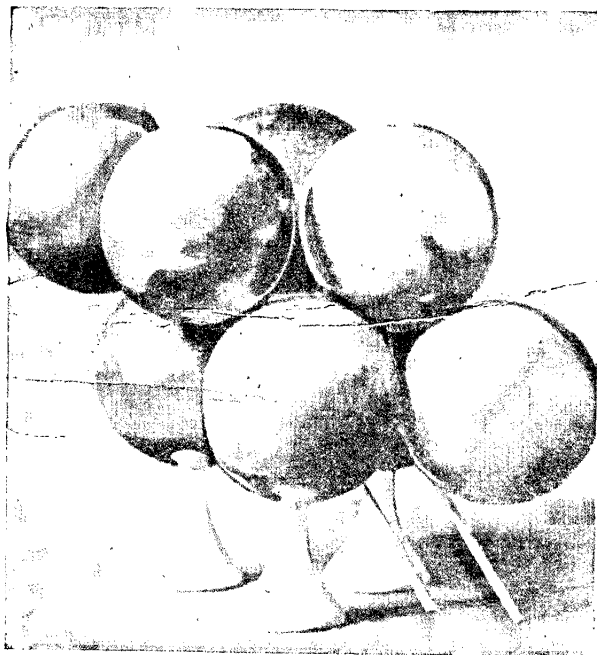


Рис. 2. Элемент объема группы шаров, уложенных наиболее плотным способом. Плоские углы 60° и 120° .

¹ Цифры рисунков изменены в данной работе. О. Э. М.

и направление двух пор. Изучая свойства пор этого ромбоэдра, мы тем самым изучим свойства пор всей массы грунта, так как этот ромбоэдр представляет элемент объема, который, будучи повторенным, дает всю массу грунта.

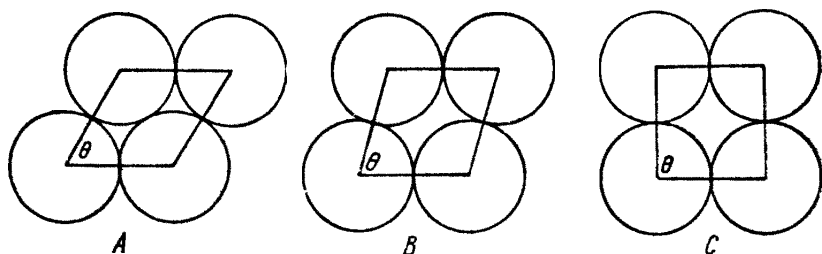


Рис. 3. Разрез четырех смежных шаров одинакового размера.

A — наиболее плотное расположение; *B* — менее плотное расположение; *C* — наименее плотное расположение.

Если зерна в грунте расположены наиболее плотным образом, каждое зерно будет соприкасаться с окружающими зернами в двенадцати точках, и каждый элемент объема будет представлять ромбоэдр, имеющий плоские углы в 60° и 120° (рис. 3*A*). Если расположение менее

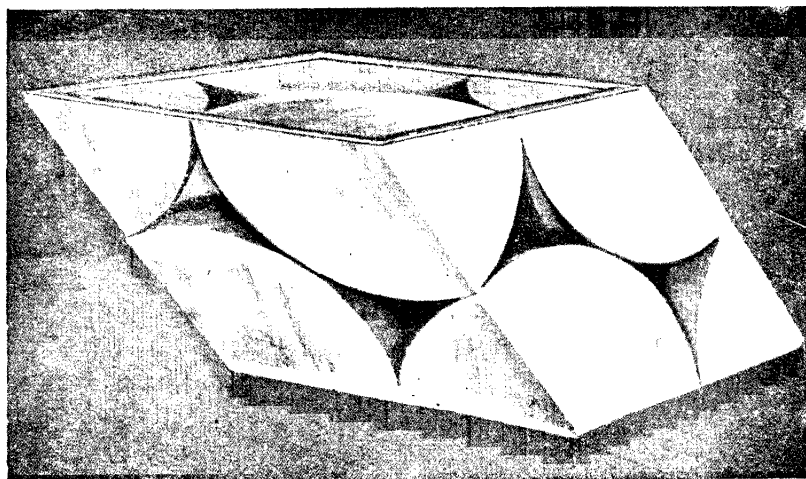


Рис. 4. Элементарный ромбоэдр, образованный плоскостями, проходящими через центры восьми смежных шаров, в группе шаров, уложенных наиболее плотно.

плотное, плоские углы ромбоэдра будут более 60° (рис. 3*B*), и каждый шар будет соприкасаться с другими шарами только в шести точках, а в остальных шести точках будет почти соприкасаться. Наименее плотное расположение зерен грунта, при котором зерна соприкасаются, получается тогда, когда ромбоэдр превратится в куб (рис. 3*C*).

На рис. 4 показан ромбоэдр, образующийся линиями, соединяющими центры шаров, изображенных на рис. 2.

Если мы представим породу, состоящую из частиц, расположенных так, что линии, соединяющие центры частиц, образуют куб, то процентное отношение объема пустот к общему объему (пористость) определится делением разности между объемом шара и объемом описанного куба на объем этого куба, что дает пористость в 47,64%. Если частицы расположены наиболее плотным способом, как на рис. 2, то пористость определяется делением разности между объемом шара и объемом ромбоэдра, у которого острые плоские углы равны 60° и ребра которого равны диаметру шара, на объем этого ромбоэдра; в этом случае пористость равна 25,95%. Это станет ясным, если принять во внимание, что части восьми отдельных шаров, составляющие ромбоэдр, показанный на рис. 4, будучи сложены вместе, образуют полный шар. Очевидно, что эти восемь частей составили бы полный шар даже при том условии, если бы плоский угол имел не 60° , а какое-либо другое значение, вплоть до 90° . При измерении пористости породы, состоящей из зерен почти одинаковой величины, мы получим большие колебания в результатах, зависящие в значительной степени от способа укладки зерен породы; но обычно пористость будет выражаться цифрами, находящимися в указанных пределах.

Поры в таком идеальном грунте образуют капиллярные трубки приблизительно треугольного сечения. Следуя за поверхностью сферических зерен, сечение пор слегка увеличивается и затем снова уменьшается до своей первоначальной «величины».

Зависимость пористости от размера зерен

Следует отметить, что размеры зерен не играют роли в расчетах Слихтера. При одинаковых прочих условиях материал будет обладать одинаковой пористостью независимо от того, состоит ли он из крупных или мелких зерен. В каждом из четырех главных типов зернистых пород — галечнике, песке, силте и глине — наблюдаются большие колебания в пористости, но в средней величине пористости различных групп вероятно нет большой разницы. В общем силт и глина обладают примерно такой же пористостью, как песок и гравий.

Зависимость пористости от формы зерен

Природные осадочные породы отличаются от «идеального грунта» Слихтера тем, что они состоят из зерен, которые не представляют правильных шаров и не все имеют одинаковые размеры. Форма зерен бывает очень различна, соответственно с характером составляющих минералов и формой первоначальных обломков; она зависит также от характера и степени разрушения и истирания, которые они претерпели до своего отложения. Неправильность формы создаст наибольшие колебания в пористости. До некоторой степени неправильности компенсируют одна другую, но принимается, что в породах пористость увеличивается вследствие неправильной угловатой формы составляющих частиц.

Зависимость пористости от степени сортировки

Разнообразие в размерах зерен или в степени сортировки имеет основное значение для пористости данного отложения. Порода, состоящая из крупных зерен одинаковой величины, обладает такой же высокой пористостью, как и порода, состоящая из мелких зерен одинаковой величины; но, если порода представляет смесь зерен этих двух

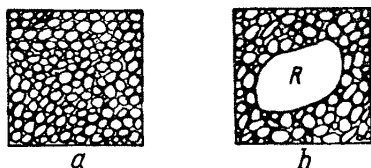


Рис. 5. Уменьшение пористости вследствие добавления крупного зерна (R) к агрегату мелких зерен.

или занятым водою, т. е. он уменьшит пористость соответственно своему объему. Если крупные зерна прибавляются к осадку, состоящему из мелких зерен, они выполняют твердой породой пространство, которое они занимают и которое иначе было бы занято агрегатом маленьких зерен с промежутками между ними. Таким образом эти пустые пространства оказываются замещенными твердой породой, и пористость соответственно уменьшается. На рис. 5 показаны породы a , зерна которой имеют довольно однообразные размеры, и такая же порода b с добавлением крупного зерна R , не имеющего пор. Очевидно, что крупное зерно заместило ряд промежутков и уменьшило пористость породы.

Различия в размерах зерен или степень сортировки данного отложения можно выразить количественно при помощи механического анализа, который дает представление о соотношении зерен определенных размеров в данном образце.

В помещенной ниже таблице 1 приведены результаты механического анализа восьми образцов, исследованных Хазеном (Hazen, 3). Рис 6 дает графическую характеристику этих анализов.

представляет смесь зерен этих двух размеров, пористость будет значительно ниже. Если к крупным зернам при-
меняются мелкие зерна, то последние займут промежутки между крупными и уменьшат этим количество пустого пространства (см. рис. 1А и 1В). Если в пространство, заключающееся между шарами, показанными на рис. 1А, поместить маленький шар, он займет место, которое иначе было бы пустым

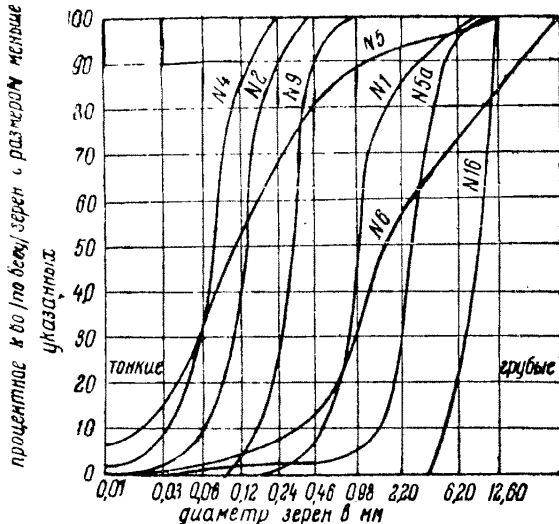


Рис. 6. Диаграмма механического состава пород, исследованных Хазеном.

Линии, представляющие диаметры частиц, расположены на расстояниях, соответствующих логарифмам диаметров.

Таблица 1

Механический состав пород, исследованных Хазеном

| Диаметр зерен (в мм) | Процент от общего веса образца | | | | | | | |
|---|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|
| | № 5 | № 4 | № 2 | № 9 | № 6 | № 1 | № 5а | № 16 |
| Меньше 12,6 | 99 | — | — | — | 83 | 100 | 100 | 98 |
| " 6,2 | 96 | — | — | — | 73 | 97 | 95 | 27 |
| " 2,2 | 92 | — | — | — | 57 | 85 | 31 | 0 |
| " 0,98 | 89 | — | — | 100 | 32 | 53 | 4 | — |
| " 0,48 | 80 | — | 100 | 91 | 13 | 7 | 2 | — |
| " 0,24 | 67 | 100 | 90 | 26 | 7 | 1,5 | 1,5 | — |
| " 0,12 | 51 | 85 | 43 | 3 | 4 | 0 | 1,0 | — |
| " 0,06 | 33 | 35 | 10 | 0 | 2 | — | 0,5 | — |
| " 0,03 | 16 | 10 | 2 | — | 0,5 | — | 0 | — |
| " 0,01 (органич.) . | 6 | 1 | 0 | — | 0 | — | — | — |
| Действующая величина зерен ¹ (в мм) | 0,22 | 0,03 | 0,06 | 0,17 | 0,35 | 0,48 | 1,40 | 5,00 |
| Коэффициент однородности | 9,0 | 2,3 | 2,3 | 2,0 | 7,8 | 2,4 | 2,4 | 1,8 |
| Пористость (процент по объему) | 36 | 44 | 42 | 42 | 32 | 40 | — | 45 |

¹ Действующей величиной Хазен называет диаметр такого зерна, по отношению к которому 10% образца (по весу) состоят из более мелких зерен и 90% — из более крупных.

Для того, чтобы иметь простое количественное выражение степени однородности размера частиц, принимают условное число, называемое *коэффициентом однородности*. Это есть отношение диаметра зерна, составляющего 60% образца (по весу), к диаметру зерна, составляющего 10% образца. Этот коэффициент можно получить из данных механического анализа, подобных приведенным выше; его легко также определить по кривой, выражающей механический анализ (см. рис. 6). Поясняя понятие о коэффициенте однородности и его связи с графическим изображением механических анализов, Хазен говорит:

«Для изучения и сравнения результаты были представлены графически. На прилагаемой диаграмме (рис. 6) высота кривой в любой точке показывает процентное количество частиц, которые имеют размеры меньшие, чем цифра на оси абсцисс, соответствующая этой точке. Линии, отвечающие диаметрам частиц, расположены на расстояниях, соответствующих логарифмам диаметров, так как при этом породы с одним и тем же соотношением размеров частиц дают одинаково крутые кривые, независимо от абсолютных размеров частиц, и это очень облегчает сравнение различных грунтов. При этом способе изображения можно показать все размеры зерен породы от 0,01 до 10 мм на небольшой площади, не удлинняя чрезмерно тот или иной отрезок по оси.

Если бы все зерна песка были абсолютно одинакового размера, коэффициент однородности равнялся бы 1; для большинства сравнительно равномерно-зернистых песков коэффициент колеблется от 2 до 3, для № 6 и № 5 цифры соответственно около 8 и 9, а некоторые чрезвычайно неоднородные пески имеют коэффициент до 20 или 30; но для последних данные ограничены».

Относительно зависимости пористости от коэффициента однородности Хазен (3, стр. 432) высказывает следующее:

«Объем пустого пространства зависит от формы и однообразия размеров частиц песка и не зависит от их абсолютных размеров».

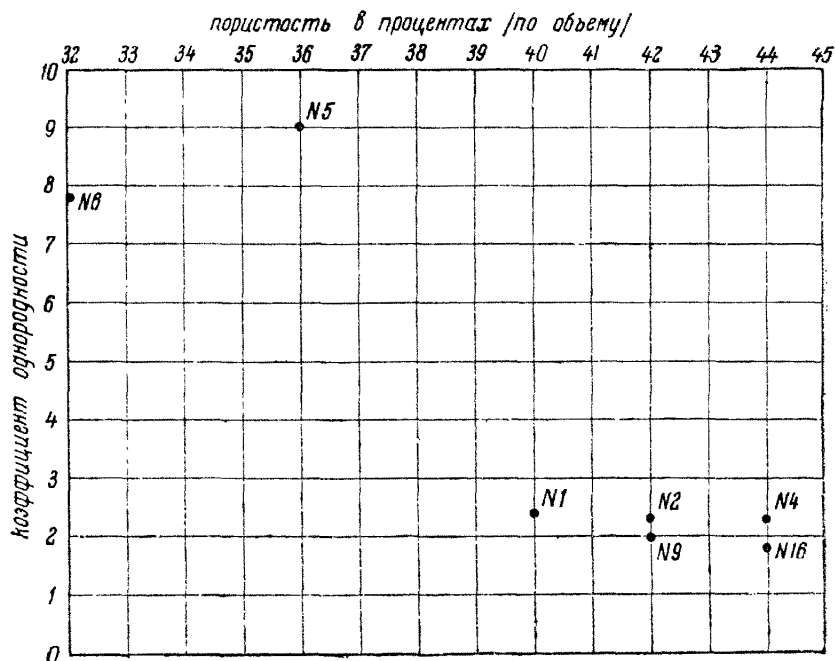


Рис. 7. Диаграмма соотношения между пористостью и коэффициентами однородности грунтов, исследованных Хазеном.

Грунты, дающие на диаграмме наиболее крутую кривую (рис. 6), указывающую на наибольшую однородность частиц, имеют наибольшую пористость, в то время как пески, дающие более пологую кривую, имеют более плотное сложение; тонкие частицы занимают промежутки между крупными зернами, сильно уменьшая этим количество пустого пространства».

Очевидно, что коэффициент однородности является показателем пористости. Чем больше коэффициент, тем меньше пористость. На рис. 7 показано соотношение между пористостью и коэффициентами однородности для образцов, механический анализ которых приведен в таблице 1.

ЧИСЛОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ПОРИСТОСТИ

Пористость различных пород колеблется от небольшой доли процента до 50% и более. Многие новейшие отложения в дельте Миссисипи обладают пористостью от 80 до 90% (4). Но пористость свыше 40% встречается редко; исключение составляют почвы и современные отложения, которые не имели времени уплотниться. Пористость меньше 5% можно рассматривать как малую пористость, от 5 до 20% — как среднюю и выше 20% — как большую.

Выше было показано, что агрегат правильных твердых шаров одинакового размера обладает пористостью от 25,95 до 47,64%. В природе пористость хорошо сортированных нецементированных осадочных отложений колеблется в этих пределах, но осадочные отложения, плохо сортированные или значительно сцементированные, имеют гораздо меньшую пористость. Что касается почв, то они, несмотря на то что далеко не обладают однородностью зерен, имеют высокую пористость, обычно выше 50%. Находясь на поверхности, они не уплотняются и — при помощи культурной обработки, а также вследствие других процессов — поддерживаются в особо рыхлом состоянии. По большей части почвы сложены частицами, которые состоят из агрегатов более мелких частиц, как это видно на рис. 1С. Осадочные породы, которые в результате были сплошь сцементированы или изменены каким-нибудь другим образом, так что заполнились первоначальные промежутки между зернами, а также породы плотные при самом их образовании, как гранит, обладают весьма небольшими промежутками, не занятыми минеральным веществом. Каналы, образованные выщелачиванием, и трещины, даже если они имеют большие размеры, обычно расположены настолько далеко друг от друга, что не обуславливают высокого процента пустого пространства. В этом отношении интересно следующее замечание Фуллера (Fuller, 5), основанное на работе Эллиса (Ellis, 6):

«Недавние исследования в Коннектикуте, произведенные Эллисом по поручению Геологического комитета Соединенных штатов, показали, что в обыкновенных гранитах и гнейсах этого района вода чаще всего встречается в вертикальных трещинах, располагающихся на поверхности в расстоянии в среднем от 1 до 2 м одна от другой. На глубине более 15 м это расстояние увеличивается в связи с выклиниванием мелких трещин. На еще больших глубинах, повидимому, остается очень мало водоносных трещин, и 75 метров являются тем пределом глубины, за которым не рекомендуется искать воду. Что касается горизонтальных трещин, то они приурочены к самым верхним частям пород и находятся обычно выше уровня вод; Эллис наблюдал, что трещины, имевшие на поверхности ширину 12,5 мм и более, быстро теряют ее с глубиной и что обычно в верхних 60—90 м их ширина равна 0,25 мм».

В породе, разбитой тремя системами трещин, в каждой из которых трещины располагаются на расстоянии 1,5 м, при средней ширине трещин 0,25 мм, общий объем пустого пространства, представленного трещинами, составляет только одну двадцатую процента общего объема породы. В некоторых плотных породах на большой глубине пористость, зависящая от трещин, вероятно выражается даже в мень-

Пористость различных пород и почв
(составлена М. Л. Фуллером)

| П о р о д а | Источник (автор) | Колич. проб | Пористость (в процентах от общего объема) | | |
|---|--|----------------|--|---------|---------|
| | | | миним. | максим. | средняя |
| Гранит, кристаллический сланец и гнейс | Бэклей ¹ | 14 | 0,02 | 0,56 | 0,16 |
| То же | Мерриль ² | 22 | 0,37 | 1,85 | 1,2 |
| Габбро | " | 1 | — | — | 0,84 |
| Диабаз | " | 2 | 0,90 | 1,13 | 1,01 |
| Обсидиан | Делесс ³ | 1 | — | — | 0,52 |
| Песчаник | Бэклей ¹ | 16 | 4,81 | 28,28 | 15,89 |
| " | Мерриль ² | — | 3,46 | 22,8 | 10,22 |
| Кварцит | " | 1 | — | — | 0,8 |
| " | Гики ⁴ | — | — | — | 0,21 |
| Глинистый сланец и слан- цеватая глина | Делесс ³ | 2 | 0,49 | 7,55 | 3,95 |
| Известняк, мрамор и до- ломит | Бэклей ¹ | 11 | 0,53 | 13,36 | 4,85 |
| Мел | Гики ⁴ | — | — | — | 53 |
| Оолит | Мерриль ² | 8 | 3,28 | 12,44 | 7,18 |
| Гипс | Гики ⁴ | — | 1,32 | 3,96 | 2,64 |
| Песок (однородный) . . . | Кинг ⁵ | Много | 26 | 47 | 35 |
| " (смешанный) | " | " | 35 | 40 | 38 |
| Глина | " | " | 44 | 47 | 45 |
| " | Гики ⁴ | — | — | — | 53 |
| Почвы | Департ. зем- леделаия Со- единенн. шт. | Много | 45 | 65 | 55 |

¹ Buckley, E. R., Building and ornamental stones (of Wisconsin): Wisconsin Geol. Survey Bull. 4, pp. 400—403, 1898.

² Merrill, G. P., Stones for building and decoration, Appendix.

³ Delesse, Achill, Recherches sur l'eau dans l'intérieur de la terre: Soc. géol. France Bull., 2d sér., vol. 19, p. 64, 1862.

⁴ Geikie, Archibald, Textbook of geology, 4 ed., vol. 1, p. 410, 1903.

⁵ King, F. H., Principles and conditions of the movements of ground water: U. S. Geol. Survey Nineteenth Ann. Rept., pt. 2, pp. 209—215, 1898.

ших цифрах, но близ поверхности плотные породы часто обладают большей пористостью, главным образом потому, что пустоты, обусловленные трещинами, значительно шире.

Колебания в пористости даже для однотипных пород так велики, что отдельные данные не могут иметь общего значения. В таблице 2, составленной Фуллером (5, стр. 61), приводятся числовые значения пористости для многих разнообразных пород и почв. (Дополнительные данные приведены в главе о водоотдающей способности — стр. 60—71.)

В таблице 3 даны величины пористости для 85 песчаников, содержащих газ и нефть, и близких к ним пород, опробованных Мельчером (Melcher, 7) для Геологического комитета Соединенных штатов.

Таблица 3:

Пористость газо- и нефтеносных песчаников и смежных с ними пород ¹

| П о р о д а ² | Количество образцов | Пористость (в пропентах от общего объема) | | |
|---|---------------------|---|---------|---------|
| | | миним. | максим. | средняя |
| Газоносные пески Мексика-Грассбек, Лаймстон-Ковнти, Техас | 8 | 10,7 | 37,7 | 24,4 |
| Газо- и нефтеносные пески, полученные от „Developers Oil and Gas Co.“, Петролиа, Техас | 4 | 18,5 | 26,6 | 22,9 |
| Нефтеносные пески и смежные породы — планшеты Битлер и Цилиноплъ, Пенсильвания | 8 | 4,5 | 22,2 | 10,1 |
| Нефте- и газоносные пески и смежные породы из Огайо | 18 | 4,7 | 18,4 | 12,3 |
| Нефте- и газоносные пески и смежные породы из Уайоминга и Монтаны | 10 | 3,4 | 29,3 | 17,1 |
| Нефте- и газоносные пески и смежные породы из Дауса, Западная Виргиния | 9 | 4,8 | 21,7 | 15,5 |
| Пески из Бартисвилля, Оклахома | 4 | 16,1 | 17,7 | 16,7 |
| Газоносные пески и смежные породы из Шревепорта, Луизиана | 21 | 9,2 | 37,7 | 22,7 |
| Мелинский песок с Ниагары, штат Нью-Йорк, и бредфордский нефтеносный песок из Кэстер-Сити, Пенсильвания | 2 | 7,9 | 17,8 | 12,8 |
| Всего образцов | 84 | 3,4 | 37,7 | 17,5 |

¹ Методы, которыми пользовались при определении пористости, описаны на стр. 19—21.

² Исследованные „пески“ представляют сцементированные песчаники.

В таблице 4 даются результаты произведенных автором полевых определений пористости пород из ледниковых отложений в долине Помперауг в Коннектикуте, состоящих из валунной глины, флювиогляциальных и озерных отложений. Образцы не были совершенно сухими, и возможно, что тонкозернистый материал содержал достаточно влаги для того, чтобы это заметным образом изменило результаты. Материал сохранялся по возможности в его природном состоянии. При испытании вода прибавлялась к образцу. Данные для валунной глины исправлялись на гальки и валуны, которые были слишком велики и не могли быть включены в исследуемые образцы.

Таблица 4

Полевые определения пористости ледникового материала в долине Помперауг в Коннектикуте

| Типы отложения | П о р о д а | Пористость (в процентах от общ. объема) |
|-----------------------------|---|---|
| Флювиогляциальные отложения | Тонкий однородный песок | 48,0 |
| То же | Средний до тонкого однородный песок | 37,0 |
| " | Рыхлая смесь, главным образом тонкий песок и сilt | 36,0 |
| " | Грубый песок с гравием | 33,6 |
| " | Грубый чистый дресвяник или тонкий гравий | 28,0 |
| " | Silt с гравием | 26,4 |
| " | Песок и гравий с редкими крупными гальками | 25,2 |
| " | Гравий в массе песка | 20,0 |
| " | Silt и глина | 18,0 |
| Глиняная валунная глина | С песком или с гравием | 21 |
| То же | Каменистая | 16 |
| " | С гравием | 14,0 |
| " | — | 13,5 |
| " | — | 12 |
| " | — | 11,5 |
| Озерные отложения | Silt | 36,0 |

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРИСТОСТИ

Для определения пористости пород и почв применяются различные методы. Они отличаются как по скорости, так и по точности получаемых результатов. Одни из них применимы только для испытания цементированных пород, другие только для рыхлых, наконец третьи одинаково применяются для тех и других. Различные методы в некоторых отношениях совпадают, но для удобства рассмотрения можно выделить следующие: 1) измерение количества воды, требую-

щегося для насыщения определенного объема сухой породы; 2) сравнение объема образца с суммарным объемом составляющих его зерен; 3) сравнение объемного веса образца со средним удельным весом составляющих его минералов; 4) сравнение объемного веса сухого образца с объемным весом насыщенного водой образца того же грунта; 5) получение коэффициента однородности и определение пористости на основании наблюдаемой зависимости между пористостью и коэффициентом однородности; 6) создание частичного вакуума в сосуде, содержащем сухой образец, и наблюдение за изменением давления воздуха при соединении сосуда с другим, содержащим воздух при атмосферном давлении, причем известны объемы сосудов и образца.

Если удельный вес воды принять за единицу, то пористость (в процентах) для первых четырех методов можно выразить следующими уравнениями:

$$P = 100 \left[\frac{W}{V} \right] = 100 \left[\frac{V - v}{V} \right] = 100 \left[\frac{S - a}{S} \right] = 100 (b - a),$$

где: P — пористость (в объемных единицах);

W — объем воды, требуемой для насыщения сухого образца породы или почвы;

V — объем образца;

v — суммарный объем твердых частиц, составляющих образец;

S — средний удельный вес минералов, слагающих породу или почву;

a — объемный вес сухого образца;

b — объемный вес насыщенного образца.

Объем образца несвязного грунта в его природном состоянии (V) следует, если возможно, определять в поле. В лаборатории этот образец или любая вымеренная часть его могут служить для других определений. Если объем образца не определен в поле, его можно измерить в лаборатории в любом подходящем калиброванном сосуде, но в этом случае может получиться значительная ошибка вследствие трудности придания породе той же самой плотности, какую она имела в поле. Объем образца цементированной породы (V) можно определить, покрыв образец парафином, чтобы вода не могла проникнуть внутрь (см. стр. 19), и взвешивая его затем на воздухе и в воде. Потеря веса в воде представит вес объема вытесненной воды.

Суммарный объем твердых частиц, составляющих образец (v), определяется измерением или взвешиванием количества вытесняемой ими воды. Средний удельный вес слагающих породу минералов (S) может быть определен или путем вычисления относительных количеств встречающихся в образце различных минералов с их различными известными удельными весами, или путем определения количества воды, которое вытесняется определенным количеством твердых частиц, слагающих образец. В том случае, когда преобладающее значение имеет лишь один минерал (как в кварцевом песке или песчанике) или когда составляющие минералы имеют практически одинаковый удельный вес, задача сравнительно проста. Обычно можно, без риска крупной ошибки, принимать удельный вес $S = 2,65$.

Объемный вес сухого образца связной породы (a) можно получить, покрыв образец парафином и затем взвесив его на воздухе и в воде.

Объемный вес образца равен весу его на воздухе, разделенному на потерю веса в воде. Для определения объемного веса сухого образца несвязного грунта (а) следует взвесить измеренный объем грунта и разделить этот вес на вес равного объема воды.

Объемный вес насыщенного образца (b) равняется весу насыщенного образца, разделенному на вес равного объема воды. Определение этой величины требует насыщения образца и определения его объема.

Полное насыщение как сцементированных, так и несцементированных грунтов встречает затруднения. Так как процесс насыщения играет роль при определении величин W и b , а также в сущности при определении v и S при втором из упомянутых способов, то можно сказать, что эти затруднения связаны с большинством методов определения пористости. В значительной степени, хотя и не целиком, они обусловлены воздухом, который остается заключенным в порах. В приводимой ниже таблице 5 даются результаты исследования семи образцов строительного камня для выяснения степени насыщенности, достигаемой при различных методах. Эти поучительные опыты были проделаны Гиршвальдом (Hirschwald, 8), таблица взята из статьи Мельчера (7).

Таблица 5

Вода, поглощаемая пористыми породами при определенных условиях

(в процентах от количества воды, поглощаемой при давлениях от 50 до 150 ат)

| № образца | Методом быстрого погружения | Методом постепенного погружения | Методом постепенного погружения в вакууме |
|-----------|-----------------------------|---------------------------------|---|
| 17 | 45,9 | 52,2 | 61,1 |
| 16 | 47,6 | 49,7 | 93,1 |
| 1 | 53,0 | 61,3 | 85,5 |
| 18 | 53,3 | 54,6 | 99,5 |
| 2 | 60,9 | 63,0 | 99,4 |
| 11 | 71,3 | 81,2 | 81,5 |
| 4 | 72,6 | 77,3 | 81,0 |

Хазен делает следующие указания (9):

«Для определения удельного веса твердых частиц (S) взвешенное количество тщательно просушенного материала помещается в узкогорлую градуированную колбу с дистиллированной водой, причем принимаются предосторожности, чтобы не осталось пузырьков воздуха, и затем взвешивается вытесненная вода. Этим путем можно получить очень точные результаты. Объемный вес грунта (а) получается взвешиванием известного объема грунта, который должен по возможности иметь ненарушенную структуру. Так как грунт обычно бывает влажным, его надо перед взвешиванием высушить, или нужно определить влажность и внести поправку. Результаты, получаемые при измере-

нии количества воды, которое может войти в данный объем (W), когда вода поступает снизу, неизменно слишком низки, потому что вода поднимается вследствие капиллярности и при этом остаются включенными пузырьки воздуха, что часто является причиной больших ошибок».

Для определения пористости песчаников в Геологическом комитете Соединенных штатов применяется в настоящее время метод, разработанный Мельчером (7). Он дает следующее краткое описание этого метода.

«Выбранный метод основывается на том принципе, что объем образца песка минус объем составляющих его отдельных зерен равен объему, занимаемому порами. Объем, занимаемый порами, разделенный на объем образца, дает коэффициент пористости в процентах.

Погружение образцов в парафин. Иногда образцы обладают такой рыхлой текстурой, что при обращении с ними трудно бывает сохранить зерна песка от осыпания; другие образцы бывают более крепкими и более плотными. Вследствие рыхлости, а также вследствие малых размеров некоторых образцов, был принят метод погружения в парафин.¹ После того как поверхность образца была тщательно очищена щеткой от постороннего материала и осыпавшихся зерен, образец был разделен на две части: одна часть служила для определения объема образца, другая — для определения объема отдельных зерен, составляющих образец.

Части образцов, предназначенных для определения объема, были взвешены и затем погружены в парафин, нагретый до температуры немного выше точки его плавления. Слой парафина, которым был покрыт образец, исследовался затем на содержание в нем пузырьков воздуха и мельчайших отверстий. Если таковые обнаруживались, они устранялись расплавлением материала в этом месте концом нагретой проволоки.

Лучше всего погружать образцы, держа их пальцами. Прежде всего погружается в парафин та половина образца, на которой лежат пальцы; затем образец переворачивают и погружают другую половину. Никогда не следует оставлять образцы в расплавленном парафине дольше двух или трех секунд, а очень маленькие или очень пористые образцы следует погружать еще на более короткое время. Нельзя допускать появления из образца пузырьков, так как это обыкновенно указывает на то, что парафин начинает проникать в поры. Если в этом отношении есть какие-либо сомнения, то образец можно разбить (после взвешивания в дистиллированной воде) и исследовать его под лупой или под микроскопом в зависимости от величины пор. Нетрудно убедиться, что после небольшого навыка не представляет особенно трудным, если образцы холодные, погружать их так, чтобы парафин не вошел в поры, так как парафин почти немедленно застывает после соприкосновения с холодной поверхностью песка. Когда парафин охладится, покрытый им образец взвешивается для определения веса парафина.

Определение объема образца. Покрытый парафином образец под-

¹ Гиршвальд (8) описывает метод погружения образцов в парафин, которым он пользуется для определения удельного веса строительных камней.

вешивается в дистиллированной воде на платиновой проволоке № 30 B. and S. и взвешивается; тонкая проволока применяется для того, чтобы насколько возможно уменьшить ошибку от поверхностного натяжения. Вода предварительно кипятится, и во время взвешивания температура ее измеряется с точностью до 0,1 градуса. Затем образец вынимается из воды, высушивается прижиманием промокательной бумаги или мягкого полотна и взвешивается на воздухе. Это взвешивание производится для того, чтобы узнать, не впитал ли образец воды. Если окажется, что вода была поглощена в заметном количестве, можно внести поправку в вес вытесненной воды по разности между последним взвешиванием и предшествующим взвешиванием в воздухе образца, плюс парафин.

По весу вытесненной воды, ее температуре и плотности можно узнать объем образца плюс объем парафина. При определенных пользования таблицами Шанюи (Chappuis, 10), показывающими изменение плотности чистой, свободной от воздуха воды в зависимости от температуры. Объем парафина можно получить из предварительного определения его плотности (равной в данном случае 0,906) и веса парафина, покрывающего образец. Вычитая этот объем из общего объема образца с парафином, получаем объем образца взятой породы.

Определение объема отдельных зерен. Вторая часть образца взвешивается и дробится в агатовой ступке на отдельные частицы или — в случае очень толстого песка — до тех пор, пока он не пройдет через сито в 100 отверстий на 1 кв. дюйм.¹ Затем она снова взвешивается и совершенно высушивается в электрической печи или лучше в толуоловой бане Штейгера (Steiger, 11) при температуре от 100 до 150° C, в течение от 30 минут до 1 часа; если есть опасность выделения заметного количества связанной воды, нужна более низкая температура. Затем испытываемая часть образца помещается в эксикатор для охлаждения. После того как частички охладятся, образец взвешивается и выставляется на воздух для того, чтобы он поглотил влагу. Когда частички достигнут или почти достигнут постоянного веса, они снова взвешиваются для поправки на гигроскопическую воду. Частички песка переносятся затем в пикнометр на глянцевой бумаге. (Пикнометром называется колба, емкость которой для воды при определенных условиях точно определена.) Пикнометр вместе с образцом взвешивается для определения потери при переносе. Применяемые при этом пикнометры относятся к типу введенных Дж. Джонстоном (John Johnston) и Л. Адамсом (Adams, 12) в Институте Карнеджи. Удаление воздуха из частиц породы производилось по способу Мура,² слегка измененному Дэем (Day) и Алленом.³

После того как пикнометр почти наполнен кипяченой дистиллированной водой, аспиратор убирается, и пикнометр помещается в термостат с постоянной температурой, регулируемой с точностью до 0,1° C. Пикнометр доливается дистиллированной водой, которую берут

¹ Сито со 100 отверстиями на 1 кв. дюйм соответствует диаметру отверстий в 0,147 мм. В СССР при механическом — или, как теперь принято называть, granulометрическом — анализе употребляются сита с отверстиями диаметром в 0,25, 0,5, 1,0, 2,0 мм и т. д. *Прим. ред.*

² Am. Journ. Sci., 3d ser., vol. 3, p. 41, 1872.

³ Carnegie Inst. Washington, Publ. 81; U. S. Geol. Survey Bull. 422, p. 48—50.

из другого сосуда в термостате. Затем пикнометр вынимается из термостата и взвешивается, после того как его внешняя поверхность осушена полотенцем. По предварительно определенному весу воды, необходимой для наполнения пикнометра, находится вес воды, вытесненной раздробленным образцом. Объем частиц породы в пикнометре определяется по весу вытесненной воды, плотность которой при температуре термостата узнается по таблицам.

Соответственно с этим определяется и общий объем зерен той части образца, которая погружалась в парафин. Разность между объемом образца, покрытого парафином, и объемом его зерен равняется общему объему пор. Отношение этого объема пор к объему образца указывает процентное содержание пор.

Определение объема пор в очень маленьких образцах. В том случае, когда образец слишком мал для того, чтобы его разбить на две части, можно погрузить в парафин весь образец и затем выпарить парафин, если только зерна, слагающие образец, состоят главным образом из кварца и при выпаривании вес или объем их не может заметным образом измениться. Во многих случаях парафин легко соскоблить ножом и счистить щеткой; тогда следует произвести новое взвешивание для определения потери в весе из-за счищенных частиц. В том случае, когда в раздробленном образце присутствует нефть, ее можно выжечь, поместив раздробленный образец в платиновый тигель, или же можно растворить ее каким-нибудь растворителем, как бензин или четыреххлористый углерод.

Можно, с ошибкой менее чем 1%, определять пористость кусочков весом в 3 г. Пористость образца, который весит 1,5 г и зерна которого проходят через сито в 20 отверстий (диаметр отверстий $\approx 0,833$ мм), может быть определена с точностью, достаточной для практических целей».

Объем образца нецементированного грунта, чтобы не нарушить его структуры, следует определять в поле, а затем этот образец или вымеренная часть его могут служить для определения суммарного объема твердых частиц с помощью пикнометра по способу, описанному Мельчером.

Хазен предложил следующий метод (9, стр. 550—551) для грубых подсчетов пористости нецементированного грунта по коэффициенту однородности (см. стр. 10). Он может оказаться полезным, когда приходится определять пористость грунтов по одним механическим анализам.

«Грубое определение пористости можно сделать по коэффициенту однородности. Грунты, сложенные из острых обломков и имеющие коэффициенты однородности ниже 2, обычно обладают пористостью около 45%; пески, имеющие коэффициенты ниже 3, как например прибрежные пески или искусственно осажденные в воде, будут обычно обладать пористостью в 40%. В более разнородных грунтах уплотненность возрастает, и при коэффициенте однородности от 6 до 8 пористость доходит до 30%, а при чрезвычайно высоких коэффициентах почти не остается свободных промежутков. Замечено, что пески, сложенные округлыми, окатанными водой зернами, обладают пористостью на 2—5% меньшей, чем соответствующие угловато-зернистые пески».

Упомянутый на стр. 17 шестой метод определения пористости был

недавно предложен Уошбэрном (Washburn) и Бэнтингом (Bunting, 13). При этом методе промежутки заполняются воздухом или каким-нибудь другим газом, и объем, занимаемый промежутками, определяется наблюдением за изменением газового давления. Хотя этот метод основан на очень простом принципе, он новизнному не был никем предложен до того, как им стали пользоваться Уошбэрн и Бэнтинг. Его большое преимущество над методами, при которых требуется насыщение водой, состоит в том, что он дает более точные результаты, особенно в случае грунтов, имеющих малые и плохо сообщающиеся промежутки. Это преимущество обусловлено неограниченной расширяемостью газов и их ничтожным сцеплением. В общих чертах метод заключается в следующем.

Непропускающий воздуха сосуд B соединен при помощи капиллярной трубки с другим пропускающим воздуха сосудом A . На каждом сосуде и в трубке, соединяющей оба сосуда, имеются краны. Сосуд A сообщается с манометром. В сосуд A помещается сухой образец испытуемого грунта, имеющий известный объем. Из сосуда A выкачивается большая часть воздуха, и замечается давление остающегося воздуха. Воздух в сосуде B находится под атмосферным давлением. Затем открывается кран в трубке, соединяющей сосуды, и замечается образовавшееся в результате давление. После каждой операции аппарат должен постоять, лучше всего в термостате с постоянной температурой, пока не будет достигнуто равновесие в температуре. Для большинства грунтов определения ведутся успешно при пользовании воздухом, но для некоторых требуется водород или гелий. Легко вывести следующие уравнения:

$$(p_1 - p_3)v_1 = (p_3 - p_2) \left[v_2 - \left(\frac{100 - P}{100} \right) v_3 \right]$$

и, следовательно

$$P = 100 \left[\frac{(p_1 - p_3)v_1}{(p_3 - p_2)v_3} - \frac{v_2 - v_3}{v_3} \right]$$

где: P — пористость в процентах от объема.

p_1 — начальное давление в сосуде B = атмосферное давление.

p_2 — начальное давление в сосуде A ,

p_3 — давление в обоих сосудах после открытия крана между ними,

v_1 — объем сосуда B .

v_2 — объем сосуда A .

v_3 — объем образца.

МЕТОДЫ МЕХАНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЗЕРНИСТЫХ ПОРОД

Механический анализ зернистой породы состоит в разделении ее на группы зерен различных размеров и в определении того, какой процент (по весу) составляет каждая группа (см. стр. 10—11 и рис. 6 и 61).¹ Согласно со стандартными методами, которыми пользуются в Почвенном бюро Соединенных штатов (U. S. Bureau of Soils,

¹ Диаграммы многочисленных механических анализов в США можно найти у Dake (14).

15), где были произведены тысячи механических анализов почв, приняты следующие произвольно выбранные диаметры (в миллиметрах):

| | |
|------------------------------|--------------|
| Тонкий гравий | 2—1 |
| Грубый песок | 1—0,5 |
| Средний песок | 0,5—0,25 |
| Тонкий песок | 0,25—0,1 |
| Очень тонкий песок | 0,1—0,05 |
| Силт (пыль и ил) | 0,05—0,005 |
| Глина | меньше 0,005 |

Насколько в действительности малы зерна, о которых здесь идет речь, можно составить некоторое представление по рис. 18, где показаны песчинки различных размеров без увеличения или уменьшения.

При механическом анализе грунт прежде всего смешивается с водой и растирается пестиком с резиновым концом или долгое время встряхивается в особом приборе. По старым методам этой смеси дают отстояться в сосуде до тех пор, пока все зерна, имеющие больше 0,05 мм в диаметре, не осядут на дно, после чего жидкость с остающимися зернами, диаметр которых меньше 0,05 мм, сливается в другой сосуд. Затем первый сосуд доливается снова водой, и этот процесс повторяется до тех пор, пока зерна крупнее 0,05 мм не отделятся совершенно от более мелких зерен. Тогда тем же самым способом отделяют зерна крупнее 0,005 мм от зерен, имеющих диаметр меньше 0,005 мм. Осадок, состоящий из зерен крупнее 0,05 мм, высушивается и при помощи сит с различным размером отверстий разделяется на различные фракции, указанные в таблице. Позднее для ускорения отделения более мелких фракций, состоящих из частиц, находящихся в воде в взвешенном состоянии, было введено пользование центрифугой. Применяемая при этом центробежная сила во много раз превосходит силу тяжести. Для ускорения и улучшения производства анализов были придуманы еще различные приборы.

Оден (Oden, 16) предложил свой метод для изучения механического состава глубоководных отложений. Он состоит в наблюдении за скоростью, с какой осаждаются взвешенные в воде частицы. При этом методе нет необходимости производить более трудную работу по разделению зерен на группы, соответственно их размерам.

Шурехт (Schurecht, 17) предложил быстрый метод производства механических анализов очень тонких частиц глины (менее 0,003 мм в диаметре). По существу это тот же метод Одена, только скорость оседания определяется не прямым взвешиванием осевших осадков, а периодическим наблюдением за изменением удельного веса смеси. Удельный вес определяется взвешиванием гири в воздухе и в смеси.

Метод Митчерлиха (Mitscherlich, 18) состоит в определении по количеству гигроскопической влаги общей поверхности зерен в объеме грунта, принятом за единицу (см. стр. 98—103). По поводу этого метода Оден делает следующее замечание (16, стр. 220):

«Помимо того, что с теоретической стороны против метода Митчерлиха можно выдвинуть серьезные возражения, очевидно, что определения поверхности ни в коем случае недостаточно, если мы хотим определить данный осадок. Например: образец, состоящий из грубого песка, перемешанного с некоторым количеством высоко-кол-

лоидальной глины, может иметь такую же суммарную поверхность, как глинистая порода, состоящая из более однообразных частиц промежуточного размера, но во многих других отношениях эти породы будут глубоко различны, так что нет оснований объединять их в одну группу».

СИЛЫ, ДЕЙСТВУЮЩИЕ НА ВОДУ В ПОРОДАХ

Вода в породах находится главным образом под действием двух сил — тяжести и молекулярного притяжения. Под действием силы тяжести вода просачивается с поверхности глубоко в землю и там движется на большие расстояния в стороны. Под влиянием этой силы вода выступает на поверхность в пониженных местах, вытекает в виде источников или втекает в колодцы и изливается из фонтанирующих буровых скважин. Действие этой силы в системе пород, обладающих пустотами, подобно действию силы тяжести в водопроводной сети с ее водонапорной башней, магистралями и водоразборной сетью.

В породах, имеющих одни крупные пустоты, которые можно сравнить с магистралями и трубами водопроводной сети, сила тяжести является определяющей силой, вследствие чего обычные законы гидравлики можно применять без больших изменений. Но многие породы обладают очень маленькими пустотами, и в них становится весьма эффективной другая сила. Это сила молекулярного притяжения — притяжение стенками пустот соседних молекул воды и притяжение между молекулами воды. Относительная важность этой силы является наиболее значительным фактом, обуславливающим поведение воды в породах; это заставляет выделять гидравлику подземной воды в особый предмет.

МОЛЕКУЛЯРНОЕ ПРИТЯЖЕНИЕ ВОДЫ В ПОРОДАХ

Молекулы, или мельчайшие элементарные частицы, из которых состоит большинство веществ, притягиваются друг к другу, а также молекулами других веществ. Притяжение между однородными молекулами, например между соседними молекулами кварца или между соседними молекулами воды, называется *сцеплением* (cohesion); притяжение между разнородными молекулами, например между молекулой кварца и соседней молекулой воды, называется *прилипанием* (adhesion). Для многих веществ молекулярное притяжение очень велико. Так, сцепление, удерживающее вместе различные части минерала (например кварца), делает его твердым и крепким. Вода в жидком состоянии обладает значительно меньшей силой сцепления, чем твердые породы, но эта сила достаточно велика, чтобы в большой степени влиять на поведение воды в пустотах пород.

Сила прилипания может быть так же велика, как и сила сцепления. Так, частицы различных минералов в кристаллической породе крепко удерживаются друг другом, и цемент уплотненного песчаника удерживает настолько крепко зерна песка, что порода представляет прочный строительный камень.

Но молекулярное притяжение действует только на очень коротких

расстояниях, и поэтому, если породу однажды разломают, то невозможно прижать одну часть к другой настолько плотно, чтобы заставить молекулы, находящиеся на противоположных сторонах разлома, притягивать друг друга.

Если кусок породы опустить в воду и вынуть, то он останется мокрым — это значит, что к поверхности породы прилипла пленка воды, которая не может быть оторвана силой тяжести. Ближайшие к поверхности породы молекулы воды крепко удерживаются молекулярным притяжением породы, в то время как несколько более удаленные удерживаются менее крепко сцеплением с частицами воды, прилипшими к породе.

Рис. 8 в очень простой форме схематически представляет это явление. Действительное взаимоотношение всех молекулярных сил, конечно, гораздо более сложно. В целях пояснения можно принять, что молекула воды *A* крепко прилипает к породе и что молекулы воды *A*, *B*, *C* и *D* взаимно удерживаются только силой сцепления воды. Если сцепление между *A* и *B* достаточно велико, чтобы выдержать вес трех молекул, то *B*, *C* и *D* удерживаются несмотря на стремление силы тяжести оторвать их. Молекулы от *a* до *i* образуют подобную же цепь. Можно принять, что молекула *a* прилипает так прочно к породе, что не может

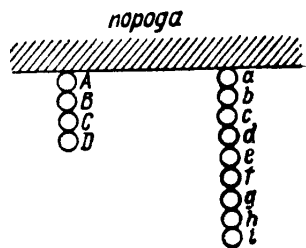


Рис. 8. На диаграмме показано, как вода удерживается молекулярным притяжением пород.

Кружки обозначают молекулы воды, сцепленные друг с другом и с нависающей поверхностью породы. Вес молекул оттягивает их вниз и может преодолеть молекулярное притяжение.

на так прочно к породе, что не может быть оторвана весом всех остальных молекул. Но если остальные молекулы воды находятся вне сферы притяжения породой, а сцепление между смежными молекулами воды имеет силу поддерживать вес только трех из этих молекул, то цепь порвется,

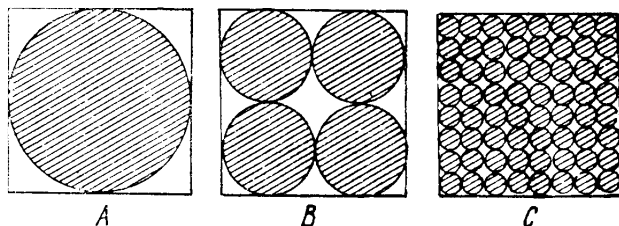


Рис. 9. Диаграмма, показывающая отношение между размерами пустот в породе и их суммарной поверхностью.

В данном объеме породы, имеющей определенную пористость и содержащей пустоты одинаковой формы, общая поверхность пустот изменяется обратно размерам пустот.

ся, и часть молекул отпадет. Прилипшие молекулы, такие как *A* и *a*, вместе с молекулами, удерживаемыми сцеплением, как *B*, *C*, *D*, *b*, *c*, *d*, образуют водяную пленку, которой и обуславливается мокрая поверхность породы. Вероятно в действительности молекулярное притяжение распространяется на пространство, в несколько раз превосходящее то, которое занимает одна молекула, и сила сцепления гораздо больше, чем предположено для этой иллюстрации.

Если порода не является совершенно плотной, а расчленена пустотами, то на стенках пустот будет удерживаться водяная пленка, подобная той, что остается на внешней поверхности породы.

В породе с определенной пористостью суммарная поверхность пустот изменяется обратно их размерам. Это можно хорошо показать на примере зернистых пород, в которых поверхность сферического зерна изменяется как квадрат его диаметра, а занимаемый им объем изменяется приблизительно как куб его диаметра. На рис. 9 показаны разрезы двух образцов галечника и одного образца песка, состоящих из сферических галек или зерен трех различных размеров: гальки в образце *А* имеют 25 мм в диаметре, в *В* — 12,5 мм, а в *С* они имеют значительно меньший диаметр. Зерно образца *В* имеет поверхность в четыре раза меньшую, чем зерно образца *А*, а между тем в кубическом дюйме (16 см³) будет содержаться восемь таких меньших зерен и только одно большое зерно. Следовательно в определенном объеме галечника, диаметр зерен которого равен 12,5 мм, поверхность, удержи-

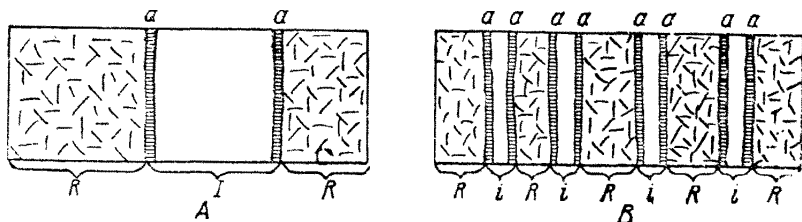


Рис. 10. Диаграмма, показывающая отношение между размерами пустот и количеством воды, находящейся под влиянием молекулярного притяжения.

R — плотная порода; *I* — крупная пустота; *i* — мелкие пустоты; *a* — пленки воды, удерживаемые притяжением стенок породы. При данной пористости и данной форме пустот общая поверхность пустот и отсюда также общее количество воды, находящейся под влиянием молекулярного притяжения, изменяются обратно размерам пустот.

живающая воду, приблизительно в два раза больше, чем в одинаковом объеме галечника, зерна которого имеют диаметр 25 мм. Подобным образом можно показать, что, если зерна очень малы, как в силте или глине, их суммарная поверхность будет очень велика, и соответственно будет велико влияние молекулярного притяжения. Это отношение показано также на рис. 10. Водяные пленки *a* имеют одинаковую толщину в пустотах двух образцов пород *А* и *В*, но в маленьких пустотах они занимают гораздо большую часть пространства, чем в большой пустоте, и этим объясняется тот факт, что сила молекулярного притяжения имеет большее влияние на воду в породе, имеющей маленькие пустоты, чем на воду в породе с крупными пустотами.

Принимая во внимание, что поверхность шара равна $3,1416 d^2$ (где *d* есть диаметр шара), легко показать, что общая поверхность пустот в кубическом футе (0,29 м³) песка, состоящего из зерен, имеющих 1 мм в диаметре, равна приблизительно 1 000 кв. футов (93 м²), в кубическом футе песка из зерен в 0,02 мм — приблизительно 50 000 кв. футов (4 650 м²), или более 0,4 га, и в кубическом футе материала из зерен, имеющих лишь 0,001 мм в диаметре, эта поверхность имеет около 1 000 000 кв. футов (92 900 м²), или более 9 га. Кинг (King, 19) на основании опытов, в которых он пропускал

струю воздуха через различные почвы, высчитал, что суммарная поверхность кубического фута обыкновенных глинистых почв равна приблизительно 0,4 га, а суммарная поверхность кубического фута тонкой глины — приблизительно 1,6 га.

Эти цифры дают некоторое представление об огромных площадях поверхностей, ограничивающих пустоты в тонкозернистом материале, и о большом влиянии, которое может быть оказано на воду притяжением этой поверхности, даже если оно распространяется на небольшие расстояния. Количество воды, удерживаемое смоченной поверхностью, имеющей около квадратного метра, может быть и мало, но количество, удерживаемое целым гектаром, весьма значительно, даже если пленка воды, прилипающая к этой поверхности, весьма тонка.

ПОВЕРХНОСТНОЕ НАТЯЖЕНИЕ

Если карандаш или стеклянную палочку погрузить в воду и вынуть, на нижнем конце этого карандаша или палочки можно заметить прилипшую капельку воды, имеющую точно такую форму и характер, как будто она заключена в эластическую пленку. Подобным образом вода прилипает к частицам твердого вещества, составляющим породу или почву, как это показано на рис. 11. Эта пленка образуется силой сцепления воды, обуславливающей явление, называемое *поверхностным натяжением*. Объяснение этого явления можно найти во всех учебниках физики. Очень ясно и просто его объясняет Бригз (Brigs, 20). Рассматривая условия нахождения воды в порах и почвах, он говорит следующее:

В подвешенной капле воды частицы, находящиеся внутри жидкости, притягиваются остальными частицами жидкости одинаково по всем направлениям. Результирующее притяжение, испытываемое любой внутренней частицей, равно нулю, и она может свободно двигаться по жидкости. Напротив, частица, находящаяся на поверхности капли, не испытывает одинакового притяжения со всех сторон, так как молекулы газа, окружающего каплю, притягивают эту частицу с меньшей силой, чем частицы жидкости. Результирующее притяжение направлено поэтому внутрь — по линии перпендикулярной к поверхности жидкости в данной точке. Уравнения, выражающие условия равновесия капли под действием этих сил, тождественны с теми, какие получились бы, если бы мы представили, что капля заключена в водонепроницаемую пленку, имеющую равномерное натяжение. Следовательно действие сил в капле таково же, как если бы воображаемая пленка действительно существовала, и то, что мы называем поверхностным натяжением, есть натяжение, которым должна была бы обладать эта воображаемая пленка для того, чтобы вызвать наблюдаемое явление. Эта воображаемая пленка отли-

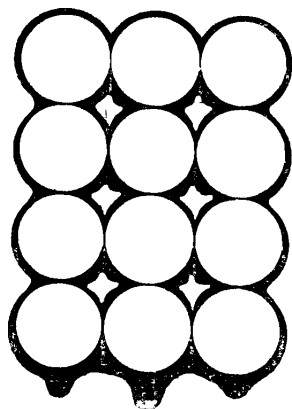


Рис. 11. Диаграмма, показывающая, как жидкость удерживается твердыми частицами несмотря на действие силы тяжести.

(По фотогр. Бригза.)

Для иллюстрации указанного явления были взяты масло и резиновые шары диаметром 2,5 см.

чается от всех материальных пленок тем, что ее натяжение не изменяется при увеличении поверхности. Когда поверхность увеличивается, частицы, которые были раньше внутри, переносятся на поверхность, так что количество частиц на единицу площади поверхности остается всегда одним и тем же.

КАПИЛЛЯРНОСТЬ ¹

Если кусок стекла или породы частично погрузить в воду, то вода как правило слегка подымается в месте соприкосновения со стеклом

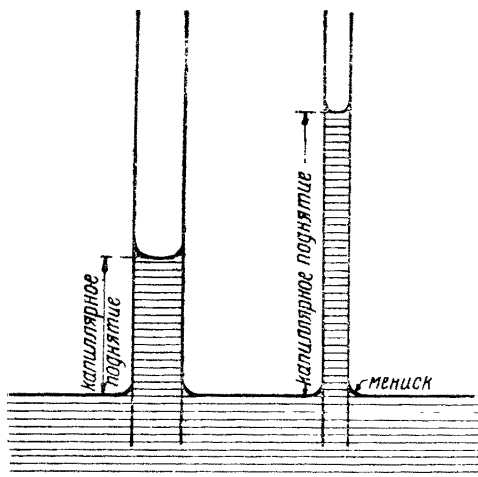


Рис. 12. Обратная пропорциональная зависимость между диаметром трубки и капиллярным поднятием.

или породой, образуя то, что называется *мениском* (рис. 12). Если стеклянную трубку очень малого диаметра погрузить отвесно одним концом в воду, то вода как правило подымется в трубке, заполняя ее до определенного уровня. Если порода с системой маленьких пустот частично опустить в воду, то вода подымется в эти пустоты точно так же, как в стеклянной трубке. В капиллярной трубке с волосным отверстием вода заметно поднимается. Явление поднятия воды в капиллярных трубках называется *капиллярным действием* или *капиллярностью*. По капиллярным пустотам в породах и почвах вода может подниматься на заметное расстояние. Сила поднятия в ци-

линдрической трубке пропорциональна ее окружности в том месте, где стекло соприкасается со свободной поверхностью воды. Следовательно она пропорциональна диаметру трубки. Противодействие, вызываемое весом поднятой воды, пропорционально квадрату диаметра. Поскольку поднятие пропорционально диаметру, а опускание пропорционально квадрату диаметра, высота, на которую при данных условиях поднимается в стеклянной трубке вода под действием капиллярности, обратно пропорциональна диаметру трубки. Например, в трубке, имеющей диаметр 0,1 мм, вода поднимается вдвое выше, чем в трубке с диаметром в 0,2 мм, и в десять раз выше, чем в трубке с диаметром в 1 мм (см. рис. 12).

Можно математически показать, что высота столба воды, который может удерживаться в капиллярной трубке, определяется размерами трубки в месте расположения мениска, т. е. сечением столба воды

¹ Подробное рассмотрение этого вопроса можно найти в статье Максвелла (I. S. Maxwell) „О действии капиллярности“ в Encyclopedia Britannica. Этот вопрос рассматривается также во всех учебниках физики.

в том месте, где свободная поверхность воды соприкасается с трубкой, и что размер и форма трубки в нижней части не имеют значения. Биглоу (Biglow) и Хэнтер (Hunter, 21) подтвердили этот факт опытом (изображено на рис. 13). Это имеет большое значение в явлениях капиллярности в породах, потому что капиллярные трубки, образованные пустотами в породах, всегда обладают неправильной формой и непостоянными размерами.

В капиллярной трубке вода удерживается не только притяжением стенок трубки, но и сцеплением между частицами воды, отчего влияние притяжения стенок распространяется гораздо шире, чем могут действовать молекулярные силы. Поверхностное натяжение образует как бы эластичную пленку, которая удерживается стенками трубки. Поэтому высота, до которой вода может удерживаться действием капиллярности, пропорциональна поверхностному натяжению воды, определяющему прочность поверхностной пленки. С повышением температуры поверхностное натяжение воды несколько уменьшается. Поверхностное натяжение большинства солевых растворов больше, чем чистой воды, и обыкновенно поверхностное натяжение увеличивается с увеличением концентрации (20, стр. 20—21). Отсюда следует, что капиллярный подъем больше для холодной воды, чем для теплой, и обыкновенно больше для сильно минерализованной, чем для чистой воды, хотя имеется и компенсирующее влияние, сказывающееся в том, что удельный вес, а следовательно и противодействие поднятию на единицу высоты, больше для холодной воды, чем для теплой, и больше для минерализованной воды, чем для чистой.

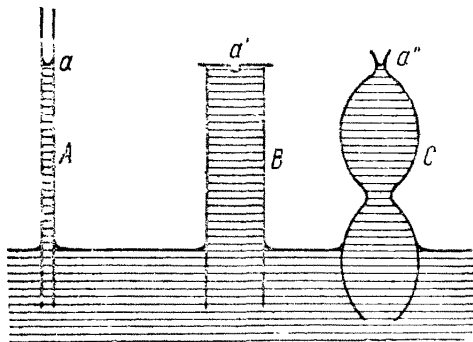


Рис. 13. Иллюстрация того факта, что высота, до которой может удерживаться вода действием капиллярности, не зависит от формы и размера трубки ниже уровня, где свободная поверхность воды приходит в соприкосновение с трубкой.

А — цилиндрическая капиллярная трубка; В — широкая трубка, прикрытая пластинкой с отверстием a' , имеющим тот же диаметр, что и трубка А; С — трубка неправильного размера и формы, которая в a'' имеет тот же диаметр, что и трубка А. Если трубки В и С погрузить в воду и затем поднимать, они будут удерживать воду на высоте a' и a'' до тех пор, пока отверстия не достигнут уровня a ; но как только их поднять выше, вода упадет до значительно более низкого уровня.

Мы видели, что высота, на какой держится вода в капиллярной трубке, меняется в зависимости от диаметра трубки и поверхностного натяжения воды. Некоторые исследователи считают, что она меняется также в зависимости от рода материала, из которого сделана трубка; другие думают, что материал трубки не играет роли. По мнению Квинка (Quinke, 22) в трубках из различного стекла вода должна подниматься до различной высоты. Чтобы проверить этот вывод, Фолькманн (Volkmann, 23) призвал чрезвычайно тщательное исследование и нашел, что природа стекла не изменяет высоты воды. Первые точные измерения величины капиллярного поднятия в нестеклянных

трубках были произведены, повидимому, упомянутыми выше исследователями Биглоу и Хэнтером, пользовавшимися трубками типа В (см. рис. 13); самые трубки были стеклянные, и только покрывающие их пластинки с отверстиями a' были изготовлены из других материалов. Свои выводы эти авторы изложили следующим образом: «Мы доказали, что капиллярное поднятие воды различно в трубках, сделанных из различных веществ. Мы считаем возможным, что капиллярное поднятие жидкостей является прежде всего мерилом притяжения между жидкостью и веществом стенки».

Хорошо известно, что вода не будет подниматься так же высоко в загрязненной трубке, как в чистой, но это может объясняться скорее тем, что жир или масло со стенок трубки покрывает воду и тем самым уменьшает ее поверхностное натяжение, а не тем, что существует какое-либо различие в стенках, к которым прилипает вода. По этому вопросу Беккер (Becker)¹ делает следующее замечание: «При всякой попытке применить принцип капиллярности в геологии не следует упускать из виду, что незагрязненные поверхности в пористых породах должны быть очень редки».

Направленная вверх сила, действующая в жидкости, заключенной в цилиндрической трубке, математически выражается как $3,1416 dT \cos \alpha$, а направленная вниз — как $0,7854 d^2 h g$, где:

d — диаметр трубки в сантиметрах,

T — поверхностное натяжение в динах (на 1 см),

α — угол контакта между жидкостью и стенками трубки,

h — капиллярное поднятие в сантиметрах,

ρ — плотность жидкости,

g — сила тяжести в динах (на 1 см³).

Эти две силы равны одна другой. Следовательно

$$h = \frac{4T \cos \alpha}{d \rho g}$$

Для воды в чистой стеклянной трубке константы в этом уравнении имеют следующие значения (24):

$T = 75,6$ при 0°C и $72,1$ при 25°C ,

$\alpha = \text{близко к } 0$,

$\cos \alpha = \text{около } 1$,

$\rho = \text{около } 1$,

$g = 980$.

Для трубки, имеющей диаметр в 1 мм, или 0,1 см, значение h для воды при температуре 0°C приблизительно следующее:

$$h = \frac{4T}{d \rho g} = \frac{4 \times 75,6}{0,1 \times 980} = 3,09 \text{ см} = 30,9 \text{ мм}$$

Эти и подобные вычисления показывают, что в чистой стеклянной трубке, имеющей в диаметре 1 мм, чистая вода поднимается вследствие капиллярности до высоты около 30,9 мм, если вода имеет температуру 0°C , или до высоты около 29,4 мм при температуре 25°C . Если стекло загрязнено, угол контакта может быть большим, а капиллярное поднятие — соответственно малым.

¹ Неопубликованная рукопись.

Если преодолеть относительно небольшую силу сцепления воды, то воду, находящуюся в обыкновенной капиллярной трубке, за исключением той части воды, которая находится очень близко к стенкам, можно заставить протекать по трубке. Если столб воды в трубке имеет высоту большую, чем высота капиллярного поднятия, то веса этого столба воды самого по себе достаточно для того, чтобы заставить воду двигаться. Но если трубка так мала, что молекулярное притяжение ее стенок простирается до ее центра, то вся вода в трубке находится под прямым могущественным влиянием молекулярного притяжения стенок, и ее нельзя заставить двигаться, не преодолев этого притяжения. Так как давление, оказываемое на воду в породах, как правило, недостаточно велико для того, чтобы преодолеть это притяжение, то вода в пустотах такого малого размера считается практически закрепленной.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПУСТОТ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МОЛЕКУЛЯРНОГО ПРИТЯЖЕНИЯ

Из предыдущего очевидно, что пустоты в породах соответственно с их размерами, от которых зависят пределы влияния молекулярных сил, можно разделить на три класса: *суперкапиллярные*, *капиллярные* и *субкапиллярные пустоты* (25).

Суперкапиллярные пустоты настолько велики, что вода не будет заметно подниматься и удерживаться в них молекулярным притяжением (исключая мениск). Но не существует математически точного предела для размера пустот, при котором исключено действие капиллярности; более того, величина капиллярного действия бывает различна в зависимости от различной температуры и минерализации воды, от различной степени чистоты поверхностей, ограничивающих пустоты в породе, и, согласно некоторым исследователям, от различия минерального состава пород, образующих эти поверхности.

Суперкапиллярные пустоты отличаются от меньших пустот также тем, что размер их достаточен для того, чтобы двигающаяся в них вода могла иметь вихревые течения. Это отличие также неопределенно, особенно вследствие огромного разнообразия форм пустот и вследствие того, что возможность образования вихревых течений возрастает с увеличением скорости воды. Кроме того, нет связи между этим явлением и причинами, обуславливающими капиллярное поднятие. Даниэль (Daniell, 26) считает, что максимальный диаметр капиллярной трубки, согласно закону движения воды, равен приблизительно 0,5 мм. Этот предел ниже, чем получаемый на основании закона капиллярного поднятия, так как, согласно формуле, приведенной на стр. 30, вода действием капиллярности поднимается приблизительно на 63 мм в чистой стеклянной трубке с таким диаметром. Если принять во внимание, что вода движется очень медленно по породам, обладающим малыми пустотами, то можно думать, что указанный предел меньше, чем это следует и по закону движения воды. В лучшем случае это лишь грубое приближение.

Субкапиллярные пустоты теоретически так малы, что притяжение их стенок распространяется на все пространство, занятое этими пустотами. Предполагается, что вода в этих пустотах так крепко удерживается,

живается молекулярным притяжением, что ее можно заставить двигаться только применяя силы, значительно превосходящие то давление, под каким обыкновенно находятся подземные воды. По ван-Хайзу (Van Hise) максимальный диаметр субкапиллярных пустот равен 0,0002 мм для круглых пустот и 0,0001 мм для трещин (25, стр. 134—146). Эти выводы базируются на работе Квинке, определившего опытным путем наибольшее расстояние, на котором чувствуется влияние молекулярных сил. Квинке нашел, что это расстояние для различных веществ составляет около двадцатитысячной части (0,00005) миллиметра (27). Более поздние исследователи (28), делавшие опыты с тонкими пленками мыла, масла или других веществ, получили меньшие цифры: Уэлс (Wells), подтверждая работу Перрэна (Perrin), дает 0,0000044 мм как толщину черного пятна мыльной пленки, которую он рассматривает как «бимолекулярный» слой. Но следует указать на неясность того, как именно нужно интерпретировать все эти результаты, полученные на тонких пленках, по отношению к величине молекулярного притяжения. Возможно, что молекулярное притяжение делает практически непроницаемыми пустоты, имеющие значительно большие размеры, чем указывают эти исследования. Не надо упускать из вида, что субкапиллярные пустоты так малы, что они выходят за пределы обыкновенных наблюдений, и что всякие выводы относительно их размеров или поведения воды в них являются в значительной мере предметом догадок. Можно до некоторой степени составить представление о том, насколько эти пустоты малы, если обратить внимание на тот указанный Аттербергом (Atterberg, 29) факт, что зерна с диаметром 0,002 мм (т. е. по ван-Хайзу в десять раз большим диаметра крупнейших субкапиллярных трубок), находясь в воде в взвешенном состоянии, дают резко выраженные Броуновские движения. Это означает, что при таком размере достигается коллоидальное состояние, и по кинетической теории тепла это значит, что частицы так малы, что отталкиваются то в одну, то в другую сторону ударающимися о них быстро двигающимися молекулами.

ПРОНИЦАЕМОСТЬ ПОРОД

Гидравлическая проницаемость породы — это способность ее пропускать воду под давлением. Если давление на воду в водонепроницаемой породе одинаково во всех направлениях, то существует статическое равновесие, и вода не стремится двигаться; но если в каком-либо направлении имеется преобладающее давление, вода будет двигаться в этом направлении. Проницаемость породы измеряется скоростью, с какой она пропускает воду через определенное поперечное сечение под определенным давлением на единицу расстояния. Многие породы обладают структурой, обуславливающей большую проницаемость в одном направлении, чем в другом.

Породы, которые не пропускают воду, могут быть названы *непроницаемыми*. Но термин *непроницаемость* является относительным. Порода может не пропускать воду при малом давлении и в то же время пропускать некоторое количество воды под большим давлением. Подобным образом сталь в обыкновенных условиях непроницаема для воздуха, но, как показали опыты Бриджемана (Bridgeman, 30),

можно заставить воздух пройти через массивные «стальные стекла», применяя давление около 60 000 ат. Повидимому верно также то, что под влиянием молекулярных сил вода может двигаться в породе, в которой она не движется при данном гидростатическом или гидравлическом давлении. Можно, быть может, избежать большой путаницы и противоречий в вопросе о непроницаемости пород, если установить различие между абсолютной и гидравлической непроницаемостью и применять термин *гидравлическая непроницаемость* только в отношении определенного дифференциального давления или градиента давления.

Некоторые породы, например некоторые плотные глины и сланцеватые глины, несомненно непроницаемы для воды, находящейся под дифференциальным давлением, обычным для подземных вод; это значит, что они несомненно не пропускают через себя воду при этих обыкновенных давлениях, и колодцы, оканчивающиеся в этих породах, остаются совершенно без воды, если даже эти глины или сланцеватые глины насыщены водой. Непроницаемая порода может совершенно не иметь пустот или содержать лишь изолированные пустоты, или же иметь очень маленькие сообщающиеся пустоты. Большинство пород более или менее проницаемо для воды, находящейся под давлениями, обычными в тех пределах, до которых доходит бурение, но они сильно различаются по степени проницаемости в зависимости от количества и размеров пустот и от того, до какой степени открыт доступ из одной пустоты в другую. Глинистый сilt, обладающий лишь мелкими порами, может пропускать воду очень медленно, а грубый чистый гравий или изобилующий кавернами известняк с крупными, свободно сообщающимися между собою пустотами будут пропускать воду очень легко.

Проницаемые породы становятся непроницаемыми для воды, находящейся под давлением, в том случае, когда их пустоты заполнены газом, нефтью или какой-либо другой жидкостью, которым нет выхода. В этих условиях проницаемые породы инертны по отношению к воде, напоминая инертность непроницаемых пород. Если при помощи колодцев, проведенных в газосодержащих и нефтесодержащих породах, дать выход газу или нефти, вода может проникнуть в породы, где перед этим находились газ или нефть.

Проницаемость пород и движение воды через породы будут более полно рассмотрены в подготавливаемой в настоящее время статье о движении и напоре грунтовых вод.

ЗОНА НАСЫЩЕНИЯ

Проницаемые породы, лежащие ниже определенного уровня, обычно насыщены водой, находящейся под гидростатическим давлением. Пустоты их заполнены водой. Часть земной коры, в которой находятся насыщенные породы, называется *зоной насыщения*. Вода, проникающая с поверхности в породы, опускается под действием силы тяжести до зоны насыщения, если только не удерживается молекулярным притяжением стенок пустот, через которые она течет вниз. Проницаемые породы, лежащие выше зоны насыщения, находятся в *зоне аэрации* (новый термин, предложенный автором). Часть капиллярных и субкапиллярных пустот этой зоны также заполнена водой, но вода дер-

живится в них молекулярным притяжением, а не гидростатическим давлением.

Непроницаемые породы могут встретиться как в зоне насыщения, так и в зоне аэрации, или между этими двумя зонами, но они в известном смысле не являются частями той или другой зоны. Они могут содержать мелкие пустоты или более крупные изолированные пустоты, заполненные водой, но эти пустоты останутся заполненными независимо от того, находятся ли они в зоне насыщения или значительно выше ее. Если непроницаемые породы лежат между двумя зонами, их несколько произвольно относят к зоне аэрации. Нефте- и газосодержащие породы обычно встречаются в глубоких частях зоны насыщения.

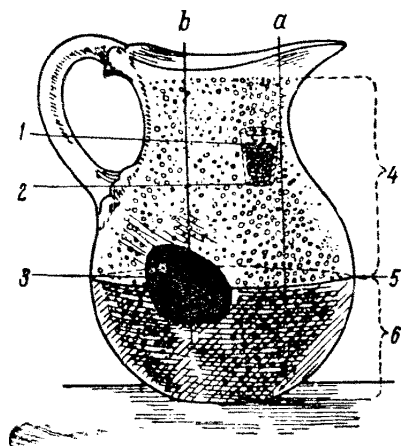


Рис. 14. Простой способ иллюстрации насыщенной зоны, водной поверхности, и подвешенного водного горизонта.

1 — подвешенная водная поверхность; 2 — подвешенный водный горизонт; 3 — непроницаемая порода; 4 — зона аэрации; 5 — главная водная поверхность; 6 — главная зона насыщения.

Вода, насыщающая почву или подпочву непосредственно после дождя или при оттаивании земли весной, образует *временную подвешенную водоносную зону*. Вода, движущаяся с поверхности вниз к зоне насыщения, протекает через зону аэрации.

На рис. 14 показано, как просто можно иллюстрировать зону насыщения и зону аэрации. В кувшин, наполненный тонким гравием (но не настолько тонким, чтобы испытывать заметное влияние капиллярности), наливается такое количество воды, чтобы гравий ниже определенного уровня оказался насыщенным. Отношение непроницаемых пород и подвешенного водного горизонта к обеим зонам изображается при помощи массы какого-нибудь непроницаемого вещества, помещенной на уровне воды, и при помощи стакана, содержащего небольшое количество воды и зарытого вертикально в гравий на более высоком уровне. Иллюстрация этого дается также на рис. 28 и 29.

ВОДНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ ¹

Верхняя поверхность зоны насыщения в обыкновенной проницаемой породе или почве называется *водной поверхностью* или *зеркалом*

¹ Дословный перевод water-table, соответствующий русским терминам: «скатерть грунтовых вод», «зеркало грунтовых вод», «водное зеркало». *Прим. ред.*

грунтовых вод. В том месте, где верхняя поверхность представлена непроницаемой породой, водное зеркало отсутствует. При проведении колодца наблюдается, что он остается пустым, пока не войдет в насыщенный водопроницаемый пласт, т. е. пока он не войдет в насыщенную зону (согласно определению на стр. 33); тогда вода втягивается в колодец. Если вся порода, по которой проходит колодец, проницаема, то первая вода, до которой он дойдет, будет стоять в колодце приблизительно на уровне верха насыщенной зоны, т. е. приблизительно на уровне водной поверхности. Если порода, лежащая над пластом, в котором оказалась первая вода, непроницаема, то вода обычно находится под давлением, поднимающим воду в колодце несколько выше того уровня, на котором она появилась. В таком месте не имеется водной поверхности.

Если в кувшин, изображенный на рис. 14, опустить в насыщенную зону трубку *a*, имеющую сечение больше капиллярного, образуется кривичный колодец, в котором вода будет стоять на уровне водной поверхности. Если пропустить трубку *b* сквозь непроницаемое вещество, в ней не будет воды до тех пор, пока трубка не достигнет нижнего конца непроницаемого тела и не войдет в насыщенный гравий. Тогда вода внезапно появится в трубке и поднимется на некоторую высоту. Поверхность, на уровне которой вода появляется в этом втором колодце, очень отличается от водной поверхности, на уровне которой вода встречается в первом колодце. В этом простом случае вода во втором колодце поднимается приблизительно до уровня водной поверхности в окружающей проницаемой породе, но если непроницаемый пласт имеет большое протяжение, то может и не существовать определенной зависимости между уровнем воды в колодце и высотой водной поверхности в другом месте.

Водная поверхность не представляет плоскости, а имеет неровности, отвечающие неровностям земной поверхности и с ними связанные, но менее резкие. Водная поверхность не остается в стационарном положении — она то поднимается, то опускается. Неровность обуславливается главным образом местными различиями и в питании и водоотдаче, а колебания уровня — изменением тех же величин во времени (31).

Вопрос об уровнях вод будет более полно рассмотрен в специальной статье о движении и напоре подземных вод.

КАПИЛЛЯРНАЯ ЗОНА

Тонкозернистые породы обыкновенно бывают влажны на расстоянии нескольких метров над водной поверхностью. Это явление объясняется капиллярностью. Маленькие сообщающиеся пустоты представляют собой неправильные капиллярные трубки, в которые вода втягивается молекулярным притяжением вопреки силе тяжести и удерживается во взвешенном состоянии на такой высоте над водной поверхностью, на которой эти две противоположные силы находятся в равновесии. Этот влажный пояс, лежащий над водной поверхностью, можно назвать *капиллярной зоной* или *оболочкой*. Обнаруживая такой пояс при проходке колодцев или бурении скважин, колодезники и буровые мастера правильно истолковывают наличие его как предска-

зание близости искомой воды. С глубиной содержание воды в породах этого пояса увеличивается, и породы имеют все более влажный вид.

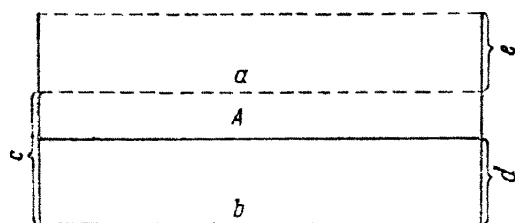


Рис. 15. Диаграмма, показывающая колебание капиллярной оболочки в зависимости от колебания водной поверхности и иллюстрирующая водоотдачу породы.

Водоотдающая способность толщин A — это объем воды, который может вытечь из нее, когда при опускании водной поверхности она выходит из насыщенной зоны и занимает положение над капиллярной оболочкой. a — водная поверхность весной; b — водная поверхность при низком уровне; c — понижение водной поверхности в течение лета; d — капиллярная оболочка при низком уровне; e — капиллярная оболочка весной.

малую мощность в породах с крупными пустотами, например в грубом песке. По имеющимся наблюдениям мощность капиллярной оболочки

так как в этом направлении все более крупные пустоты оказываются заполненными водой. Но вода появляется в колоде только тогда, когда достигнута водная поверхность. Зависимость капиллярной оболочки от зеркала грунтовых вод показана на рис. 15.

Как общее правило мощность капиллярной оболочки или зоны находится в обратной зависимости от размера пустот. Эта оболочка имеет сравнительно большую мощность в породе или почве с мелкими пустотами, например в силте или глинистом суглинке, и сравнительно

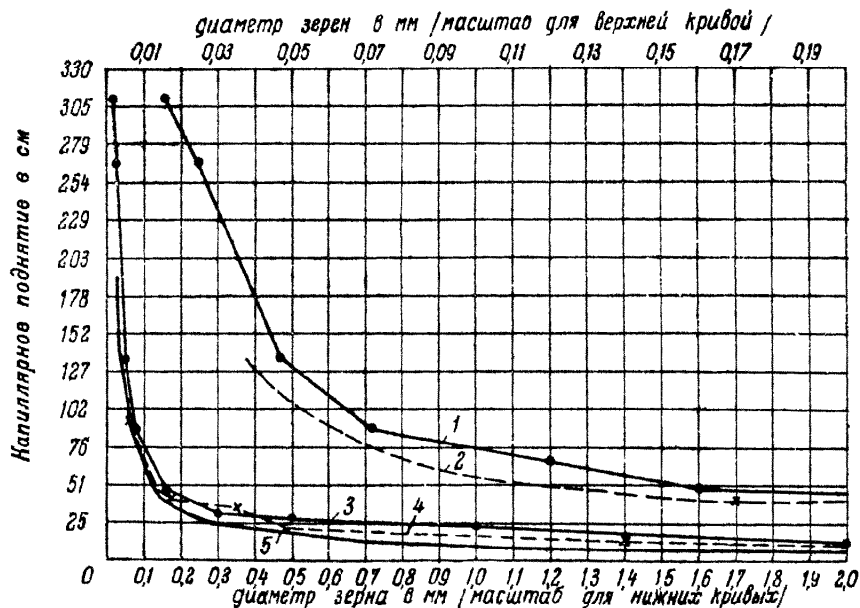


Рис. 16. Диаграмма, показывающая соотношения капиллярного поднятия воды в зернистых породах в зависимости от размера зерна.

По опытам Хазена, Аттерберга и Хильгарда.

1 — Хильгард (верхний масштаб); 2 — Хазен (верхний масштаб); 3 — Хильгард (нижний масштаб); 4 — Хазен (нижний масштаб); 5 — Аттерберг (нижний масштаб).

в различных тонкозернистых глинах и силтах равна приблизительно 2,5 м, в песке она значительно меньше и практически отсутствует в чистом гравии.

В таблицах 6 и 7 даны результаты двух серий опытов по капиллярному поднятию воды в отсортированных породах с определенной крупностью зерна. Один ряд опытов был проделан Альбертом Аттербергом, другой Хильгардом (Hilgard). На рис. 16 графически представлено максимальное поднятие в породах различной крупности, полученное при этих опытах. Данные Аттерберга приведены в такой форме, что построенная на основании их кривая неизбежно оказывается лишь приближенной.

Эти два ряда результатов, полученные независимо один от другого и на отложениях, имеющих несомненно разное происхождение, находятся в полном соответствии. Более низкие значения при опытах Аттерберга объясняются отчасти тем, что время поднятия в его опытах было значительно короче.

По мнению Хазена (13, стр. 551) «высота, до которой вода будет настолько заполнять пустоты, чтобы помешать циркуляции воздуха, может быть грубо определена» по формуле: $h = \frac{1,5}{d^2}$,

где h — высота капиллярного поднятия в миллиметрах, а d — эффективный диаметр зерна в миллиметрах. Эффективный диаметр зерна плохо отсортированного материала определяется Хазеном (13, стр. 549) как диаметр зерна такого размера, что 10% материала (по весу) состоит из более мелких зерен и 90% — более крупных. Хазен говорит, что «данные, по которым была вычислена константа 1,5 в вышеприведенной формуле, очень недостаточны, и следовательно после дальнейших наблюдений она может потребовать изменения». Цифры, полученные по этой формуле, не сравнимы с данными Аттерберга и Хильгарда, так как относятся к другим условиям, выраженным в словах: «настолько, чтобы помешать циркуляции воздуха». Это различие можно отчетливо представить, если обратиться к диаграмме, изображенной на рис. 17, где представлены данные, на которых отчасти основана эта формула: в ней использованы цифры, указанные в третьем столбце таблицы 8.

Капиллярному поднятию, указанному на рис. 17, повидимому более соответствуют цифры четвертого столбца.

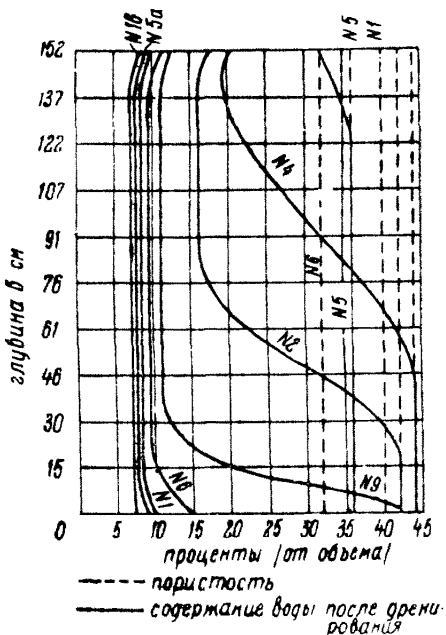


Рис. 17. Диаграмма, показывающая пористость и удельное водоудержание пород, указанных на рис. 6. (Опыты Аллена Хазена.)

Таблица 6

Капиллярное поднятие воды в сортированных песках и слятах
(по Аттербергу) ¹

| Диаметр зерна (в мм) | Поднятие в 24 ч. (в м) | Поднятие в 48 ч. (в м) | Максимум поднятия (в м) | Время, необходимое для максим. подн. (в днях) |
|-------------------------|------------------------------|------------------------------|-------------------------------|--|
| 5—2 | 0,220 | — | 0,025 | 3 |
| 2—1 | 0,054 | 0,060 | 0,065 | 4 |
| 1—0,5 | 0,115 | 0,123 | 0,131 | 4 |
| 0,5—0,2 | 0,214 | 0,230 | 0,246 | 8 |
| 0,2—0,1 | 0,376 | 0,396 | 0,428 | 8 |
| 0,1—0,05 | 0,530 | 0,576 | 1,055 | 72 |
| 0,05—0,02 | 1,153 | 1,360 | 1,860 ² | 53 ² |
| 0,02—0,01 | 0,485 | 0,922 | — | — |
| 0,01—0,005 | 0,285 | — | — | — |
| 0,005—0,002 | 0,143 | — | — | — |
| 0,002—0,001 | 0,055 | — | — | — |

¹ Atterberg, Albert, Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese: Chem. Zeitung, Bd. 29, T. 1, S. 196, 1905.
² Поднятие неполное; по вычислению окончательное поднятие — около 2 м.

Таблица 7

Капиллярное поднятие воды в почве
(по Хильгарду) ¹

| Диаметр зерна (в мм) | Максим. поднятие (в см) | Время, требуемое для максим. поднятия (в днях) | Диаметр зерна (в мм) | Максим. поднятие (в см) | Время, требуемое для максим. поднятия (в днях) |
|----------------------------|-------------------------------|---|----------------------------|-------------------------------|---|
| 2,00 | 10,79 | 80 | 0,072 | 83,26 | 144 |
| 1,00 | 24,13 | 100 | 0,047 | 135,25 | 160 |
| 0,50 | 27,94 | 138 | 0,025 | 266,70 | 300 |
| 0,30 | 33,02 | 188 | 0,016 | 309,88 | 475 |
| 0,16 | 48,89 | 171 | глина | 153,67 | 350 |
| 0,12 | 63,67 | 158 | супесь | 132,08 | 144 |

¹ Hilgard, E. W., Soils, p. 206, New York, Macmillan Co., 1906.

Капиллярное поднятие воды в породах, испытанных
А. Хазеном

(см. рис. 6 и 17)

| № образца | Эффективный диаметр зерна (в мм) | Высота, до которой вода настолько запол. пустоты, что мешает циркул. воздуха (в см) | Максимальное поднятие, вычисленное по кривым на рис. 17 (в см) |
|-----------|----------------------------------|---|--|
| 5 | 0,02 | 152,40 | — |
| 4 | 0,03 | 60,96 | 142,24 |
| 2 | 0,06 | 25,40 | 91,44 |
| 9 | 0,17 | 2,54 | 40,64 |
| 6 | 0,35 | — | 35,54 |
| 1 | 0,48 | — | 22,86 |
| 5a | 1,40 | — | 15,24 |
| 16 | 5,00 | — | 2,54 |

При перенесении на диаграмму, изображенную на рис. 16, цифр четвертого столбца последней таблицы, выражающих максимальное капиллярное поднятие, становится очевидным, что данные Хазена в общем соответствуют данным Хильгарда и Аттерберга. Надо помнить, что кривая Хазена основана на эффективном диаметре, а не на действительных размерах зерен. Так как коэффициент однородности (см. стр. 11) для всех нанесенных на диаграмму образцов (кроме № 6) низкий, то это не имеет большого значения, и только для образца № 6, как и следовало ожидать, создается определенный изгиб кривой вверх.

В породах, имеющих пустоты разнообразных размеров, верхняя граница капиллярной оболочки может быть несколько неопределенной. В большинстве случаев пустоты, которые удалось наблюдать в их природном состоянии, достаточно однообразны, почему обыкновенно образуется довольно резкий переход от влажной зоны к вышележащей почти сухой породе. Существует много различных мнений относительно высоты капиллярного поднятия над заметной капиллярной оболочкой.

Имеется довольно много полевых наблюдений относительно высоты, до которой вода поднимается по породе или почве вследствие капиллярности, но эти данные неудовлетворительны и противоречивы. Ниже приводится в сокращенном виде сводка из обзора литературы по этому вопросу, сделанная Алвэем (Alwey) и Мак-Долем (Mc Dol, 32):

«Авторы, придерживающиеся взгляда, что «действием капиллярности вода может подниматься к поверхности из глубоких слоев», настолько многочисленны, что невозможно их перечислить, но немногие из них приводят экспериментальные доказательства для поддержания своей теории. На основании полевых наблюдений, сделанных в течение необычайно продолжительных летних засух, Холл (Hall, 33)

сделал вывод, что в некоторых почвах капиллярное поднятие воды может доходить до 60 м. Митчерлих (18, стр. 192), по подсчетам которого возможный максимальный подъем воды достигает двух или трех километров в тяжелых и песчаных глинах, считает, что эти цифры не имеют практического значения, так как движение это совершается чрезвычайно медленно. Во время опытов с «самыми разнообразными почвами» в течение трех месяцев он не наблюдал поднятия выше 0,8 м и сделал вывод, что в отношении растений практическим пределом можно считать 1,5 м от уровня грунтовых вод (34). Тулайков (35) в одном случае наблюдал подъем в 135 см в 513 дней, причем максимум еще не был достигнут; между тем при опытах с тремя более тонкозернистыми почвами подъем к концу полутора лет остановился на 60—70 см. Лизер (Leather, 36) в течение сухого периода 1906 г. изучал в Пуза (в Индии) влажность находившегося под паром поля и пришел к заключению, что «в продолжение сухого периода вода поднимается к поверхности только с ограниченной глубины; эта предельная глубина увеличивается с продолжительностью периода. Ниже этой глубины вода неподвижна или, возможно, еще увлекается вниз». Он определил, что в указанной почве (в Пуза) максимальное поднятие в течение периода наблюдений было около 1 м и в некоторых случаях оно было несколько больше 2 м. Противоположное мнение о значении капиллярного поднятия было высказано Кэймроном (Cameron, 37) и Мак-Ги (Mc Gee, 38). Первый (стр. 23), отмечая, что в сырых местах большая часть дождевой воды возвращается на поверхность, утверждает, что она поднимается при этом «на высоту во много футов». Мак-Ги думает, что при благоприятных структурных условиях в подпочве вода будет двигаться годами и постепенно подпочвенная вода равномерно распределится по глубине в 9—11 м (38, стр. 11). Ротмистров (39) производил опыты с почвами опытного поля, пользуясь при этом стеклянными трубками и деревянными ящиками. Он помещал ящики с почвой в воду и в течение трех месяцев наблюдал капиллярное поднятие, которое за такой период оказалось равным менее чем 0,9 м. Он думает, что если движение так медленно в почве, где вода находится на расстоянии менее 0,9 м от поверхности, то в полевых условиях на глубине свыше 30 м вода не должна совсем двигаться. Бёрр (Burr, 40) в течение семи лет (1907—1913 гг.) изучал общую влажность верхних 1—4,5 м сравнительно однообразной лесовой почвы на плато Норс-платте в Небраске, где водная поверхность находится на глубине более 60 м, и пришел к выводу, что подпочвенная вода мало поднимается и что «увлажнение почвы при помощи капиллярности не играет большой роли для урожая нагорных почв Небраски» (40, стр. 10).

На основании многочисленных наблюдений в долине Оуэна в Калифорнии Ли (Lee, 41) утверждает, что в грубопесчанистой почве вода поднимается над водным зеркалом через капиллярные промежутики не более чем на 1,2 м, а в тонкой песчанистой или глинистой почве — не более чем на 2,4 м. Слипхтер (42) изучал капиллярное поднятие в песчанистых глинах, сменявшихся на глубине 0,9 м грубозернистыми песками, и обнаружил, что в тех местах, где водная поверхность находилась на глубине 0,9 м от поверхности, капиллярное поднятие делалось медленным, из чего можно заключить, что мощность

капиллярной оболочки вероятно немногим превышала 0,9 м. Ведя наблюдения в долине Блэт-Смоки в Неваде, автор в ряде случаев нашел, что видимая капиллярная оболочка имела толщину от 0,9 до 2,5 м в тех местах, где она не доходила до поверхности; там же, где она достигала поверхности, толщина ее равнялась 2 м с небольшим (43). В Новой Мексике в бассейне Туларозы, где поверхность большей частью сложена гипсоносным ситлом, высота, до какой вода вследствие капиллярности поднимается над водным зеркалом, во многих местах равняется приблизительно 2,5 м (44). Согласно исследованиям Берра, Геринга (Hering) и Фримэна (Freeman, 45) на Лонг-Айленде вода действием капиллярности не поднимается до поверхности, если водное зеркало находится на глубине 2,4 м и более в случае тонких почв или на глубине 0,9—1,2 м в случае грубого песка или гравия. Ряд данных по этому вопросу можно найти у Мейера (Meyer, 46).

Опыты Бригза и Лапхэма (Lapham), а также Стьюарта (Stewart, 47) показали, что в одинаковых почвах капиллярное поднятие значительно выше в том случае, когда они влажные, чем тогда, когда они сухие. В помещенных ниже таблицах приведены результаты исследования четырех различных почв. По механическим анализам этих почв нельзя точно судить о капиллярности, но очевидно, что капиллярное поднятие во влажных образцах приблизительно соответствует кривым, изображенным на рис. 16.

Таблица 9

Механические анализы четырех почв и капиллярное поднятие воды в сухих и влажных образцах

| Диаметр зерен (в мм) | Механические анализы | | | |
|--------------------------------|----------------------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
| От 2 до 1 | -0,0 | 97,6 | 96,3 | 88 |
| " 1 " 0,5 | 0,4 | | | |
| " 0,5 " 0,25 | 6,0 | | | |
| " 0,25 " 0,1 | 79,1 | | | |
| " 0,1 " 0,05 | 2,5 | 0,8 | 1,2 | 7,3 |
| " 0,05 " 0,01 | 0,5 | | | |
| Менее 0,01 | 8,8 | | | |
| Капиллярное поднятие (в мм) | | 0,1 | 0,3 | 0,7 |
| Сухой образец | 370 | 318 | 581 | 868 |
| Влажный образец | 1 650 | 1 125 | 1 418 | 1 741 |

1 — Бригз и Лапхэм, op. cit. (47).
2—4 — Стюарт, op. cit. (47).

Уиппль (Wippell, 48) проделал на Лонг-Айленде два ряда опытов для определения высоты и скорости капиллярного поднятия в поро-

дах, имевших эффективный диаметр зерна от 0,03 до 0,05 мм, а коэффициент однородности от 1,17 до 1,53. Для первой серии опытов образцы были высушены в печи, для второй они были насыщены, и затем воде дали вытечь из них. Обобщенные результаты опытов приблизительно показаны в таблице 10, составленной по диаграмме Уиппла. Как правило, поднятие в сухих образцах было значительно меньше, а поднятие во влажных значительно больше, чем для соответствующих размеров зерен при опытах Хильгарда, Аттерберга и Хазена. Уиппл делает вывод, что поднятие в данной породе, находящейся во влажном состоянии, будет больше, чем поднятие в породе

Таблица 10

Капиллярное поднятие воды в сухих и мокрых породах, испытанных Уипплом

(Коэффициент однородности — между 1,17 и 1,53)

| Эффективный диаметр зерна (в мм) | Поднятие в сухих породах к концу двух месяцев (в см) | Поднятие в мокрых породах (в см) |
|----------------------------------|--|----------------------------------|
| 1,0) | 0—3,8 | 15,2—27,9 |
| 0,50 | 7,6—10,2 | 27,9—43,2 |
| 0,40 | 10,2—12,7 | 35,6—50,8 |
| 0,30 | 14,0—17,8 | 43,2—63,5 |
| 0,25 | 16,5—20,3 | 50,8—71,0 |
| 0,03 | 40,6—48,3 | 165,1—198,1 |

высушенной, и меньше, чем в породе мокрой. В сухой породе наблюдалось быстрое поднятие, наиболее заметное в более тонких разностях. Скорость поднятия постепенно уменьшалась, а в более грубой разности поднятие совершенно прекращалось через несколько дней. В более тонких породах оно продолжа-

лось — при небольшой, но почти постоянной скорости — в течение двух месяцев, после чего опыты были прекращены. Во время опытов образцы были поставлены в такие условия, что вода не могла испаряться.

По наблюдениям Бригза и Лапхэма (49) явление капиллярности выражено слабее в случае концентрированных растворов всяких солей, чем в случае чистой воды. Но разбавленные растворы нейтральных солей, каковыми обычно являются почвенные и грунтовые воды, в этом отношении не отличаются заметно от чистой воды. Растворы обладают большим поверхностным натяжением, которое стремится поднять их выше, но в то же время они обладают большим удельным весом, который стремится их снизить (см. стр. 27—30). Кроме того, в этих случаях могут иметь влияние другие силы. Раствор углекислого натрия поднимается действием капиллярности значительно выше, чем чистая вода; это, возможно, объясняется тем, что он, подобно мылу, очищает стенки пустот.

В тонких песках, которые Уиппл брал для своих опытов, капиллярное поднятие морской воды, грунтовой воды из Бруклинского водопровода и дистиллированной воды находилось приблизительно в отношении 1 : 1,15 : 1,25, но в грубых песках различия не были закономерны.

Если капиллярная оболочка находится настолько близко к поверхности, что на ней сказывается изменение температуры, то тол-

щина ее может слегка колебаться вследствие уменьшения поверхностного натяжения при возрастании температуры. Когда температура поднимается, часть капиллярной воды может стечь к водному зеркалу и увеличить насыщенную зону, а когда температура падает, часть воды может подняться из зоны насыщения в капиллярные пустоты (50). Комментируя наблюдения Кинга над колебаниями уровня воды в колодцах, явно зависящими от колебаний температуры, Витч (Veatch, 31) приходит к выводу, что теоретически изменение поверхностного натяжения воды в капиллярной оболочке, происходящее из-за изменения температуры, может заметно изменить уровень воды. У Бригза (20) мы находим описание одного из опытов Кинга, со следующими комментариями:

«Эти выводы косвенно подтверждаются интересными опытами проф. Кинга (King 51), воспроизводившего колебания уровня грунтовой воды в большой цилиндрической цистерне из гальванизированного железа. Он нашел, что уровень воды в круглом колодце, сделанном в середине цилиндра, поднимался днем и снова падал в течение ночи. Подведение к внешней стенке цилиндра холодной воды при помощи шланга также заставляло уровень воды в колодце понижаться.

Эти результаты находятся в полном согласии с явлением поверхностного натяжения. Когда температура почвы повышалась, поверхностное натяжение воды уменьшалось, и большее количество воды стекало в нижнюю часть цилиндра, что повышало уровень воды в колодце. Когда холодная вода подводилась к внешней стенке цилиндра, вода в почве снова поднималась вследствие возрастающего поверхностного натяжения, и уровень воды в колодце понижался».

Если капиллярная оболочка находится так близко к поверхности, что может терять воду путем испарения или поглощения корнями растений, то устанавливается непрерывное движение воды от водной поверхности вверх, через капиллярные пустоты. Но если водная поверхность и расположенная над ней капиллярная оболочка находятся на значительной глубине, то перемены в температуре не вызывают обмена воды между насыщенной зоной и капиллярной оболочкой, и не происходит постоянного движения воды кверху на смену выделившейся путем испарения или поглощенной растениями. На значительной глубине вода капиллярной оболочки фактически неподвижна, и только когда понижается уровень водной поверхности, капиллярная оболочка перемещается вместе с ней.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНА «ГРУНТОВАЯ ВОДА»

В терминологии подземных вод до сих пор существовала большая неопределенность. Терминам «грунтовая вода», «подземная вода», «фреатическая вода» и «вадозная вода» придавалось разнообразное значение, и это вносило чрезвычайное много путаницы. В настоящей книге принята следующая номенклатура: вся вода, какая существует под поверхностью твердой земли, называется *подземной водой* (sub-surface water) в отличие от поверхностной и атмосферной воды. Та часть подземных вод, которая находится в зоне насыщения, называется *грунтовой водой* (ground water) или *фреатической водой* (phreatic water, 52). Подземная вода, находящаяся выше зоны насы-

щения, т. е. вода в зоне аэрации, называется *подвешенной подземной* (suspended, subsurface water) или *вадозной водой* (vadose water).

Вода зоны насыщения названа «грунтовой» в том смысле, что она залегает в основании, является базальной. Многие авторы понимают этот термин как относящийся только к воде верхней части зоны насыщения, но такие выдающиеся геологи, как ван-Хайз (25), Чемберлен (Chamberlin) и Салисбери (Salisbury, 53), пользовались этим термином для определения всей воды зоны насыщения, включая и более глубокие ее части, и в таком же смысле этот термин давно был признан в Геологическом комитете Соединенных штатов.

Термин *фреатический* происходит от греческого слова, означающего колодец. Так как колодцы питаются водой зоны насыщения, то термин, согласно его этимологическому значению, следует относить ко всей этой воде. Этот термин был введен Добрэ (Daubrée, 54) для обозначения воды зоны насыщения, за исключением глубоких вод, находящихся ниже непроницаемых пластов. Хотя это ограничение не противоречит этимологии слова, оно слишком неумовимо, чтобы иметь практическую ценность, и те немногие из американских геологов, которые употребляли данный термин, не признавали этого ограничения (55). Автор полагает, что термин *фреатическая вода* окажется чрезвычайно полезным, если его рассматривать как синоним грунтовой воды — включая всю воду зоны насыщения.

Вода в зоне аэрации является буквально подвешенной подземной водой. Она вопреки силе тяжести удерживается молекулярными силами совершенно так, как груз удерживается ниткой, на которой он висит. Термин *вадозная вода* был впервые введен Пошпенным (Рошерпу, 56) для обозначения воды в зоне аэрации — очень подходящий термин для определенного и важного понятия. К сожалению, позднейшие авторы распространили этот термин на часть зоны насыщения и иногда на всю эту зону, но Дэли (Daly, 55) предлагает вернуться к его первоначальному значению.

Термины *underground water* (подпочвенные воды) и равнозначный ему взятый с латинского *subterranean water* (подземные воды) являются очень распространенными (в Америке). Этимологически они равнозначны с *subsurface water* (подповерхностные воды), но чаще ими пользуются для обозначения воды зоны насыщения или только воды более глубоких частей этой зоны. Одновременное пользование обоими терминами — *ground water* и *underground water* — вносит путаницу, так как этимологически они несоответственны.

Итак вода, существующая в пустотах пород, разделяется на: 1) грунтовую, или фреатическую, и 2) подвешенную подземную воду, или вадозную. Питание источников и колодцев происходит за счет грунтовой воды. При проведении колодца можно заметить, что стенки его бывают влажными на различных горизонтах выше уровня грунтовой вод, но только тогда, когда колодец вступает в зону насыщения, вода втекает в него и может быть использована для водоснабжения.

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ПОРИСТЫХ ПОРОД

Предполагается, что на большой глубине в земле вес вышележащих пород так велик, что превышает прочность пород. Отсюда следует,

что если бы на такой глубине в породах были какие-либо пустоты, то породы обрушились бы и пустоты сомкнулись. Согласно с этой теорией породы глубже определенного уровня не имеют или почти не имеют пустот. Глубина этого уровня зависит от характера пород: очевидно, что для прочных пород она больше, чем для слабых. Возможно, что в некоторых местах под пластами слабых пород, в которых пустоты уничтожены давлением, залегают более прочные породы, остающиеся пористыми. Но на еще большей глубине даже наиболее прочные породы становятся, согласно этой теории, пластичными, и следовательно пустоты там отсутствуют или имеют ничтожное значение в породах всех типов.

На этом основании ван-Хайз (57) делит земную кору на три зоны: 1) зона трещиноватости, или верхняя зона, в которой породы находятся под действием давления недостаточно для того, чтобы закрыть пустоты; 2) зона пластичности, или глубокая зона, в которой все породы находятся под действием давления, превосходящего их пределы упругости, и поэтому подвергаются деформации, переходя в состояние пластичности, при котором закрываются существовавшие пустоты, и 3) промежуточная зона, где более прочные породы ведут себя так, как если бы они были в зоне трещиноватости, а более слабые — как в зоне пластичности.

Глубина, на которой начинается зона пластичности, точно не определена, но по видимому она равняется многим километрам. Адамс (58) дает краткий обзор первых исследований по этому вопросу.

«Идея о возможности разделения внешней части земной коры на зону трещиноватости и зону пластичности была впервые высказана проф. Геймом (Heim) в его большом выдающемся труде «*Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung*». Гейм основывал свои выводы на наблюдениях в Альпах, которые он изучал в течение всей жизни (59). Верхней границей зоны пластичности Гейм сначала считал глубину 2 200—2 600 м, или около полутора мили, для очень устойчивых пород, как граниты; для известняка и других более мягких пород он проводил эту границу значительно ближе к поверхности. После тридцати лет последующего изучения Гейм в более новой (1908 г.) работе высказывает мнение, что для этих глубин он брал слишком малые цифры, что зона пластичности находится в более глубоких частях земной коры. Но какова эта глубина, он еще не устанавливает (60).

Ван-Хайз, интерпретируя выводы своей классической работы по древним кристаллическим породам в США в районе Великих озер, приходит к тому же заключению, что в земной коре существуют две зоны, но он относит верхнюю границу зоны пластичности на гораздо большую глубину, чем Гейм, а именно 12 000 м.

Ван-Хайз основывал свои выводы на математических вычислениях, беря за исходную точку величину временного сопротивления на раздавливание кубика гранита на поверхности земли (определяемую испытательным прибором обычным путем, принятым для испытания прочности строительных материалов), так как гранит является одной из самых прочных и в то же время одной из самых распространенных пород в земной коре. Эти вычисления делал для Ван-Хайза проф. Хоскинс (Hoskins, 61), который на основании полученных таким обра-

зом цифр для предела прочности гранита попытался высчитать глубину земной коры, где давление было бы так велико, что благодаря пластической деформации закрылись бы все пустоты даже в случае самых твердых пород, подобных граниту. Он определил эту глубину в 6 520 м, или в 4 мили. Но если пустоты заполнены водой, они по вычислениям Хоскина могут существовать до глубины 10 350 м. Ван-Хайз ввел дополнительную поправку и остановился на цифре 12 000 м для той глубины, на которой не только должны закрыться все пустоты, но должны прийти в пластичное состояние самые твердые и прочные породы, т. е. для верхней границы зоны пластичности в земной коре.

При подобных вычислениях даже в таком очень простом случае, как разобранный Хоскинсом, приходится делать некоторые предположения, и в зависимости от них получаются весьма различные результаты. Поэтому цифры Хоскина не обладают математической достоверностью. Вероятность их не больше, чем вероятность тех предположений, на которых они основаны».

На основании ряда собственных опытов Адамс (58 и 62) пришел к следующим выводам:

«При обыкновенной температуре, но в условиях гидростатического давления или объемного сжатия, которое существует внутри земной коры, гранит должен выдержать нагрузку приблизительно в 100 тонн на 1 кв. дюйм (6,3 см²), т. е. более чем в семь раз превышающую тот груз, который раздавит его на земной поверхности в обыкновенных лабораторных условиях.

В тех условиях температуры и давления, какие, как предполагается, существуют в земной коре, пустоты в граните могут существовать до глубины по крайней мере 16 км. Возможно, что они могут находиться и на больших глубинах. В том случае, когда они наполнены водой, газом или паром, граница их возможного существования несомненно отодвигается вглубь, так как жидкости и газы оказывают давление на внутренние поверхности пустот или трещин».

Позднее этот же самый вопрос изучался Бриджманом (63), который применял при опытах гидростатическое давление. Вот некоторые из его выводов (63, стр. 266—268):

«В породах, которые рассматриваются в этой работе и которые в общем могут быть охарактеризованы как хрупкие, процесс исчезания пустот под влиянием высокого сжатия протекает иначе, чем в пластичных породах, подобных металлам. Этот процесс происходит так, что от стенок пустот со значительной силой отскакивают мелкие осколки. Частота и, возможно, быстрота отщепления осколков изменяются с давлением, так как отщепление идет тем скорее, чем больше давление. Степень изменения скорости расщепления в зависимости от изменения давления может быть очень различна для различных минералов, она сравнительно мала для кварца и высока для турмалина.

Дробление породы, наблюдаемое при высоком давлении, не связано с другим явлением — появлением трещиноватости. В некоторых породах одновременно с дроблением появляются трещины, причем количество трещин может быть велико, как в кальците, или мало, как в кварците; или же трещины вовсе не появляются, как в полевом шпате.

При всех произведенных опытах образование трещин никогда не было причиной окончательного раздробления; исключение представляет только стекло.

Первоначально существовавшие трещины, повидимому, настолько плотно закрыты давлением, что не играют роли в разломе.

В этой статье говорится о результатах нового математического анализа по вопросу о влиянии на кристаллы гидростатического давления, какое применялось при этих опытах. Повидимому, обнаружившиеся явления, зависящие от структуры кристаллов, не играют столь большой роли, чтобы вызвать разлом, и в большинстве случаев для приближенного решения можно рассматривать кристаллы как изотропные тела с низким значением констант упругости.

Эти хрупкие материалы могут противостоять во много раз большому давлению, чем можно было бы предполагать на основании обычных опытов по сжатию. Если бы не происходило явления отрыва осколков, которое совершенно упущено из виду в математической теории, то разлома не произошло бы при применении давления, по крайней мере в 20 раз превышающего то давление, которое применяется при обычных опытах.

Попытки спаять вместе размельченные в тонкий порошок кварц, полевой шпат и тальк оказались неудачными при применении давления вплоть до 30 000 кг на 1 см². Но ничто не доказывает, что такая спайка не произошла бы, если бы удалось совершенно удалить воздушную пленку, удерживаемую силой сцепления; это чрезвычайно трудно в экспериментальном отношении.

Количество пор в сжатых порошках было измерено, но судить по этим цифрам о плотности сжатого песка в то время, когда он действительно находился под давлением, следует с осторожностью.

На основании этих опытов можно все-таки считать весьма вероятным, что мелкие пустоты, через которые могут просачиваться жидкости, существуют в более крепких породах на глубине, где давление равняется 6 000 или 7 000 кг на 1 см², а может быть и более».

НИЖНЯЯ ГРАНИЦА НАХОЖДЕНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Зона пластичности пород имеет значение в отношении возможности существования подземной воды. Поскольку эта зона указывает нижний предел существования пустот, она указывает также и нижнюю границу существования воды в ее обычном состоянии. Но опыт, полученный при бурении глубоких скважин, показывает, что в большинстве случаев доступная для извлечения вода становится очень скудной задолго до того, как достигнута теоретическая глубина, на которой невозможно существование пустот.

Между пористостью, или способностью пород вмещать воду, и глубиной не наблюдается правильной зависимости. Очень плотный гранит иногда встречается на поверхности, в то время как пористый песчаник иногда залегает на глубине нескольких сотен и тысяч метров от поверхности. Но в среднем пористость уменьшается с увеличением глубины, и это особенно справедливо в смысле исчезновения крупных пустот.

В кристаллических породах вода встречается главным образом

до глубины 100 м; глубже в этих породах при бурении находят сравнительно мало воды (64). Пористые породы, легко отдающие воду, были встречены на глубине более 1 800 м, но большей частью скважины, пробуренные глубже чем на 600 м, обнаружили ниже этой глубины лишь небольшое количество воды. Это уменьшение количества пустот (особенно крупных) с увеличением глубины обусловлено отчасти увеличением давления на породы, закрывающего пустоты в мягких породах даже на сравнительно небольшой глубине, и отчасти процессами выветривания, увеличивающего пустоты близ поверхности, и цементации, обычно заполняющей их на большой глубине.

В таблице 11 дается список некоторых наиболее глубоких скважин, пробуренных на воду в США. Из нее видно, насколько неблагоприятными оказались результаты бурения глубже 900 м. Но надо сказать, что большая часть скважин, не давших воды или давших ее мало, была проведена в кристаллических породах, а неудачные результаты бурения в других породах объяснялись иногда скорее плохим качеством воды, а не малым ее количеством. Многие песчаники несомненно водоносны на глубине более 900 м.

При бурении глубоких нефтяных скважин также замечено, что глубже 900 м или даже 600 м в скважины не поступает большого количества воды. Линдгрэн (Lindgren, 65) приводит в пример скважину в Уилинге в Западной Виргинии, проведенную до глубины 1 300 м. Последние 460 м скважина прошла по «абсолютно сухой породе». Самыми глубокими скважинами в мире являются две недавно проведенные в США (в Западной Виргинии). Это «Гофф-Уэлл» (Goff Well) близ Кларксберга и «Лэйк-Уэлл» (Lake Well) близ Фермонта. Глубина первой скважины около 2 250 м, второй — 2 300 м. Устье скважины «Гофф» находится на высоте 354,5 м над уровнем моря, а устье «Лэйк» — около 396 м. Следовательно обе скважины опускаются на глубину более 1 800 м ниже уровня моря. Обе целиком проходят в осадочных породах. Скважина «Гофф» на протяжении первых 610 м пересекала на различных горизонтах воду, нефть и газоносные пески, затем на глубине между 701 и 704 м прошла в «байардских» песках. Породы, встреченные глубже, описаны как перемежающиеся пласты «известняков» и «глинистых сланцев». Ниже глубины 703 м скважина не имеет крепления, за исключением участка между горизонтами 1 647 и 2 156 м, где она была закреплена для защиты от обрушения. Ниже 703 м в скважину не поступало воды, и явилась необходимость вводить воду, требующуюся для бурения. Между 1 647 и 2 156 м крепление так слабо, что не могло бы препятствовать доступу воды (66). Скважина «Лэйк» была креплена только до глубины 645,5 м. По отчетам, ниже этой глубины встречены перемежающиеся «известняки» и «глинистые сланцы» и отчасти «песок»; они совсем не дали воды (67).

Скважина «Гиэри» (Geary) близ Мак-Дональда в Пенсильвании, на расстоянии около 30 км к юго-западу от Питтсбурга, дошла до глубины 2 210 м, или около 1 890 м ниже уровня моря. Она пересекает непостоянный гордонский песок (являющийся наиболее древним из обычных газоносных песков этого района) на глубине 601 м. Начиная с этой глубины до конца скважины идут главным образом «известняки» и «глинистые сланцы», и на последних нескольких сотнях

Скважины глубиной 945 м и более, пробуренные на воду в США
(составлена Г. С. Пальмером)

| Место | Глубина скважины (в м) | Порода | Полученные результаты |
|-------------------------------|------------------------|--|---|
| Путнэм-Хайтс, Коннектикут | 1830 | Кристаллические породы | 7,5 л в минуту ¹ |
| Джэксон-вилль, Флорида | 1524 | „Камень и глина“ | Явно неуспешны ² |
| Нортгэмптон, Массачусетс | 1226 | Красный песчаник или кристаллические породы | Неуспешны: мало воды или отсутствие воды ³ |
| Нью-Хэви, Коннектикут | 1219 | „Красный песчаник“ и т. д. | То же ⁴ |
| Сэн-Луи, Монтана | 1171 | Песчаник, известняк и т. д. до 1085 м, затем большей частью гранит | Минерализованная вода ⁵ |
| Нью-Хэви, Коннектикут | 1158 | — | Неуспешны ¹ |
| Нортгэмптон, Массачусетс | 1128 | Аркозовый песчаник или конгломерат | Отсутствие воды ⁶ |
| Роквилль, Коннектикут | 1048 | Красный песчаник или кристаллические породы | То же ¹ |
| Мэрлин, Техас | 1021 | Осадочные породы, возможно до конца | Напор + 98 м; отдача 53 л в минуту ⁷ |
| Хэббард-Сити, Техас | 965 | Песчаник и т. д. | Минерализованная вода ⁸ |
| Фишкьяль на Гудсоне, Нью-Йорк | 945 | „Скала“ — несомненно кристаллическая порода | С глубины 150 м; менее 38 л в минуту ⁹ |

¹ Water-Supply Paper 149, p. 24. — ² Wat.-Sup. Pap. 102, p. 245. — ³ Wat.-Sup. Pap. 149, p. 64; Wat.-Sup. Pap. 257, p. 32; Wat.-Sup. Pap. 160, p. 57. — ⁴ Wat.-Sup. Pap. 257, p. 32; Wat.-Sup. Pap. 160, p. 67. — ⁵ Wat.-Sup. Pap. 195, p. 163. — ⁶ Wat.-Sup. Pap. 110, p. 75. — ⁷ Wat.-Sup. Pap. 149, p. 146. ⁸ — Twenty first Ann. Rept. pt. 7, p. 543. — ⁹ Wat.-Sup. Pap. 102, p. 181. (Издания Геологического комитета Соединенных штатов.)

Скважины глубиною больше 1200 м,

| Название скважин | Ш т а т ы | Глубина скважины (в м) |
|------------------------------------|----------------------|------------------------------|
| Patchawarra ² | Новый Южный Уэльс | 1 625 |
| Whitewood | Квинслэнд | 1 538 |
| Bothwell | " | 1 481 |
| Goyder's Lagoon | Южная Австра- лия | 1 478 |
| Cathedral | Квинслэнд | 1 379 |
| Bonnie Downs | " | 1 377 |
| Wokingham | " | 1 353 |
| Mount Gason ³ | Южная Австра- лия | 1 347 |
| Borong | Новый Южный Уэльс | 1 323 |
| Mutti-Mutti № 4 | Квинслэнд | 1 321 |
| Mungeri | " | 1 314 |
| Eromanga № 2 | " | 1 301 |
| Glenariffe | " | 1 286 |
| Gable End | " | 1 281 |

Таблица 12

пробуренные на воду в Австралии¹

| Глубина, с которой из- влекается вода (в м) | Артезианский напор (в м над поверхностью) | Д е б и т | |
|--|---|---------------------------|----------------------|
| | | в минуту (в л) | в день (в тыс. л) |
| 1 219 | Фонтанирует | Небольшое количество воды | |
| — | — | 185 | 265 |
| 1 295 | 15—18 | 49 | 73 |
| 1 433 | 121 | 1 578 | 2 280 |
| 1 372 | — | 2 627 | 3 780 |
| 1 198 | 5 | 121 | 175 |
| 1 329 | — | 920 | 1 330 |
| 1 312 | 102 | 1 260 | 1 820 |
| 1 070—1 282 | 83 | 2 793 | 4 010 |
| 1 189 | 5 | 113 | 165 |
| 1 197 | 3 | 15 | 24 |
| 1 297 | 154 | 674 | 975 |
| 1 146 | 1,4—2,4 | 34 | 48 |
| — | . | 53 | 75 |

| | | | | | | |
|---------------------------------------|----------------------|-------|-------------|-----------|-------|-------|
| Deep Bore | " | 1 265 | 79 | — | 658 | 950 |
| Melton | " | 1 251 | 1 240 | — | 893 | 1 293 |
| Dolgelly | Новый Южный Уэльс | 1 245 | 1 006—1 231 | 75,9 | 1 635 | 2 360 |
| Lorne | Квинслэнд | 1 236 | 1 219 | — | 658 | 950 |
| Fourteen Miles ⁴ | " | 1 231 | — | — | 526 | 760 |
| Malbonna ⁵ | " | 1 239 | 1 128 | — | — | — |
| Careungo | Новый Южный Уэльс | 1 223 | 1 006—1 219 | 61,6 | 1 798 | 2 600 |
| Winton | Квинслэнд | 1 222 | 1 128 | 81,9—86,2 | 1 840 | 2 650 |
| Iellit Bros | " | 1 222 | 1 042 | — | 238 | 340 |
| Boomi | Новый Южный Уэльс | 1 221 | 975—1 221 | 105,4 | 3 755 | 5 380 |
| Overnewton | Квинслэнд | 1 221 | 1 007 | 23,8 | 390 | 550 |
| Thornleigh | " | 1 220 | 1 212 | — | 893 | 1 290 |
| Euraba | Новый Южный Уэльс | 1 220 | 1 133—1 220 | 75 | 2 884 | 4 150 |
| — | Квинслэнд | 1 219 | 1 189 | — | 787 | 1 140 |

¹ Составлено: по буровым записям, представленным в отчете об Австралийской конференции по артезианским водам (Сидней, 1912); по отчету о второй конференции по артезианским водам (Бризбейн, 1914); по 22-му годовому отчету по инженер-гидравлике Квинслэнда (Бризбейн, ноябрь 1911).

² Вода, не поднимавшаяся на поверхность, была встречена на 25, 137, 887 и 1 217 м ниже поверхности.

³ Вода, не поднимавшаяся на поверхность, была встречена на 1 046 м ниже поверхности.

⁴ Вода поднялась до уровня 37 м ниже поверхности. Извлечение насосами.

⁵ Эта скважина первоначально изливалась и давала 730 тыс. л в день. Изливание прекратилось. В мае 1907 г. уровень воды находился на глубине 10,7 м ниже поверхности.

Сводная таблица условий водоносности в глубоких рудниках США

(составлена М. Л. Фуллером в 1906 г.)

| Рудничный район | Максим. глубина рудников (в м) | Характер пород | Топографические условия | Условия водоносности | Источник (устное сообщение автору, если источник не указан) |
|-----------------------------------|--------------------------------|---|---|--|---|
| Эли, Вашингтон | 518 ¹ | Кристаллические сланцы | На склоне холма на 61 м выше подножия | Глубже 183 м воды нет | В. Х. Унд (Weed) |
| Калумет, Мичиган | 1524 | Переслаивающиеся траппы и фельзитовые конгломераты | Невысокое место | Вода главным образом в верхних 150—180 м; немного минерализованной воды в нижних горизонтах; резкая граница между минерализованной и пресной водой | А. К. Лейн (Lane) ² |
| Бондэри-Крик, Канада | 244 | Вулканические туфы и местами известняк; близко интрузивные породы | Выходы ключей на 60—120 м ниже рудников | Сухие выработки | В. Х. Унд |
| Мэрисвилль, Монтана | 488 | Аргиллит и диорит | На склоне холма на 180 м выше подножия | Большая часть воды выше 270 м, хотя жилы вскрыты | . |
| Элькхорн, Монтана | 549 | Известняк | В долине | Открытые каналы выщелачивания до дна рудников, но вода главным образом выше 427 м | . |
| Бютт, Монтана | 732 | Гранитные породы | На склоне холма на 122 м выше подножия | Воды опускаются, местами достигая дна; обширные участки сухой породы; один из них — на 490 м, в ширину 366 м — совершенно сухой | . |
| Местность Линкольн, Новая Мексика | 417 | Известковые сланцеватые глины и порфиры | На склоне холма на 152 м выше подножия | Влажные, за неделю набирается только несколько ведер | Л. К. Грейтон (L. C. Gratton) |
| Лэдвилль, Колорадо | 457 | Известняки, песчаники и сланцеватые глины. Ра- | Самые глубокие рудники находятся на возвышен- | Вода встречается под артезианским давлением в каждом | С. Ф. Эммонс (S. F. Emmons) |

| | | | | | |
|--|-----|---|--|--|-------------------------------|
| | | зорваны сбросами и со- браны в складки в от- дельных участках | постях на 300 м или около этого над доли- нами, остальные в до- линах | участке, имеющем сбро- сы; преимущественно вдоль сбросов, особенно проходящих в известняках; небольшое уменьшение воды с глубиной | |
| Криппль-Крик, Колорадо | 457 | Замкнутый „бассейн“ пористой брекчии в гра- ните | Плато несколько сот метров выше местного базиса эрозии | Все трещины заполнены во- дой; вода с глубиной не умень- шается | В. Линдгрэн |
| Кер-д'Ален | 594 | Кварцит | Наиболее глубокие руд- ники начинаются на уровне местного базиса эрозии | Много поверхностной воды. В нижних горизонтах нет силь- ных потоков | Ф. Л. Рэнсом |
| Невада-Сити и долина Грасс, Калифорния | 671 | Гранодиорит и диабаз | Волинистое предгорье не- много выше местного базиса эрозии | Вода из трещин в первых 300 м; немного воды в ниж- них горизонтах; некоторые выработки совершенно сухие | В. Линдгрэн |
| Масзер-Лоуд, Калифорния | 853 | Черный глинистый сла- нец и диабаз, местами гранит | То же | Значительное количество воды в трещинах в верхних 300 м; немного воды в нижних гори- зонтах; иногда вода до самого низа рудников | . |
| То же | — | — | — | Вода главным образом в верх- них 245 м; если вода соби- рается, рудник становится су- хим; вода выбивается вместе с рудой; откачка не необходима | Росс Е. Браун ³ |
| Бисби | 366 | Известняк | В долине в пределах 61 м от местного базиса эрозии | Много воды до самых нижних горизонтов; вода, возможно, связана со сбросами | Ф. Л. Рэнсом |
| Глоуб | 366 | Сброс в диабазе, извест- няке и кварците | На склоне холма от 15 до 61 м над местным базисом эрозии | Немного воды, пока рудники пересекают сбросы, примы- кающие к отложениям гравия | . |

¹ 914 м по наклону 25°.

² Am. Geologist, vol. 34, p. 303, 1904.

³ California mines and minerales, p. 66, California Miners Association, 1899.

и десятках метров встречается каменная соль. Глубже 1 840 м оказалось много песка, причем из некоторых пластов его получено большое количество минерализованной воды. Вода, найденная на глубине 1 908 м, поднялась на высоту 1 694 м, т. е. остановилась на расстоянии 213 м от устья скважины. Бурение было в конце концов остановлено из-за сдавливания крепления вследствие гидростатического давления воды на внешние стенки (67, стр. XXVI—XXXII).

В Австралии, где некоторые водоносные породы уходят на большую глубину, многие самоизливающие скважины получают воду с глубины более 900 м и значительное количество скважин — с глубины более 1 200 м. Это видно из таблицы 12.

На основании собранных сведений о наблюдениях в глубоких рудниках Фуллер (5, стр. 65—67) составил помещаемую выше таблицу 13. Он следующим образом суммирует эти сведения:

«В трех из пятнадцати районов вода встречается в изобилии, и количество ее мало уменьшается в нижних частях выработок. В четырех районах она встречается в изобилии (по крайней мере местами) до глубины 460 м. В остальных восьми, т. е. более чем в половине рассматриваемых глубоких рудников, на глубине ниже 300 м воды обычно нет».

Линдгрэн дает следующие дополнительные сведения относительно воды в глубоких рудниках (65):

«В Криппль-Крик, Колорадо, мы имеем гранитное плато, поднимающееся на 2 740 м над уровнем моря. На этом плато находится кратер древнего вулкана около 3 км в диаметре, выполненный в значительной мере пористыми брекчиями и туфами. Вода наполняет вулканические породы, как губку в чашке. Рудничные выработки до глубины 460 м вскрывали сильные потоки воды. Но даже в этой наполненной водой массе наблюдаются плотные интрузивные тела (например в руднике на глубине 300 м) настолько сухие, что для бурения приходится нагнетать вниз воду. Гранит, окружающий этот пропитанный водой вулканический комплекс, содержит очень мало воды и в большинстве случаев является практически сухим несмотря на большое гидростатическое давление.

В Бютт, Монтана, где в гранитных породах наблюдается много сбросов, в медных рудниках было встречено большое количество воды, местами вплоть до глубины 730 м, т. е. до дна выработок. На поверхности не найдено восходящих источников; нет также горячих источников, хотя условия для глубокой циркуляции кажутся благоприятными, так как с восточной стороны рудники примыкают к высокому хребту. Вероятно вода почти неподвижна. Уид говорит о существовании больших участков сухой породы. Один такой участок на горизонте 490 м, имеющий 366 м ширины, оказался абсолютно сухим.

В Ролэнде, Британская Колумбия, согласно Бернарду Мак-Дональду (68), количество рудничных вод увеличивается во время весенних месяцев. Уровень воды находится на глубине 12 м, и количество воды увеличивается до глубины 60—107 м. Ниже 107 м начинается уменьшение, сначала медленное, затем быстрее, пока на глубине 274 м не останется лишь легкое просачивание, а ниже 300 м рудник сух.

Один из наиболее убедительных примеров представляют глубокие медные рудники Мичигана, подробно описанные Лейном (69). По его описанию поверхностные воды представляют питьевые воды нормального типа; в значительно уменьшающемся количестве они опускаются только до глубины 300—450 м ниже поверхности земли. Ниже этой глубины влажность небольшая, и если она есть, то только в виде крепкого раствора хлористого кальция, который ни в коем случае не мог произойти из поверхностных вод. Многие горизонты оказались абсолютно сухими, и воду, необходимую при бурении, приходится нагнетать. Этот случай особенно убедителен, так как здесь мы имеем много благоприятных обстоятельств для свободной циркуляции — влажный климат, наклонное положение пластов и большую проницаемость пород».

Существование отложений ангидрита указывает иногда на отсутствие воды на большой глубине. На такой случай указывает Фуллер (5, стр. 68—69):

«Ангидрит, или безводный сульфат кальция, отлагается из насыщенных растворов хлористого натрия и сернокислого кальция при -3°C (летом такая температура бывает даже в высоких широтах). Он несомненно образуется при различных условиях, но чаще всего отлагается из перенасыщенной морской воды вследствие ее испарения.

Когда пресные воды приходят в соприкосновение с ангидритом, последний поглощает воду, и порода превращается в гипс или водный сульфат кальция. Поэтому присутствие ангидрита в породах представляет собой интерес в связи с проблемой подземных вод, так как указывает на отсутствие в данном месте циркуляции воды.

Там, где пласты выходят на поверхность, сульфат кальция встречается обычно в водной форме благодаря существующей там циркуляции пресных грунтовых вод. Но в больших каменоломнях близ Виндзора (Нью-Брэнсвик) лишь верхние несколько футов породы были превращены в гипс, главная же масса отложения оставалась в безводной форме.

При глубоком бурении в США и в Европе часто встречались отложения сульфата кальция, но к сожалению при этом большей частью не отмечалось различие между безводными и водными солями. В Стассефурте залежи соли, имеющие общую мощность 338 м, содержат тысячи пластов ангидрита толщиной в среднем около 0,6 см, встречающихся на интервалах от 2,5 до 20 см. В Хартлпуле в Йоркшире бурение показало, что известняк там содержит пропластки ангидрита, над известняком же залегает пласт ангидрита, имеющий мощность более 76 м (70). Затем в Альпах в тоннеле Мон-Сени встречены на протяжении свыше 600 м перемежающиеся пласты ангидрита, тальковых сланцев и известняка (71).

Из этих и многих других примеров, которые можно было бы еще привести, ясно, что во многих районах даже близ поверхности практически не только нет циркуляции воды, но воды нет даже в порах породы.

Если бы какое-либо количество пресной воды присутствовало в порах, то произошла бы гидратизация, и ангидрит был бы превращен в гипс».

Присутствие ангидрита доказывает, повидимому, отсутствие лишь

пресной воды и не свидетельствует об отсутствии минерализованной.

Во многих местностях, где нет следов недавнего вулканизма, находятся горячие источники, иногда с большим дебитом и порою имеющие температуру воды, близкую к точке кипения (72). Трудно не сделать вывода, что вода таких источников должна подниматься с глубины нескольких сотен и тысяч метров.

Широко распространено мнение, — и не только среди практиков, занимающихся бурением, но и среди геологов, — что на глубине находятся пористые породы со свободными пустотами, т. е. не заполненными водой, нефтью или газами под большим давлением. Этот взгляд энергично поддерживается Фуллером (5, стр. 67—68).

«Кроме того, что отсутствие воды не может быть объяснено отсутствием пористых пород, как это видно на примере упомянутых двух скважин, а также скважины № 11 в Алеппо-Тауншип, Грин-Коунти, Пенсильвания. Эта скважина имеет 1 036 м глубины и закреплена до глубины 948 м, где найдена последняя вода. Но ниже крепления были встречены пески «тридцатого фута», «пятидесятого фута» и гортонский, имеющие мощность соответственно 6, 18 и 5,5 м и представляющие в общем толщу в 30 м пористых, но совершенно сухих песчаников. Глубина, на какой вода встречается в этой скважине, больше нормальной, так как во многих скважинах пресной воды не находят глубже 152 м.

Постоянный опыт почти каждого бурового работника, работавшего в слоистых ледниковых наносах США, говорит о существовании пористых отложений, способных вместить огромное количество воды, но в действительности совершенно безводных. Часто такие породы залегают на глубине нескольких десятков и сотен метров под поверхностью, значительно ниже истинного зеркала грунтовых вод, т. е. уровня вод, находящихся над первым непроницаемым пластом, и во многих случаях ниже уровня самого глубокого базиса эрозии».

Фуллер считает, что во всей земной коре из всех пород, теоретически способных вмещать воду, лишь 37% осадочных пород и 50% изверженных действительно содержат воду.

Предполагаемое отсутствие воды в пористых породах на большой глубине объясняют гидратизацией, испарением или дренированием. Остроумную, но повидимому несостоятельную гипотезу выдвинул Ривз (Reeves, 73) относительно безводных песчаников катскильской свиты в Пенсильвании и Западной Виргинии. Он думает, что они были обезвожены при полупустынных климатических условиях, какие существовали в катскильское время, когда образовались также континентальные красные пласты.

Трудно понять существование мощных ненасыщенных пластов ниже зоны насыщения. Трудно представить себе, каким образом была удалена вода, присутствовавшая при их отложении, или, если они были первоначально сухими, каким образом они не оказались потом насыщенными, если не были наглухо отделены непроницаемыми породами. Существует много сообщений о том, что такие сухие пласты были встречены, но они не имеют достоверного характера. Чрезвычайно желательно точное научное исследование этого вопроса, но пока такого исследования не сделано, можно думать, что указания эти справедливы. Вопрос в том, действительно ли породы, не отдающие

воды или другой жидкости, содержат пустые промежутки и обладают ли они такой структурой, что они должны были бы отдавать воду, если бы они были насыщены.

Вопрос о возможном существовании мощных пластов ненасыщенных пород ниже зоны насыщения послужил предметом дискуссии между Манном (Munn, 74) и Шоу (Shaw, 75). Последний говорит:

«Сомнение в правильности общего вывода — предположение, что большая часть сухих песков на самом деле является насыщенными водой, которая по каким-то причинам не может быть извлечена,—возникло после многолетней дискуссии с Манном, в продолжение которой делались попытки понять это явление и найти его объяснение. Были собраны образцы пород из глубоких рудников, произведено специальное изучение нескольких тысяч буровых записей, были запрошены люди, стоявшие близко к бурению».

Шоу приводит следующий основательный довод:

«На поверхности земли нам приходится иметь дело с давлением, равным приблизительно 15 фунтам на квадратный дюйм (около 1 кг на 1 см²). Если бы давление здесь изменилось на 2 фунта (0,9 кг), произошла бы сильнейшая буря. Мы так привыкли жить при этом существенном условии нашей повседневной жизни и считаться с ним, что мы легко забываем, что внутри земли должно существовать совсем другое давление.

При водолазных работах более всего поражает ужасное давление в воде на глубине всего 15—30 м. Даже на глубине 6—10 м начинается иногда сильная боль в ушах, хотя давление тогда равно приблизительно лишь двум атмосферам, и причиной недомогания при подводных работах считается изменение газового давления в крови, обусловленное изменением внешнего давления на одну или две атмосферы. Давление двух атмосфер равно приблизительно двум тоннам на квадратный фут (или 2 кг на 1 см²). Это давление невелико в сравнении с тем, какое должно быть в земле на глубине сотен и тысяч метров. В нижних частях Кларксбургской и Мак-Дональдской скважин давление на породу по грубым подсчетам равно пятистам тоннам на квадратный фут (500 кг на 1 см²), т. е. значительно выше критического давления для воды. Если породы имеют сообщающиеся пустоты и доходящие до поверхности трещины, давление на пустоты в породах равно примерно весу столба воды, доходящего до верхней границы грунтовой воды, и в глубоких скважинах, о которых мы имеем точные сведения, давление обычно немногим отличается от гидростатического напора. Среднее давление гораздо ближе к этой величине, чем к весу лежащей сверху породы или только атмосферному давлению; отклонения вероятно происходят благодаря влиянию каких-то факторов, существование которых почти несомненно. Я настоятельно подчеркиваю, что существование давления в одну атмосферу в песке, находящемся на глубине нескольких сотен или тысяч метров под поверхностью, так неправдоподобно, что его можно считать невозможным, и утверждение, что такое давление наблюдалось в сотнях и даже тысячах случаев, становится абсурдным. Если в песке имеются крупные и открытые поры, сообщающиеся с участками породы, содержащими газ или нефть, давление должно снижаться, и часть жидкости должна влиться в скважину. С другой стороны, если подземные воды

находятся в участках песка, отделенных от остальной части породы какими-нибудь преградами, то так называемые сухие пески могут представлять или части песка, которые, не будучи непроницаемыми, так наглухо отделены от окружающих песков, содержащих жидкости, что не могут легко отдавать содержимое своих пор в скважины, или же они могут быть плотнее, чем это думают — поры их могут быть закрыты цементом или каким-нибудь пластичным закупоривающим веществом.

Пожалуй самым неоспоримым аргументом против истинной сухости так называемых песков является тот факт, что они не содержат воздуха под большим давлением, ибо кажется совершенно неосуществимым, чтобы реликтовый воздух воздушно-сухого песка мог оставаться при давлении в одну или около одной атмосферы и чтобы он не стремился вырваться, когда ему открывался выход после того, как он был погребенным в течение миллионов лет под тяжестью сотен или тысяч метров пропитанной водой породы».

Относительно характера пород, встреченных при бурении трех описанных глубоких скважин (см. стр. 48), Уайт (White)¹ говорит:

«Пройденные породы в скважине «Гофф» ниже горизонта 703 м были очевидно слишком плотными и не пористыми, чтобы содержать воду, так что ниже крепления совсем не было найдено воды. Шестидюймовая (162 мм) труба не могла препятствовать поступлению воды (между 1 647 и 2 156 м), так как она была вставлена только для того, чтобы остановить обвал. Скважина «Лэйк» была закреплена лишь до глубины 645 м, и хотя бурение продолжалось до глубины 2 310 м, на всем этом интервале, т. е. на протяжении более 1,6 км воды не было; я думаю, что причиной этого было отсутствие пористых пород, так как встречены были лишь глинистые сланцы, плотные пески и известняк. Но в скважине «Гиэри» на глубине 1 843 м был встречен грубозернистый песок (орисканский), давший большое количество очень минерализованной воды на двух или трех горизонтах. Если бы такой же песок встретился в скважинах «Гофф» и «Лэйк», я не сомневаюсь, что он подобно скважине «Гиэри» содержал бы много воды».

ВОДООТДАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОРОД

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Не вся вода, находящаяся в зоне насыщения, доступна для извлечения ее при помощи колодцев. Этот факт имеет большое практическое значение при добыче грунтовой воды. Часть воды втекает в колодцы, часть же удерживается породами. Вода, втекающая в колодцы, называется *гравитационной грунтовой водой*.

Это можно пояснить следующим образом. Если извлечение воды из зоны насыщения идет быстрее, чем пополнение, как это случается во время сухих периодов или при интенсивной откачке, то водное зеркало опускается, и с ним вместе опускается капиллярная оболочка, которая всегда определено связана с водным зеркалом. Гравитационной грунтовой водой данной породы или почвы в зоне насыщения называется вода, которая может вытечь из породы благодаря непосред-

¹ Письменное сообщение.

ственному действию силы тяжести при опускании водного зеркала и капиллярной оболочки (см. рис. 15).

Количество отдаваемой и удерживаемой породой или почвой воды, выраженное в процентах от общего объема породы или почвы, может быть названо *удельной водоотдачей* и *удельным водоудержанием*. Так, если 100 м^3 насыщенной породы отдают 8 м^3 воды, то удельная водоотдача породы считается равной 8%. Если после вытекания воды порода еще удерживает в своих пустотах 13 м^3 воды, удельное водоудержание считается равным 13%. Удельная водоотдача породы или почвы представляет процент объема, занятого гравитационной грунтовой водой, а удельное водоудержание — процент объема, занятого водой, не являющейся гравитационной и не отдаваемой в колодцы. Таким образом удельная водоотдача и удельное водоудержание породы вместе равны пористости породы. Очевидно, что если удельная водоотдача породы составляет 8%, а удельное водоудержание 13%, то пористость равна 21%. Удельная водоотдача непроницаемой породы равна нулю, а удельное водоудержание равно ее пористости.

Удельную водоотдачу часто называли «эффективной пористостью» или «практической пористостью», так как она представляет поры, из которых колодцы получают воду и которые, следовательно, эффективны для водоснабжения. Но эти термины совершенно неприспосабливаемы для агрономов, так как для них эффективной является водоудерживающая способность. Вода, отдаваемая вследствие действия силы тяжести, большей частью не используется растениями, в то время как вода, удерживаемая вопреки силе тяжести, чрезвычайно эффективна для произрастания растений. Кроме того термин «эффективная пористость» употребляется геологами-нефтяниками в более широком смысле, чем термин «удельная водоотдача» по определению, принятому в настоящей книге. Они понимают его как процент общего объема породы, занятого нефтью, которая отдастся породой при определенных условиях. Предположим, например, что скважина пробурена до нефтеносного пласта, залегающего на глубине 300 м под поверхностью, и что нефть находится под достаточным гидростатическим давлением, чтобы подняться до поверхности по скважине. Если откачка из такой скважины идет настолько интенсивно, что извлекается почти вся нефть, то нефть выжимается через породу под большим давлением, и при этом возможно, что в поры, оставленные нефтью, поступает подземная вода, которая и передает давление на нефть. В этом случае эффективная пористость понимается как отношение объема отданной нефти к объему породы, из которой нефть вытекала; это отношение выражается в процентах. Очевидно, что при таких условиях может выделиться гораздо больше нефти, чем если бы она вытекала из породы просто под действием силы тяжести. В этом понимании термин «эффективная пористость» имеет большое значение для нефти, но неприменим в гидрогеологии. В то время как указанная замена нефти водой желательна, замена воды водой не нужна.

Различие между гравитационной водой и водой, удерживаемой породой или почвой, не совсем определено, так как количество вытекающей воды зависит от времени дренирования, от температуры (76) и минерального состава (77) воды, влияющих на поверхностное на-

тыжение, от вязкости и удельного веса и от различных физических свойств данной породы или почвы. Например, из малого объема породы вытечет воды меньшая часть, чем из большого объема той же породы. Данные об удельной водоотдаче всегда следует сопровождать указанием на то, какими именно методами она была определена.

ЗНАЧЕНИЕ ВОДООТДАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ

Количество воды, которое можно добыть из насыщенной ею породы, а отсюда и ценность породы как источника водоснабжения, зависит от удельной водоотдачи породы, а не от ее пористости. Глины или силты иногда содержат громадное количество воды и все же оказываются непродуктивными и неценными для водоснабжения, в то время как плотная, но трещиноватая порода может содержать много меньше воды и давать обильное количество ее.

Чтобы оценить, какое количество воды можно получить из данного отложения при понижении водного зеркала на 1 м, или вычислить доступный запас каждого метра при повышении водного зеркала в период питания, необходимо определить удельную водоотдачу. Вычисление питания или доступных запасов на основании пористости, без определения водоотдающей способности породы, может оказаться крайне ошибочным.

ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ

Комплекс пород или пластов, отдающих воду в достаточном количестве и могущих служить источником водоснабжения, называется *водоносным*, или *водоносным горизонтом*, *водоносной толщей*, *водоносным слоем*. Следует отметить, что термин «водоносная толща», по принятому здесь и общепринятому определению, означает водоотдающие отложения, т. е. отложения, содержащие гравитационную грунтовую воду и питающие водою колодцы и источники. Этот термин не относится к тому количеству воды, которое порода содержит, но не отдает колодцам и источникам. Водоносность понимается не в том смысле, что породы содержат в себе воду, а в том, что они пропускают и отдают ее. Гравитационная грунтовая вода присутствует почти во всех (если не во всех) породах, но «водоносными» называются только те породы, которые содержат такое количество воды, что практически являются источниками водоснабжения. В районе, где находятся мощные водоносные горизонты, другие отложения, из которых можно получить лишь небольшое количество воды, не будут называться «водоносными», и в то же время в районе, где почти нет воды, сходные отложения называются «водоносными» и используются многими колодцами. Различные типы водоносных отложений будут рассмотрены в следующей главе (стр. 117—180).

ЧИСЛОВЫЕ ЗНАЧЕНИЯ УДЕЛЬНОЙ ВОДООТДАЧИ И УДЕЛЬНОЙ ВОДОУДЕРЖИВАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ

В 1892 г. Хазен (3) опубликовал замечательные результаты опытов, сделанных для изучения водоудерживающей способности и водоотдачи весьма различных песков, употреблявшихся для канализационных фильтров. Характер этих песков показан в таблице 1, где

приведены их механический анализ, действующая величина зерен, коэффициент однородности и пористость. Механический состав их графически представлен на рис. 6, где точки, в которых кривые пересекаются с линией, отвечающей 10% образца, выражают действующую величину, а крутизна кривых показывает степень однородности зерен, причем наиболее крутые кривые отвечают наилучшим сортированным материалам, имеющим наименьшие коэффициенты однородности.

Пористость и водоудерживающая способность этих песков, определенный Хазеном, показаны на рис. 17. Наклонные части кривых представляют капиллярное поднятие (см. стр. 37). Вертикальные части указывают водоудерживающую способность. Разность между пористостью и удельной водоудерживающей способностью образца дает его водоотдачу. По этой диаграмме Хазена составлена приведенная ниже таблица. Зависимость удельной водоудерживающей способности и удельной водоотдачи от эффективного диаметра графически представлена на рис. 25 (см. стр. 72).

Таблица 14

Удельное водоудержание и удельная водоотдача песков, испытанных Хазеном

| № образца | Эффективный диаметр зерна ¹ (в мм) | Коэффициент однородности | Пористость ² | Удельное водоудержание | Удельная водоотдача ² |
|--------------|--|--------------------------|-------------------------|------------------------|----------------------------------|
| | | | | | |
| 5 | 0,02 | 9,0 | 36,0 | — | — |
| 4 | 0,03 | 2,3 | 44,0 | 19,0(?) | 25(?) |
| 2 | 0,06 | 2,3 | 42,0 | 16,0 | 26 |
| 9 | 0,17 | 2,0 | 42,0 | 11,0 | 31 |
| 6 | 0,35 | 7,8 | 32,5 | 9,5 | 23 |
| 1 | 0,48 | 2,4 | 40,0 | 8,0 | 32 |
| 5а | 1,40 | 2,4 | — | 7,5 | — |
| 16 | 5,00 | 1,8 | 44,0 | 7,0 | 37 |

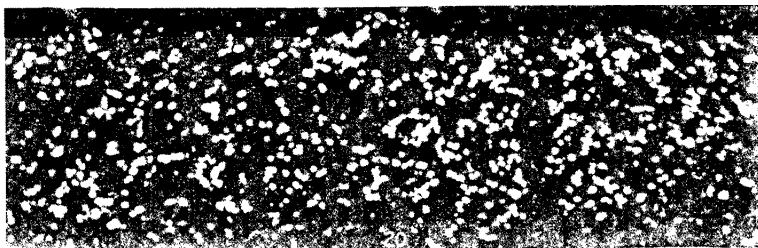
¹ Диаметр зерна такого размера, по отношению к которому 10% образца (по весу) состоит из меньших зерен и 90% из более крупных.

² Цифры взяты по кривым на рис. 7. Удельная водоотдача получена по разности между пористостью и удельным водоудержанием.

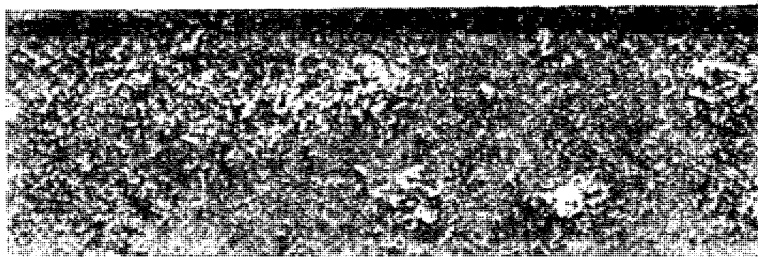
В 1899 г. Кинг (78) сообщил результаты лабораторных опытов, проведенных с целью определения водоотдачи и водоудерживающей способности сортированных песков с пятью различными размерами зерен. Пески были насыщены водой, которой затем дали вытечь. Эффективный диаметр зерна и пористость каждого образца показаны на рис. 18. Пять сортов песка были размещены в пяти цилиндрах из гальванизированного железа, имеющих 2,44 м высоты и 13 см в диаметре. Цилиндры были установлены способом, показанным на рис. 19.

После того как прибор был наполнен песком, вода медленно вводилась снизу, чтобы удалить воздух, до тех пор, пока песок в каждом цилиндре не был насыщен доверху. Затем воде дали вытекать из ци-

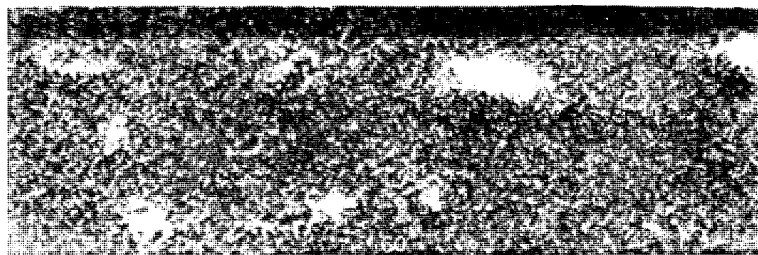
20



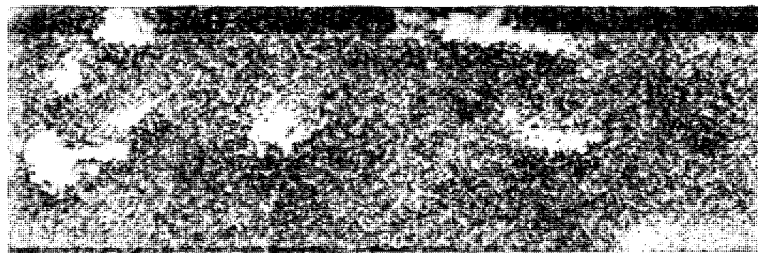
40



60



80



100

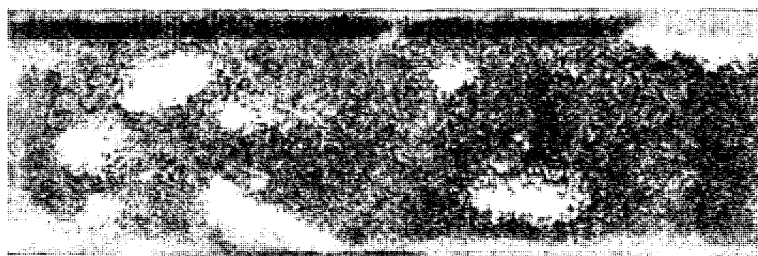


Рис. 18. Пески, употреблявшиеся в опытах Кинга для определения водоотдающей способности. Натур. величина.

линдров в прикрепленные колбы, и выделившаяся вода время от времени измерялась или взвешивалась сначала через небольшие промежуток времени, затем только каждые пять дней, недель или месяцев. Опыт продолжался около двух с половиной лет, после чего было произведено определение количества оставшейся воды в каждом последовательном трехдюймовом (7,6 см) слое песка. Были приняты меры к тому, чтобы вода не испарялась. Водное зеркало поддерживалось на уровне основания колонны песка, имеющей в высоту 2,44 м (79). Результаты опыта показаны в таблице 15, составленной по таблице Кинга. Приведенные у Кинга граммы воды или проценты от общего веса перечислены на процент от объема, так как такой способ удобнее для гидрогеологических целей. На рис. 20 показаны количества воды, отданной в течение различных периодов дренажа, и количество воды, удержанной к концу двух с половиной лет. На рис. 21 показало количество воды, удержанной песками на различных уровнях к концу двух с половиной лет. Таблица и рис. 20 показывают разницу от 5,11 до 7,32% между пористостью и всей измерен-

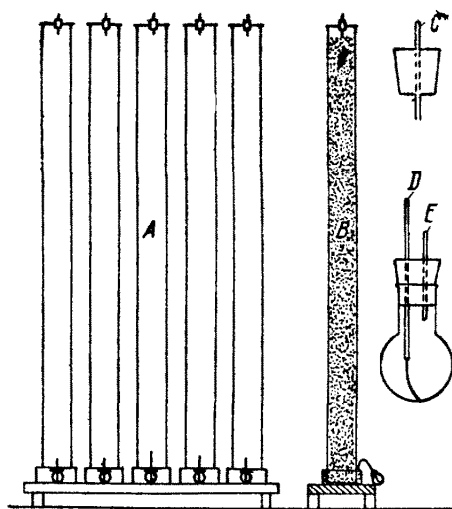


Рис. 19. Прибор, примененный Кингом для определения водоотдачи и водоудержания песка.

А — цилиндры гальванизированного железа, высотой 2,44 м и диаметром 38,1 см; В — разрез цилиндра; С — пробка со стеклянной трубкой, тонкооттянутой во избежание испарения; D — водооборотная колба; E — выводная трубка.

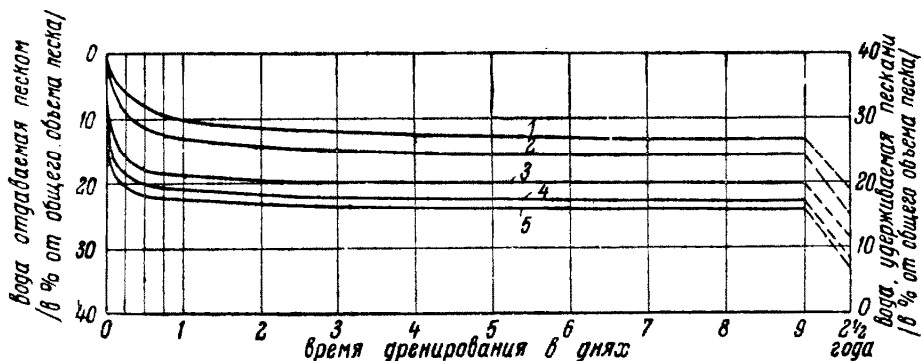


Рис. 20. Диаграмма, показывающая скорость водоотдачи в сортированных песках и количество воды, удержанной к концу двух с половиной лет при опытах Кинга. Понижение кривой в промежутке от 9 дней до 2½ лет представляет отчасти дренаж в течение этого периода, но главным образом разницу между пористостью и всей измеренной водой.

1 — песок № 100; 2 — песок № 80; 3 — песок № 60; 4 — песок № 40; 5 — песок № 20 (самый крупный, см. рис. 18. Прим. ред.).

к № 20 (самый крупный, см. рис. 18. Прим. ред.).

Таблица 15

Водоотдача и водоудержание в течение различных периодов в колоннах насыщенного песка, имеющих высоту 2,44 м (опыт Кинга)

| Обозначение песков | № 20 | № 40 | № 60 | № 80 | № 100 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|
| Эффективный диаметр зерна (в мм) | 0,475 | 0,185 | 0,155 | 0,118 | 0,083 |
| Объем песка, взятого для опыта (в см ³) | 30 890 | 30 890 | 30 890 | 30 890 | 30 890 |
| Вес сухого песка (в г) | 50 050 | 49 060 | 48 490 | 48 650 | 49 340 |
| Удельный вес песка | 1,62 | 1,59 | 1,57 | 1,58 | 1,60 |
| Пористость (процент от общего объема песка, приходящийся на пустоты) | 38,86 | 40,07 | 40,76 | 40,57 | 39,73 |
| Отдача воды дренажем (в г): | | | | | |
| в первые 30 минут | 3 298 | 2 427 | 1 730 | 486 | 890 |
| в следующие 30 минут | 1 506 | 1 687 | 1 452 | 417 | 278 |
| с конца первого часа до конца первых 9 дней | 2 695 | 2 929 | 3 052 | 3 970 | 3 486 |
| от конца первых 9 дней до конца 2 ¹ / ₂ лет | 805 | 839 | 580 | 840 | 621 |
| Общая водоотдача в 2 ¹ / ₂ г. | 8 304 | 7 882 | 6 814 | 5 713 | 4 775 |
| Вода, оставшаяся в песке после 2 ¹ / ₂ лет дренажа | 2 121 | 2 475 | 3 515 | 4 576 | 5 831 |
| Вся измеренная вода | 10 425 | 10 357 | 10 329 | 10 289 | 10 606 |
| Процент от общего веса (граммы, разделенные на 30 890 и умноженные на 100): | | | | | |
| в первые 30 минут | 10,68 | 7,85 | 5,60 | 1,57 | 1,26 |
| в следующие 30 минут | 4,88 | 5,46 | 4,70 | 1,35 | 0,90 |
| с конца первого часа до конца первых 9 дней | 8,72 | 9,48 | 9,88 | 12,85 | 11,29 |
| с конца первых 9 дней до конца 2 ¹ / ₂ лет | 2,60 | 2,71 | 1,87 | 2,72 | 2,01 |
| Общая водоотдача в 2 ¹ / ₂ года | 26,88 | 25,50 | 22,05 | 18,49 | 15,46 |
| Вода, оставшаяся в песке после 2 ¹ / ₂ лет дренажа | 6,87 | 8,01 | 11,37 | 14,81 | 18,87 |
| Вся измеренная вода | 33,75 | 33,51 | 33,43 | 33,31 | 34,33 |
| Разница между пористостью и всей измеренной водой | 5,11 | 6,56 | 7,33 | 7,26 | 5,40 |
| Вода, удержанная на различных уровнях после 2 ¹ / ₂ лет дренажа (процент от общего объема песка): | | | | | |
| 2,1—2,4 м от дна | 0,38 | 0,25 | 0,41 | 2,12 | 5,81 |
| 1,8—2,1 " " " | 0,75 | 0,55 | 1,80 | 3,88 | 6,97 |
| 1,5—1,8 " " " | 2,50 | 2,42 | 3,09 | 5,51 | 9,19 |
| 1,2—1,5 " " " | 2,74 | 3,04 | 3,62 | 7,52 | 13,00 |
| 0,9—1,2 " " " | 3,39 | 3,44 | 4,61 | 11,63 | 18,97 |
| 0,6—0,9 " " " | 4,11 | 4,73 | 9,53 | 19,88 | 26,40 |
| 0,3—0,6 " " " | 9,66 | 14,12 | 34,79 | 30,46 | 32,94 |
| 0—0,3 " " " | 31,57 | 36,90 | 35,97 | 37,60 | 40,16 |

ной водой. Вследствие этого несогласия невозможно дать точную интерпретацию результатов опыта. На рис. 21 видно, что водоудерживающая способность близ основания каждой колонны песка почти равняется пористости. Отсюда следует, что в верхней части процент неучтенного пространства пор больше даже, чем несоответствия, показанные в таблице. Очевидно, вода в нижних частях колонны песка является водой капиллярной оболочки — поднятой над водным зеркалом действием капиллярности, а вода в верхних частях представляет скорее водоудерживающую способность. В этом отношении кривые Кинга (рис. 21) сходны с кривыми Хазена (рис. 17).

По кривые, изображенные на рис. 21, не особенно ясно показывают высоту капиллярной оболочки в различных образцах.

Следует отметить довольно крупное расхождение между результатами, полученными Кингом и Хазеном. Исследования Кинга дают явно меньшие значения для водоудерживающей способности, чем исследования Хазена, особенно для более грубых образцов. Возможно, что отчасти это объясняется лучшей сортировкой и более однообразным размером зерен в образцах, бравшихся при опытах Кинга, так как это должно было понизить цифры водоудержания; но, повидимому, такое различие нельзя объяснить одной этой причиной.

Со времени классических опытов Хазена и Кинга гидрогеологи сделали сравнительно мало в области определения водоотдающей способности пород, по крайней мере в Америке.

Ряд тщательных лабораторных и полевых исследований был произведен агрономами для определения водоудерживающей способности почв, но эти исследования имеют ограниченное значение для проблем гидрогеологии, так как они относятся только к почвам, а не к водоносным породам вообще. Опыты Хазена и Кинга очень ценны, но на основании их все-таки нельзя сделать очень точных выводов о водо-

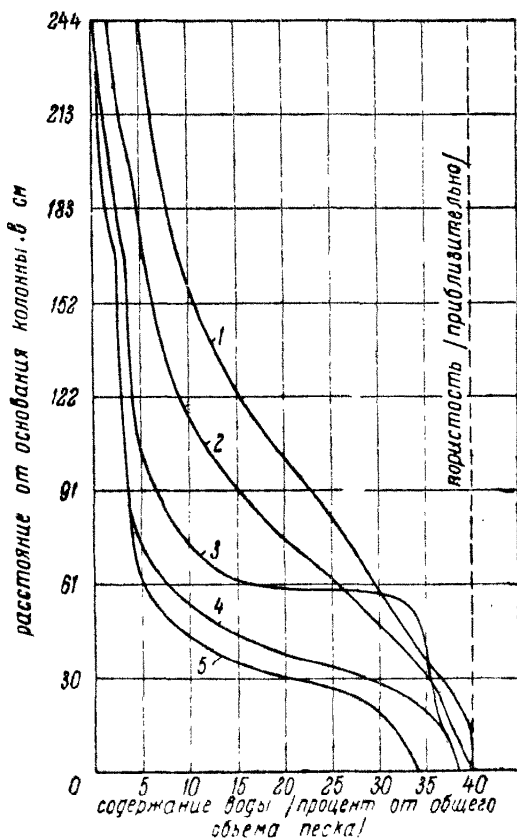


Рис. 21. Диаграмма, показывающая водоудерживающую способность сортированных песков на различных уровнях в опыте Кинга.

1 — песок № 100; 2 — песок № 80; 3 — песок № 60; 4 — песок № 40; 5 — песок № 20.

отдаче и водоудерживающей способности пород. Ясно, что необходимо проделать еще много опытов такого рода. Необходимы также многочисленные полевые исследования, приспособленные для целей гидрогеологии.

Ряд полевых испытаний для определения водоотдающей способности почв различных типов был сделан Израэльсеном (Israelsen, 89)

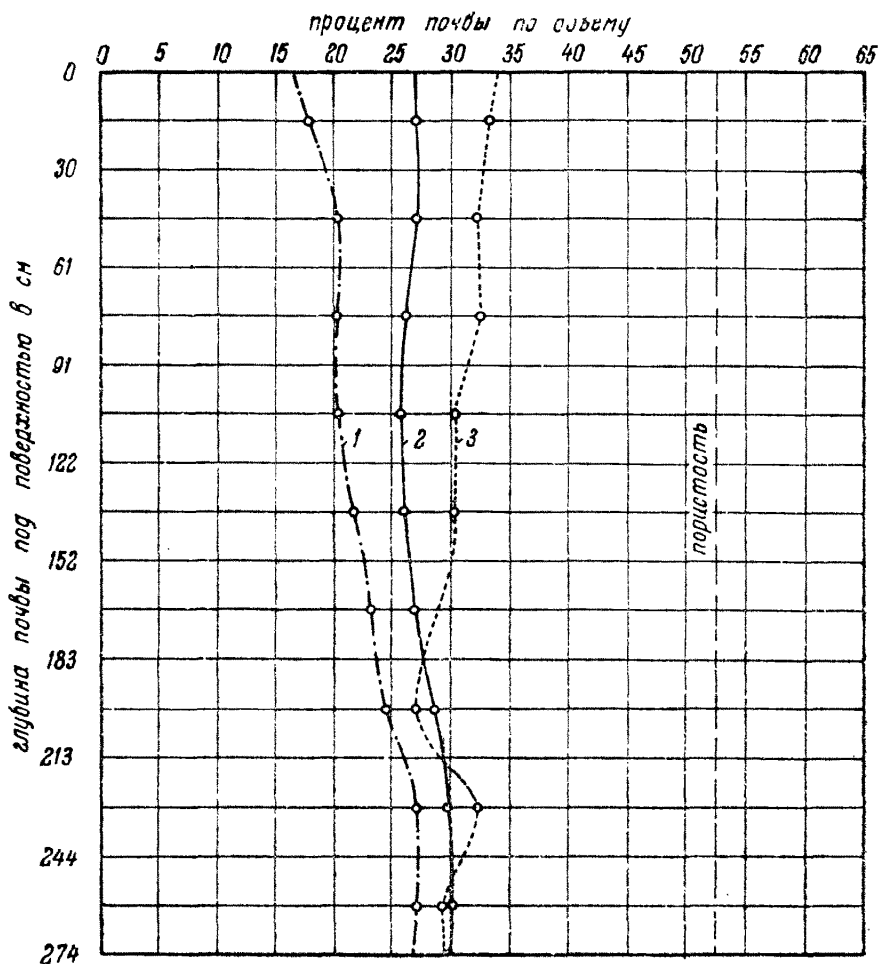


Рис. 22. Диаграмма водоудерживающей способности и водоотдачи в суглинистой почве (по О. В. Израэльсену). Каждая кривая содержания воды построена на основании среднего из результатов, полученных из 87 буровых.

1 — вода до ирригации; 2 — вода после ирригации; 3 — эквивалент влажности.

в долине Сакраменто в Калифорнии. Он определял пористость различных почв и содержание в них воды на последовательной глубине непосредственно перед ирригационными работами и затем спустя около четырех дней после ирригации. Второе определение даст прибли-

только величину удельного водоудержания при ограниченном времени дренажа, если только ирригация была достаточно сильной, почва достаточно водопроницаемой и потеря путем испарения и поглощения растениями в течение четырех дней не была особенно велика. Так как удельная водоотдача равняется разности между пористостью и удельным водоудержанием, то количество воды, которое почва, если она насыщена, должна отдать вследствие силы тяжести, приблизительно равно разности между общим объемом пустот и объемом воды, еще удерживаемой почвой к концу данного периода дренажа. В таблице 16 дается сводка некоторых результатов Израэльсена, а на

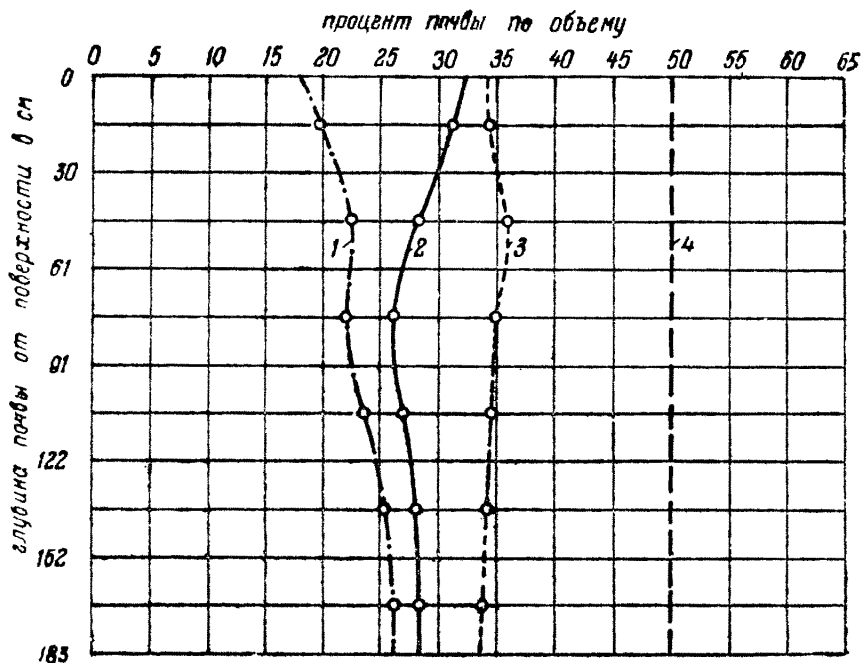


Рис. 23. Диаграмма водоудержания и водоотдачи в глинисто-суглинистых почвах (по О. В. Израэльсену). Каждая кривая содержания воды основана на средних результатах, полученных из 148 буровых.

1 — вода до ирригации; 2 — вода после ирригации; 3 — эквивалент влажности; 4 — пористость.

рис. 22—24 графически изображена часть его данных. Все три диаграммы представляют колонны почвы, находившейся целиком над водным зеркалом; нижние части колонны глинистой почвы, представленные на рис. 24, находились отчасти в капиллярной оболочке, и поэтому их кривые приближаются в нижней части к кривой пористости, подобно кривым в опытах Хазена и Кинга (рис. 17 и 21). Изогнуто влево в средней части кривой на рис. 24, указывающей содержание воды после ирригации, Израэльсен объясняет отчасти трудностью глубокого проникновения воды в эти плотные глинистые почвы, так что эта кривая для почв, лежащих над капиллярной оболочкой, может быть дает величины меньшие, чем удельная водоудерживающая способность.

Израэльсен (80) делает следующее замечание «Желательно было бы точно знать максимальное количество воды, которое может удерживать почва *in situ*. Это особенно важно для местностей, где практикуется ирригация. По определению Бёрра (40) максимальная вододерживающая способность тонкого песчаного суглинка (лёсса) выражается в 16—18% от общего веса сухой почвы. Количество воды, определенное различными исследователями (81) после обильных ирригаций или дожди, повидимому соответствует результатам опыта Бёрра. Максимальная вододерживающая способность почв *in situ* была та-

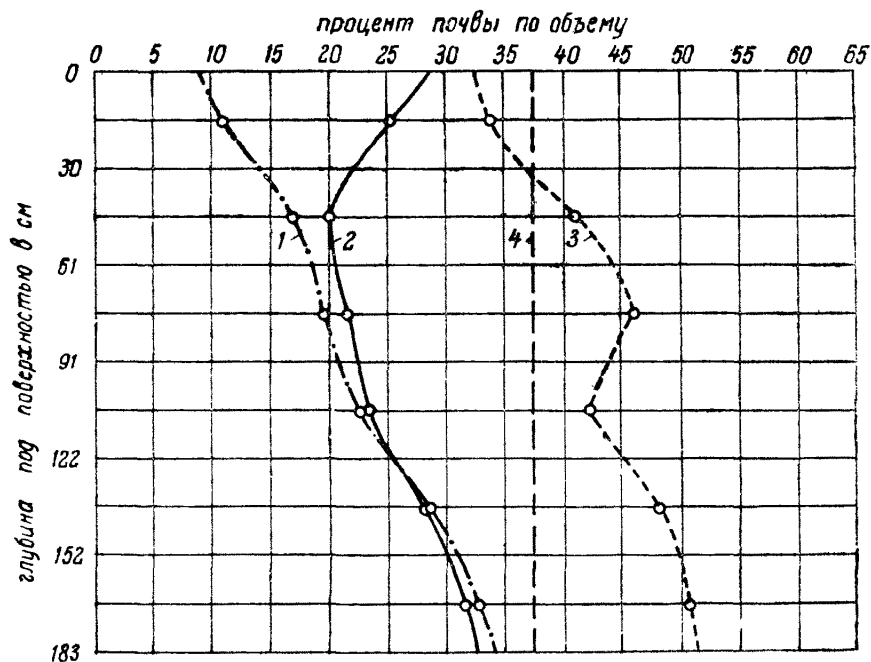


Рис. 24. Диаграмма водоудержания и водоотдачи глинистых почв (по О. В. Израэльсену). Каждая кривая содержания воды построена на основании средних результатов, полученных из 43 буровых скважин.

1 — вода до ирригации; 2 — вода после ирригации; 3 — эквивалент влажности; 4 — пористость.

ким образом косвенно определена рядом работников при различных условиях».

Мэтьюз (Mathews, 82) нашел, что «гумбо», или тяжелая глинистая почва, удерживает около 30% воды (от общего веса) и что высушенные в печи образцы, взятые из верхнего фута (0,3 м) почвы, будучи погружены в воду, увеличиваются до 2,2 раз против их первоначального объема; образцы той же почвы из второго и третьего футов увеличиваются до 2,5 раз.

Чарльз Ли (83) исследовал 36 образцов, взятых из отложений главнейших речных долин района Сан-Диего в Калифорнии; состав образцов колеблется от грубого песка до суглинка. Пористость оказалась следующей (в процентах от общего объема): грубый песок — от 39 до 41%, средний песок — от 41 до 48%, тонкий песок — от 44 до 49%,

**Водоудерживающая способность и водоотдача в почвах долины
Сакраменто**

(полевые исследования Израельсена; пористость, содержание воды и эквивалент влажности выражены в процентах от общего объема почвы)

| Род почвы | Число буровых скважин | Глубина исследованной почвы ¹ (в м) | Пористость | Содержание воды | | | |
|------------------------------|-----------------------|--|------------|-----------------|-----------------------------|--|-----------------------------------|
| | | | | До ирригации | Через 4 дня после ирригации | Разница между пористостью и содержанием воды через 4 дня после ирригации | Эквивалент ² влажности |
| Силтовый суглинок | 87 | 2,7 | 52,2 | 22,6 | 27,6 | 24,6 | 32,3 |
| Глинистый суглинок | 148 | 1,8 | 50,1 | 23,2 | 28,1 | 22,0 | 35,4 |
| Глина | 43 | 1,8 | 37,3 | 22,3 | 25,1 | 12,2 | 43,7 |

¹ Образцы обычно брались на интервалах в 0,3 м на глубине 0,15 м, 0,45 м и т. д.
² См. стр. 81.

тонкий песчаный суглинок — от 20 до 54%; средняя пористость для всех 36 образцов была 45,1%. Ли пользовался классификацией пород, принятой в Бюро почв Департамента земледелия Соединенных штатов (см. стр. 23). Указанные цифры пористости выражают пористость пород в естественных условиях. Ниже приводится сделанное Ли описание методов определения пористости, удельной водоудерживающей способности и удельной водоотдачи:

«До той глубины, откуда было желательно взять образец, была вырыта яма, часть дна которой была выбрана до большей глубины (приблизительно на 0,3 м), так чтобы образовалась вертикальная стенка. Металлический цилиндр с внутренним диаметром в 5⁵/₈ дюйма (14,3 см) и длиной в 9 дюймов (22,9 см) и с отточенным нижним концом (для того, чтобы образовались режущие края) был вдавлен вертикально и вырезал колонну ненарушенного образца. Затем порода вокруг цилиндра была тщательно удалена лопатой, а образец был подрезан у основания цилиндра твердой металлической пластинкой. Металлическая пластинка с цилиндром была затем поднята, и поверхность образца выровнена. Таким образом был получен образец известного объема, сохранившийся в природном состоянии. Образец был высушен в печи, и был определен удельный вес некоторой части образца. Пористость была вычислена по следующей формуле:

$$P = 100 \left(1 - \frac{a}{S} \right),$$

где: P — пористость, выраженная в процентах,
 a — кажущийся удельный вес сухого образца,¹
 S — средний удельный вес минералов, составляющих образец.²

Некоторая часть воды, занимающей пустоты всякой насыщенной пористой породы, не вытекает легко даже в том случае, когда зона насыщения опускается ниже глубины, с которой капиллярное поднятие идет быстро. Эта влага не может быть извлечена насосом и не является той водой, которая поднимается и опускается при естественном падении и подъеме водного зеркала. Для определения водоудерживающей способности различных пород, образующих отложения пустынных долин (valley fill), было проделано шесть опытов в период, следующий за летним понижением водного зеркала. Водоудержание колебалось от 6 до 10% для грубых, средних и тонких песков, но более тонкие разности не исследовались там, где глубина до водного зеркала была велика для точного определения водоудерживающей способности *in situ*. Этчевери (Etchevery, 84), основываясь на результатах опытов Уидсо (Widtsø), определяет для песчаного суглинка величину водоудержания 14% по весу, что составляет 22% по объему. Эти цифры можно принять как приблизительно выражающие общие условия, существующие в песчаных суглинистых почвах рассматриваемых речных долин. Общий объем воды, которая может быть удалена из отложений долин при медленном понижении водного зеркала, может достигать от 33 до 37% по объему. Такое полное удаление воды требует значительного времени. Относительно быстрое удаление воды при искусственном понижении водного зеркала откачкой несомненно означает удаление значительно меньшей части общего запаса воды. Относительный объем воды, которую можно извлечь из отложений главных долин, практически вероятно не превышает 20—25%.

Для определения водоудерживающей способности почв автор пользовался следующим методом. Были выбраны определенные точки, в которых были вырыты ямы до водного зеркала; таким образом можно было получить образцы различного типа почв на различном расстоянии от водного зеркала. Образцы брались на интервалах в 0,3 м (начиная с поверхности до водного зеркала) способом, описанным выше при взятии образцов для определения пористости. Первоначальный вес образцов вместе с содержащейся в них влагой был определен непосредственно после того, как образцы были вынуты из ямы; затем они были высушены в печи и снова взвешены. Разница в весе, представляющая вес удерживавшейся почвой воды, выражалась в процентах от общего объема (делением ее на первоначальный объем образца).

Процент удержанной воды оказался различным в образцах, взятых на различном расстоянии от водного зеркала. Максимальное удержание воды было у самого водного зеркала, где почва была насыщена и процент первоначальной влаги практически равнялся общей пористости почвы; минимальное водоудержание было близ поверхности, но на такой глубине, которая лежит вне зоны испарения. При изображении данных графически водоудержание образцов песка от

¹ Или объемный вес. *Прим. ред.*

² Или просто удельный вес породы. *Прим. ред.*

грубого до тонкого приблизительно совпадало с этими наблюдениями. Но зона насыщения была слишком близка к поверхности, чтобы позволить полевое определение более тонкого материала.

Объем воды, отвечающий годовому поднятию и понижению зоны насыщения, был высчитан по этим же диаграммам. Для среднего годового колебания приблизительно в 10 м эффективная пористость, т. е. разность между общей пористостью и водоудержанием, колебалась в среднем от 41% для песков разной крупности и с разной глубины по отношению к водному зеркалу до 16% для тонких песчаных суглинков. Среднее для шести типичных изученных случаев составило 34%».

Ряд образцов песка из форта Кезуэл, Северная Каролина, был изучен на содержание влаги геологом Геологического комитета Соединенных штатов Н. Е. Дауэлл (Dowell, неопубликованная рукопись) в мае 1922 г. на следующий день после дождя в 53,8 мм. Пористость этого песка колебалась от 46 до 49,4%, эффективный диаметр зерна — около 0,14 мм, коэффициент однородности — немного менее 2, капиллярная оболочка имела от 0,6 до 0,9 м высоты. Девять образцов были взяты с глубины над капиллярной оболочкой в месте, где водное зеркало находилось на расстоянии от 1,06 до 1,68 м под поверхностью: они содержали от 4,9 до 12,8% воды, в среднем 7,8%. Но нельзя наверное утверждать, что весь песок получил такое количество дождя, какое он мог удерживать.

Пористость двух образцов водоносной породы из долины реки Солт, Аризона, была изучена Уиллисом Ли (85). Один образец, состоящий из песка, галек и валунов, имел пористость 20,5% (по объему); другой, состоящий из грубого галечника и валунов с диаметром от 1,3 до 2 см, имел пористость 35,8%. По вычислениям Ли, для извлечения насосами доступно от 15 до 30% воды. Очевидно, что для грубого галечника, не содержащего тонкого материала, удельная водоотдача не может быть много меньше пористости.

Определяя удельную водоотдачу аллювиальных отложений в районе Морган-Хилл (Калифорния), Кларк (Clark, 86) на основании колодезных журналов и данных относительно пористости и удельной водоотдачи, опубликованных Кингом и другими, пришел к следующим выводам. Аллювий содержит 69% глинистого материала, 29% галечника и 2% песка. Песок и галечник имеют среднюю пористость около 35% (по объему) и должны отдавать около 90% содержащейся в них воды (что дает удельную водоотдачу в 31,5%). Глинистые материалы (типа глинистого суглинка) имеют среднюю пористость 32% и должны отдавать около 10% содержащейся в них воды (что дает удельную водоотдачу в 3—2%). Вся вода, отдаваемая насыщенным аллювием, исчисляется следовательно в 12,06% от его объема. Эти вычисления были до некоторой степени подтверждены длительной откачкой, которая показала для аллювия удельную водоотдачу в 11,6% (см. стр. 78—79).

Кинг (78, стр. 71) пришел к выводу, что почва, которая залегает не ниже водного зеркала, обычно содержит около 75% количества воды, требуемого для полного насыщения, и что содержание воды в породах, находящихся выше водного зеркала, колеблется примерно от 4% от веса сухого образца для грубых смешанных песков, какие

употребляются для штукатурки, до 32% для глин с тонкой структурой; это составляет от 6 до 37% от объема. Эти цифры означают удельное водоудержание пород, лежащих выше капиллярной оболочки и водного зеркала.

ЗАВИСИМОСТЬ ВОДООТДАЧИ ОТ СТРУКТУРЫ ПОРОДЫ

Относительное количество отдаваемой и удерживаемой грунтовой воды различно для различных типов пород и почв. Вода удержи-

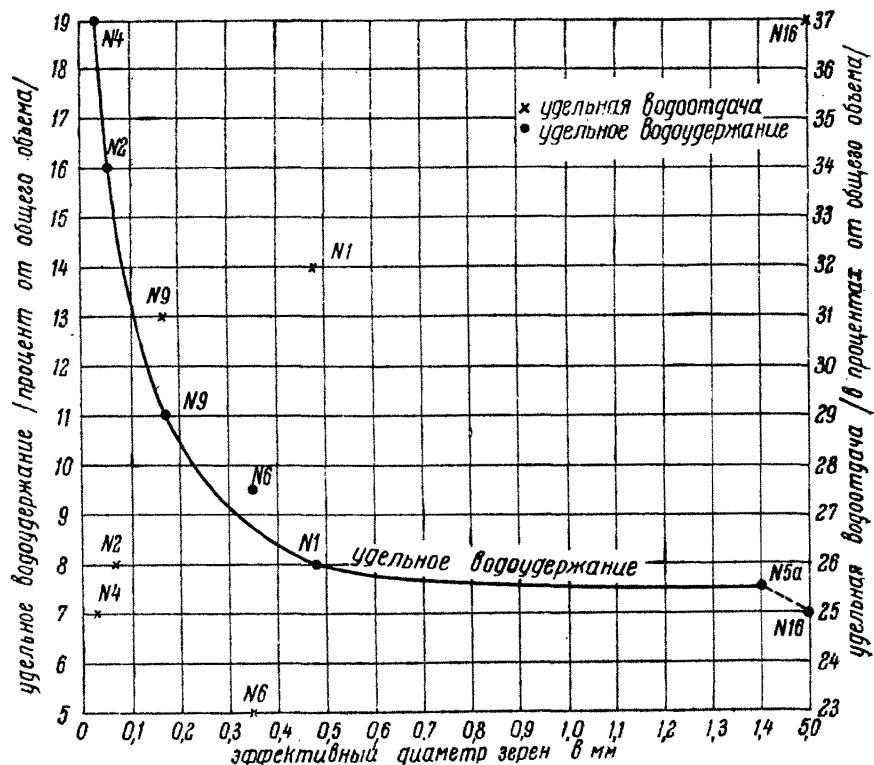


Рис. 25. Диаграмма зависимости удельной водоотдачи и удельного водоудержания от эффективного диаметра зерна в опытах Хазена.

вается в породах главным образом силой сцепления, которая увеличивается с увеличением общей поверхности, приходящей в контакт с водой. Отсюда следует, что в породах с одинаковой пористостью водоотдача будет наименьшей в породах, обладающих наиболее мелкими пустотами. Чистый гравий (т. е. не смешанный с тонкозернистыми материалами) может обладать не большей пористостью, чем пласт сугла или глины, и в то же время являться превосходным источником воды, тогда как сугл или глина не будут в этом отношении представлять никакой ценности. Удельная водоотдача гравия может почти равняться его пористости, а водоотдача глины может равняться или почти равняться нулю, когда вся или почти вся вода

ее будет удерживаться вопреки силе тяжести. Плотные породы, как известняк или лава, содержащие большие карстовые каналы или трещины, могут обладать малой пористостью и в то же время представлять превосходные источники воды благодаря тому, что пустоты их велики и следовательно свободно отдают почти всю свою воду. Неотсортированный глинистый материал, например более плотная валунная глина, отложенная ледником, имеет малую пористость, и кроме того большинство ее пустот имеет малые размеры. Такой материал не содержит очень большого количества воды даже тогда, когда он насыщен, и большую часть воды, которую он содержит, он удерживает вопреки силе тяжести. Его удельная водоотдача еще меньше, чем его пористость.

Большая зависимость удельной водоотдачи от структуры породы достаточно убедительно подтверждается всеми приведенными выше данными. Так, в опыте Кинга удельная водоотдача уменьшается и

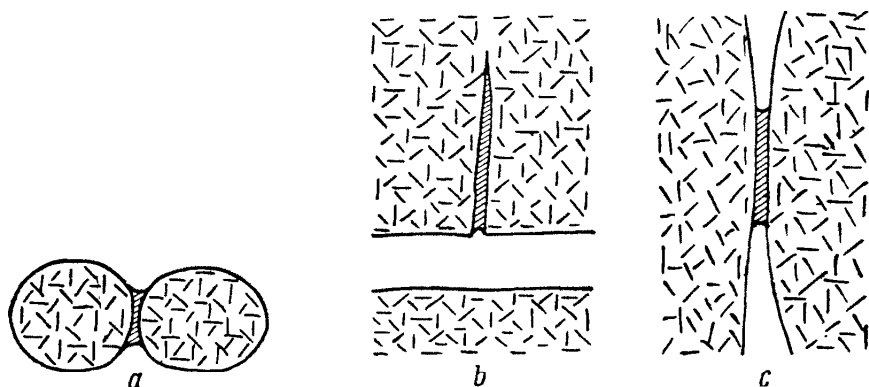


Рис. 26. Схематические рисунки, показывающие, как вода удерживается в трещинах пород действием капиллярности, вопреки силе тяжести.

Гашюрой обозначены породы, штриховкой — вода; белым — оставлены пустоты, из которых вода вытекала.

удельное водоудержание увеличивается с уменьшением размера зерен песка (см. табл. 15 на стр. 64 и рис. 20 и 21). Образцы, взятые для опыта Кинга, были все искусственно отсортированы и поэтому не содержали глинистого материала. Природные почвы — такие, как исследованные Израэльсеном — состоят из зерен песка с примесью глинистых материалов, которые обволакивают зерна или лежат между ними. Эта примесь тонкозернистого материала очень сильно увеличивает водоудерживающую способность, что резко бросается в глаза при сравнении рис. 22, 23 и 24, показывающих удельное водоудержание сылого суглинки, глинистого суглинки и глинистых почв, с рис. 21, показывающим удельное водоудержание сортированного песка. Даже образец № 100, эффективный диаметр зерна которого равен менее 0,1 мм (см. рис. 18), удерживает малое количество воды по сравнению с образцами почв.

Образцы, исследованные Хазеном, были несомненно промежуточными между образцами Кинга и Израэльсена как по степени сортиро-

ванности, так и по содержанию очень тонкого материала. Их удельное водоудержание также представляет промежуточную величину. На рис. 25 зависимость между удельным водоудержанием и эффективным диаметром зерна представлена довольно правильной кривой для образцов с низкими коэффициентами однородности (между 1,8 и 2,4), но в образце № 6, который является менее хорошо сортированным и имеет коэффициент однородности 7,8, удельное водоудержание выше по отношению к эффективному диаметру зерна, что ясно показывает на большую важность малого процента тонкого материала для удержания воды вопреки силе тяжести. Удельная водоотдача образца № 6 относительно очень мала вследствие относительно малой пористости, обусловленной плохой отсортированностью.

Действительные условия, существующие в природе, конечно очень сложны. Когда система пустот отдает воду, она удерживает часть ее не только на своих мокрых стенках, но также в разного рода трещинках, которые играют роль маленьких обособленных, независимых капиллярных трубок. Некоторые из многих возможных условий этого рода показаны на рис. 26. Условия, показанные рисунком *а*, очень обычны для пород, сложенных округленными зернами. Каждый может легко воспроизвести их, взяв пару галек и немного воды.

ЗАВИСИМОСТЬ ВОДООТДАЧИ ОТ ПЕРИОДА ДРЕНИРОВАНИЯ

Большая часть гравитационной воды отдается быстро, но медленное дренирование может продолжаться почти безгранично долгое время. Наиболее грубый песок в опыте Кинга отдал воды 26,88% от общего объема в два с половиной года. В первые полчаса он отдал 10,68%, в первый час — 15,56%, в первые девять дней — 24,28% и за весь период после первых девяти дней — только 2,60%. В конце двух с половиной лет он все еще продолжал давать небольшое количество воды, но опыт был тогда прекращен. За последний год он отдал 19,6 г или около $\frac{1}{10}$ %.

Тонкозернистые породы не только отдают меньшее количество воды чем грубозернистые, но отдают ее более медленно. Так, наиболее тонкий песок в опыте Кинга (№ 100) ¹ отдал в первые 30 минут только 1,26% против 10,68%, отданных наиболее грубым песком, и в первый час — 2,16% против 15,56%, отданных наиболее грубым. Между концом первого часа и девятым днем он отдал 11,29%, или около трех четвертей всей отдачи. Он перестал отдавать значительно раньше, чем грубый песок, и после первых шести месяцев не отмечено измеряемой отдачи (78, стр. 88, 89).

Для большинства водоносных пород количество воды, отдаваемой при быстром понижении водного зеркала из непосредственного соседства с колодцем, из которого производится интенсивная откачка, несомненно значительно меньше того количества, которое было бы отдано при более продолжительном дренировании. При сезонном колебании водного зеркала происходит практически полное дренирование. Для большинства пород не будет большой ошибкой рассматривать количество воды, оставшейся в породе после нескольких дней дренирования, как удельное водоудержание.

¹ Диаметр зерен песка = 0,15 мм. *Прим. ред.*

ЗАВИСИМОСТЬ ВОДООТДАЧИ ОТ РАЗМЕРОВ И КОНТАКТА ОБРАЗЦА

Удельная водоотдача и удельное водоудержание породы или почвы не вполне тождественны с процентным количеством воды, отдаваемой и удерживаемой небольшими изолированными образцами одного и того же материала, когда их насыщают и дают воде вытечь из них. Процент воды, отдаваемый небольшими образцами, — меньше, чем удельная водоотдача.

Это различие объясняется тем, что молекулярное притяжение в состоянии удержать столб воды только определенной высоты; поэтому короткая наклонная трубка может удерживать всю свою воду, в то время как из более длинной трубки того же диаметра, наполненной водой и приведенной в вертикальное положение, часть воды может вытечь. Сообщающиеся пустоты в породе или почве могут представлять неправильные капиллярные трубки. В маленьком образце эти трубки коротки и удерживают воду; в природе же многие из таких трубок имеют неопределенно большую длину, и поэтому вода их стекает до известного уровня над водным зеркалом, определяемого их диаметрами. Сущность этого явления можно иллюстрировать многими примерами из обыденной жизни. Например, если одеяло выстирано, выжато и затем положено в корзину, оно может удерживать всю остающуюся в нем влагу. Если же оно повешено, так что имеет более длинное вертикальное протяжение, оно скоро может сделаться очень мокрым внизу, и вода с него начнет капать.

Это различие подмечено Израэльсеном (80), который говорит: «Различные лабораторные методы, которыми пользовались для определения максимальной водоудерживающей способности почв, обычно дают цифры, значительно превосходящие цифры водоудержания тех же почв в полевых условиях, во-первых, потому, что при этом исследуется очень короткий столб почвы, на который действуют определенные капиллярные силы, и во-вторых, потому, что образцы почвы большей частью имеют объемные веса (кажущиеся удельные веса) значительно более низкие, чем объемный вес почвы в ненарушенном состоянии».

Выше было показано, что в тех случаях, когда столб исследуемой почвы или породы имеет внизу контакт с водой, как в опыте Кинга (рис. 21), до некоторой высоты над водой образуется капиллярная оболочка, и содержание воды на этом протяжении бывает большим, чем истинное удельное водоудержание. Если воду, находящуюся под образцом, убрать и дать возможность той воде, которая образует капиллярную оболочку, вытекать по каплям, то нижняя часть столба породы вероятно все-таки удержит больший процент, чем верхние части, совершенно так же, как длинная капиллярная трубка, наполненная водой и затем приведенная в вертикальное положение, даст воде вытечь, но останется наполненной в нижней части, даже если вода может свободно капать. Эта мокрая нижняя часть, оторванная от водного зеркала, может быть названа *подвешенной капиллярной оболочкой*. Вода, выпадающая на сухую почву при небольшом дожде, иногда несомненно удерживается в виде такой подвешенной капиллярной оболочки, так как количества воды оказывается недостаточно для наполнения капиллярных трубок настолько, чтобы вода начала

просачиваться вниз под действием силы тяжести; а ниже лежащая сухая почва может находиться в таком физическом состоянии, что будет оказывать малое капиллярное притяжение или не оказывать его вовсе. Если грубозернистый материал, обладающий крупными пустотами, залегает под тонкозернистым, он также способствует образованию подвешенной капиллярной оболочки в нижней части тонкого материала.

Если под породой или почвой, наполненными до предела их нормальной водоудерживающей способности, залегает не наполненные до такого предела породы или почва, то эти ниже лежащие породы или почва могут действовать как промокательная бумага, вытягивая воду из верхних отложений силой капиллярного притяжения, и таким образом будут уменьшать содержание воды в верхних отложениях, но крайней мере в их нижней части, оставляя в них количество воды меньшее, чем их истинное удельное водоудержание. Подобное явление может иметь место даже в том случае, когда ниже лежащие породы обладают такой же структурой, как выше лежащие; особенно же ярко оно выражено тогда, когда ниже лежащая порода обладает более тонкой структурой. Если над влажной породой лежит порода, содержащая меньшее количество влаги или обладающая более тонкой структурой, то выше лежащая порода будет стремиться втянуть воду наверх; но этот случай встречается редко при определениях удельного водоудержания и удельной водоотдачи.

Очевидно, что как при лабораторных, так и полевых определениях истинное удельное водоудержание и истинная водоотдача могут быть установлены только в том случае, если берется высокая колонка материала и не принимается во внимание нижняя ее часть.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УДЕЛЬНОЙ ВОДООТДАЧИ

Только что объясненные явления делают невозможным определение удельной водоотдачи породы при помощи лабораторных опытов с маленькими образцами, если только не пользоваться каким-либо косвенным методом, например применением центробежной силы определенной величины. Прямые определения удельной водоотдачи требуют крупных образцов или полевых определений на месте залегания. Даже при наиболее пригодных методах происходит нарушение несцементированной породы, что вызывает более или менее серьезные ошибки. При опытах с несцементированной породой необходимо принимать все меры к тому, чтобы материал был взят насколько возможно в ненарушенном состоянии.

Можно выделить следующие методы определения удельной водоотдачи: 1) дренирование высоких колонок насыщенной породы в лаборатории; 2) насыщение в поле значительного объема породы, которая находится над водным зеркалом и над капиллярной оболочкой и из которой вода может вытекать вниз естественным образом; 3) взятие образцов из слоя, непосредственно лежащего над капиллярной оболочкой, после того как произошло значительное понижение водного зеркала, что обычно бывает летом и осенью; 4) определение объема породы, дренированной интенсивной откачкой, и измерение количества выкачанной воды; 5) определение объема породы, насыщенной

измеренным количеством воды, просачивающейся из одного или более потоков; 6) определение косвенным путем в лаборатории на небольших образцах с применением центрифугирования; 7) производство механических анализов и вычисление по ним удельного водоудержания и удельной водоотдачи.

Лабораторный метод насыщения и дренирования образца

Первый из перечисленных выше методов, применявшийся Кингом, был уже рассмотрен (стр. 61—65). Колонны должны быть достаточно высоки, чтобы избежать искажающего опыт появления истинной или подвешенной капиллярной оболочки. Кроме того следует очень тщательно следить за тем, чтобы образцы были полностью насыщены водой при начале опыта, и принять предосторожность против потери воды путем испарения. Удельная водоотдача может быть получена определением пористости породы и определением содержания воды на каждом уровне колонны по окончании опыта. Если отдельно определены количества отданной и удержанной воды, как в опыте Кинга, то можно легко проверить точность полученных результатов. Величина $100 \left(\frac{Y+R}{V} \right)$ должна быть равна пористости, если Y представляет объем воды, отдаваемой породой при дренировании, R — объем воды, удержанной к концу периода дренирования, и V — объем образца испытываемой породы. Пористость может быть независимо определена одним из методов, указанных на стр. 16—22.

Полевой метод насыщения и дренирования образца

Второй метод применялся Израэльсеном и другими исследователями почвенных вод. Это несомненно один из наиболее удобных и надежных методов в том случае, когда почва на поверхности сходна с исследуемым водоносным горизонтом. В противном случае образец породы из водоносного горизонта может быть помещен в вертикальный цилиндр подходящего размера и приведен в контакт с мокрой почвой надлежащей структуры, как в опытах Ольвэя (Alway) и Мак-Доля (Mc Dole, 32, стр. 27—71), и затем воде должна быть дана возможность вытечь в почву. При этом надо принять меры к тому, чтобы испарение было минимальным и чтобы у дна цилиндра были созданы надлежащие условия. Результаты окажутся несомненно неточными, если водное зеркало будет слишком близко к поверхности или нижележащая почва будет содержать так мало воды, что может всасывать воду сверху. Результаты опытов могут быть также искажены, если порода в цилиндре находится в контакте с более грубой породой, которая нарушит капиллярную связь и создаст подвешенную капиллярную оболочку в цилиндре, или если испытываемая порода находится в контакте с более тонкой породой, которая будет всасывать воду из цилиндра. При этом методе удельная водоотдача наиболее удобно может быть получена определением пористости и удельного водоудержания, принимая, что удельная водоотдача представляет разность между этими величинами.

Удельная водоотдача определяется по следующему уравнению:

$$Y = P - 100 \left(\frac{R}{V} \right) = P - r,$$

где Y — удельная водоотдача,
 P — пористость,
 R — содержание воды в образце,
 V — объем образца,
 r — удельное водоудержание.

Метод непосредственного опробования

Третий метод, описанный на стр. 68—70, был применен Чарльзом Ли в районе Сан-Диего в Калифорнии. Сущность этого метода состоит во взятии образца в том месте, где перед этим произошло понижение водного зеркала. В Калифорнии такое понижение неизменно происходит в течение сухого летнего времени. Для получения наиболее убедительных результатов образец должен быть взят в точке, которая в предшествующий влажный сезон была ниже водного зеркала и которая в момент взятия образца находилась бы настолько выше водного зеркала, что не подвергалась бы в значительной степени влиянию капиллярной оболочки. Если колебание водного зеркала происходит в пределах меньших, чем толщина капиллярной оболочки, то наиболее ценными будут образцы, взятые непосредственно над этой оболочкой. Так как на практике это положение не может быть точно определено, лучше брать образцы из нескольких горизонтов, как это делал Ли. В каждом образце следует в первую очередь определить содержание воды, а затем пористость. Разность между общим объемом пор и количеством содержащейся воды определит количество воды, которое вытекло из породы с тех пор, как она была в зоне насыщения, а также количество воды, которое она могла бы вместить при следующем поднятии водного зеркала, если бы она оставалась ненарушенной. Формула для определения удельной водоотдачи — та же, что и при втором методе.

При этих определениях очень важно установить, что тот участок породы, из которого взят образец, не получил недавнего пополнения водой от дождя или от ирригации и что вода из него не испарялась и не поглощалась растениями. Эти последние два процесса извлекают воду, удерживаемую молекулярным притяжением вопреки силе тяжести. Если произошло недавнее увлажнение вследствие дождя или ирригации, полученная величина удельной водоотдачи может оказаться слишком малой, и наоборот — она будет слишком высокой, если произошла потеря воды путем испарения или поглощения растениями. Если испытываемая порода находится близ поверхности, на нее влияет годовое колебание температуры, отражающееся на удельном водоудержании и удельной водоотдаче. Летом удельное водоудержание несомненно бывает наименьшим.

Метод откачки

Четвертый метод применялся Кларком в районе Морган-Хилл в Калифорнии. Он состоит в наблюдении за понижением водного зер-

кала и следовательно в определении объема дренированной породы при откачке измеренного объема воды. Удельная водоотдача определяется как отношение объема выкачанной воды к объему дренированной породы. Формула для определения удельной водоотдачи будет такая:

$$y = 100 \left(\frac{Y}{V} \right)$$

где y — удельная водоотдача,

Y — объем выкачанной воды,

V — объем дренированной породы.

Производство опыта так описано Кларком (86, стр. 84—86):

«В 1904—1905 гг. компания «Bay Cities Water» произвела опытные откачки в нижнем ущельи реки Койот, около 12 км к северо-западу от Морган-Хилла, в Калифорнии. По данным, полученным из опытов, инженер-гидравлик Х. Л. Хел (H. L. Haehl) составил две кривые, пользуясь которыми сделали попытку приблизительно определить водоемкость (статический запас воды в аллювии. *Ред.*). Одна кривая, не приведенная в настоящей работе, показывает количество выкачанной воды; другая, приведенная в упрощенном виде на рис. 27, показывает понижение водного зеркала вследствие откачки. Количество выкачиваемой воды изменялось от 8 000 000 до 12 000 000 галлонов (от 30 000 до 45 000 м³) в день. Общее количество выкачанной с 15 ноября 1904 г. по 15 января 1905 г. воды равнялось 535 372 000 галлонов (2 020 000 м³) или 1 643 акрофута. В помещенной ниже таблице 17 приведены цифры вычисленной площади, глубины и объема аллювия, дренированного откачкой. На расстоянии большем 7,5 км от насоса понижения водного зеркала не наблюдалось.

Таблица 17

Площадь, глубина и объем аллювиальных отложений, дренированных при опытной откачке компанией „Bay Cities Water“ с 15 ноября 1904 г. по 15 января 1905 г.

| | Площадь аллювия ¹ (в а) | Среднее понижение водного зеркала вследствие откачки ² (в м) | Объем дрениро- ванной по- роды (в гектар- метрах) |
|---|--|---|--|
| В расстоянии менее 0,75 км к югу от насосной установки | 51,8 | 5,35 | 273,0 |
| То же в расстоянии от 0,75 до 1,5 км . | 173,0 | 9,30 | 408,7 |
| „ „ „ „ 1,5 „ 2,25 „ . | 186,0 | 1,40 | 267,1 |
| „ „ „ „ 2,25 „ 7,5 „ . | 1 450,0 | 0,50 | 807,6 |
| В с е г о | — | — | 1 756,4 |

¹ Основано на измерении планиметром.

² По кривой, показанной на рис. 27.

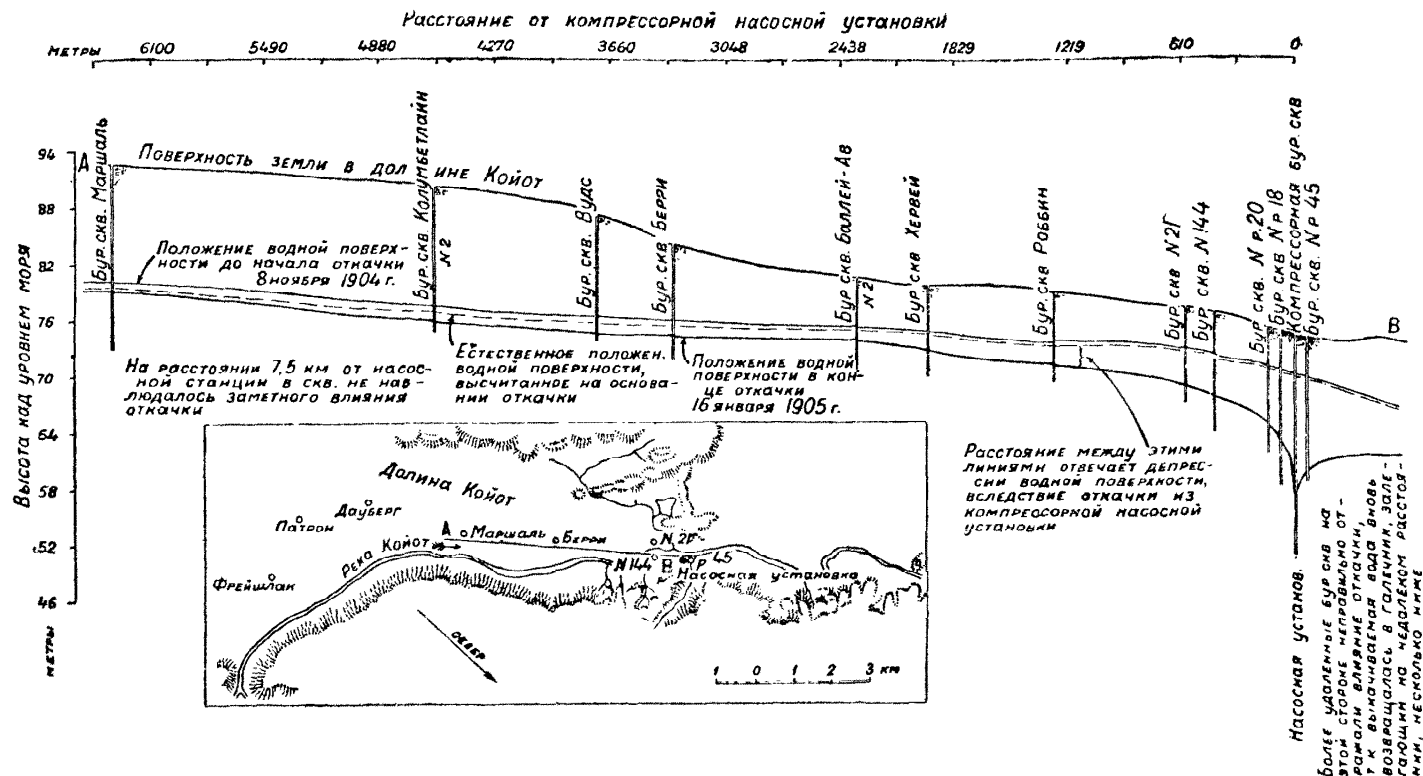


Рис. 27. Разрез и схематическая карта изменения водного зеркала при опытной откачке, произведенной компанией "Вау Cities Water" у нижнего ущелья реки Койот, район Морган-Хилл, Калифорния, с 8 ноября 1904 г. по 16 января 1905 г.

Объем дренированной породы равнялся 1 756,4 гектар-метрам (14 195 акрофутам) и количество выкачанной воды было около 200 гектар-метров (1 643 акрофута); полезная пористость (удельная водоотдача) равнялась 11,6%. Эта цифра находится в полном согласии с цифрой 12,06%, определенной первым методом. Подсчеты по первому методу были произведены до получения данных вторым методом, и результаты обоих определений таким образом совершенно независимы друг от друга. Полная согласованность между ними является конечно случайной. Но то обстоятельство, что оба метода дали в общем одинаковые результаты, является вероятно показательным. Следует иметь в виду, что основные данные далеко не соответствуют той цели, для которой они были использованы. Количество воды, которое просочилось на измеренную площадь, потеря воды через гравий в нижнее ущелье и количество воды, попавшей в откачку из пород, лежащих под ущельем, — все это не было определено, и потому результаты не могут быть вполне точными».

Недостатком этого метода является то, что он требует громоздких работ по откачке и допускает неточности в определениях из-за просачивания воды в течение откачки как в район действия откачки, так и из этого района. Но у него есть и большое преимущество в том отношении, что при нем не приходится иметь дело с искусственными условиями, как при лабораторных методах.

Метод питания

Пятый метод является обратным четвертому. Он состоит в наблюдениях за количеством воды, которая проникает из рек или каналов в водоносный горизонт, и в соответствующих наблюдениях за повышением водного зеркала, после чего может быть вычислен объем пород, насыщенных известным количеством питающей воды. Этот метод не дает точных результатов главным образом вследствие трудностей производства точных измерений количества воды, просачивающейся из рек, и трудностей точного учета прибыли воды от осадков и от просачивания воды из других районов и потерь вследствие просачивания в другие районы, испарения, поглощения растениями и т. д. Предполагается, что до опыта породы содержали воду в количестве, отвечающем их водоудерживающей способности.

Формула для определения удельной водоотдачи следующая:

$$= 100 \left(\frac{Y}{V} \right)$$

где: y — удельная водоотдача,
 Y — питание грунтовых вод,
 V — объем насыщенных пород.

Метод эквивалента влажности

Шестой метод не был разработан, но применение его было намечено в работах Бригза, Ольвэя, Израэльсена и других. Термин *эквивалент влажности* был введен Бригзом и Мак-Лейном (Mc. Lane, 87). Он выражает процентное содержание воды, удержанное образцом почвы или

породы, после того как он был насыщен и подвергнут действию постоянной центробежной силы.

Теоретически представляется возможным приложить центробежную силу такой величины, которая настолько сократит капиллярную оболочку, что последней можно без большой ошибки пренебречь даже в малых образцах; в то же время эта сила не должна быть настолько большой, чтобы она могла удалить большую часть наиболее прочно удерживаемой воды над капиллярной оболочкой. Так, если материал будет в состоянии поднять воду на 2,5 м благодаря капиллярным силам вопреки силе тяжести, он будет в состоянии удерживать только 0,25 см вопреки центробежной силе, которая в 1 000 раз больше, чем сила тяжести. Только опытным путем можно определить величину такой силы, при которой будет происходить удаление и той воды, которая удерживается над капиллярной оболочкой вопреки силе тяжести.

Бригз и Мак Лейн произвели определение эквивалента влажности более 100 почв при центробежной силе, в 3 000 раз превышающей силу тяжести. Были также произведены механические анализы этих почв. Для нескольких почв кроме того проделаны были определения эквивалента влажности при центробежной силе нескольких различных значений, как это показано в таблице 18. К сожалению экви-

Таблица 18

Эквиваленты влажности некоторых почв при различных значениях центробежной силы

(в пропентах от веса)

| Центробежная сила (в г на 1 см ³ воды, т. е. сила тяжести принимается за единицу) | 857 | 1 057 | 1 203 | 1 975 | 2 073 | 2 174 | 2 937 | 3 554 |
|--|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Дюнный песок из Новой Мексикки | 3,0 | 2,8 | 2,9 | 2,8 | 2,6 | — | — | 2,6 |
| Жирный суглинок из Сассафрас | 18,6 | 16,9 | 15,2 | 15,0 | 14,0 | — | — | 12,5 |
| Жирный суглинок из Леонардауна | 18,0 | 16,5 | 15,2 | 13,6 | 14,2 | — | — | 12,1 |
| Тонкий суглинок из Леонардауна | 12,0 | 10,3 | 9,6 | 7,7 | 7,4 | — | — | 6,3 |
| Каменистый суглинок из Хагерстауна | — | — | — | — | — | 16,9 | 15,0 | 14,5 |
| Песчаный суглинок из Хагерстауна | — | — | — | — | — | 12,2 | 11,0 | 9,9 |
| Суглинок из Хагерстауна (1) | — | — | — | — | — | 21,8 | 20,8 | 18,4 |
| Суглинок из Хагерстауна (2) | — | — | — | — | — | 18,3 | 17,5 | 16,5 |
| Силтовый суглинок из Хагерстауна | — | — | — | — | — | 17,9 | 16,5 | 15,8 |
| Плотный суглинок из Хагерстауна | — | — | — | — | — | 31,6 | 25,0 | 17,3 |
| Глинистый суглинок из Хагерстауна (1) | — | — | — | — | — | 24,1 | 23,4 | 21,5 |
| Глинистый суглинок из Хагерстауна (2) | — | — | — | — | — | 26,0 | 25,5 | 24,8 |

валенты влажности были выражены в процентах по весу, и так как удельный вес почв не был приведен, то невозможно перевести эти величины в проценты по объему, что было бы желательно для целей этой книги.

Следующая таблица 19 дает механический анализ большинства почв, эквиваленты влажности которых приведены в предыдущей таблице. Надо заметить, что эффективный диаметр всех этих образцов практически меньше 0,005 мм.

Таблица 19

Механический состав некоторых почв
(в процентах по весу для отдельных фракций)

| | От 2 до 1 мм | От 1 до 0,5 мм | От 0,5 до 0,25 мм | От 0,25 до 0,1 мм | От 0,1 до 0,05 мм | От 0,05 до 0,005 мм | Меньше 0,005 мм | Органиче- ское веще- ство |
|---|-----------------|-------------------|----------------------|----------------------|----------------------|------------------------|--------------------|---------------------------------|
| Каменистый суглинок из Хагерстауна | 2,7 | 4,9 | 3,6 | 7,3 | 14,1 | 45,1 | 22,1 | 1,6 |
| Песчаный суглинок из Хагерстауна | 0,4 | 5,0 | 8,8 | 23,4 | 20,2 | 33,0 | 9,4 | 1,0 |
| Суглинок из Хагерстауна (1) | 2,1 | 3,4 | 3,4 | 6,9 | 12,4 | 57,2 | 14,9 | 1,4 |
| Суглинок из Хагерстауна (2) | 1,0 | 1,8 | 1,4 | 7,4 | 18,6 | 49,9 | 19,7 | 1,0 |
| Силтовый суглинок из Хагерстауна | 0,3 | 0,6 | 1,5 | 9,1 | 10,5 | 60,3 | 17,4 | 1,0 |
| Плотный суглинок из Хагерстауна | 13,1 | 5,1 | 2,0 | 3,8 | 7,9 | 55,5 | 11,7 | 2,6 |
| Глинистый суглинок из Хагерстауна (1) | 1,0 | 2,7 | 2,6 | 6,7 | 10,6 | 61,7 | 14,3 | 2,2 |
| Глинистый суглинок из Хагерстауна (2) | 1,9 | 1,8 | 1,2 | 2,5 | 6,3 | 69,6 | 17,0 | 1,3 |

Бригз и Мак-Лейн дают следующую сводку полученных результатов:

«Были определены эквиваленты влажности более 100 образцов типичных почв. Применялась центробежная сила в 3 000 раз большая, чем сила тяжести. Эти эквиваленты влажности колеблются от 3,6% для грубых песчаных почв до 46,5% для тяжелых глинистых подпочв (возможно от 5 до 50% по объему). Эти наблюдения были обработаны способом наименьших квадратов для определения влияния песка, сита, глины и органического вещества на удержание влаги. Было найдено, что в среднем каждый процент глины или органического вещества в почве соответствовал удержанию 0,62% влаги (по весу), когда почва была подвергнута действию центробежной силы в 3 000 раз большей, чем сила тяжести. Каждый процент сита при одинаковых условиях отвечал удержанию 0,13% влаги, и наконец грубые фракции практически не удерживали влаги при этой силе. Вероятная ошибка этих коэффициентов была довольно высокая... Интересно заметить, что органическое вещество при применявшейся силе имело удерживающую способность не большую, чем глинистые фракции».

В этих выводах термин «глина» применяется для отложений, имеющих диаметр зерен меньше 0,005 мм, а термин «сilt» — для отложений с диаметром зерен от 0,005 до 0,05 мм. Согласно приведенным данным удерживающая сила каждого процента породы с диаметром зерен от 0,05 до 0,25 мм выражается в 0,002% влаги, а удерживающая сила каждого процента породы с диаметром зерен от 0,25 до 2 мм равна 0,022% влаги. Явно ненормально высокая цифра удержания для грубого песка в сравнении с менее грубой фракцией объясняется тем, что характер почв очень изменчив, так что индивидуальные особенности почвы маскируют истинное значение очень малых коэффициентов.

По вопросу о зависимости между эквивалентом влажности и удельным водоудержанием Бригз и Мак-Лейн (87, стр. 1) проводят следующую мысль:

«Этим путем можно уменьшить содержание влаги в почве настолько, что оно будет не больше, чем содержание влаги в почве в благоприятных полевых условиях. Следовательно этим методом можно определить влагоудерживающую способность различных почв, применяя одну и ту же определенную силу, сравнимую по величине с силой, которая действует на влагу в почве в полевых условиях».

В более поздней работе Бригз и Шантц (Shantz, 88) вывели следующую формулу:

$$\begin{aligned} & \text{влагоудерживающая способность} = \\ & = \text{эквивалент влажности} \times 1,57) + 21 \end{aligned}$$

В этой формуле «влагоудерживающая способность» означает удельное водоудержание, определенное при помощи почвенных колонн высотой только в 1 см и выраженное в процентах по весу; эквивалент влажности определен применением центробежной силы, в 1 000 раз превышающей силу тяжести. Так как при опыте были употреблены низкие колонны пород, то величина «влагоудерживающей способности» этой формулы много больше величины истинного удельного водоудержания. Для целей гидрогеологии эта формула следовательно не имеет прямого применения, но она намечает пути для определения удельного водоудержания через эквивалент влажности.

На рисунках 22, 23 и 24, составленных по некоторым результатам опытов Израэльсена, показана зависимость между эквивалентом влажности (в процентах по объему), содержанием воды и пористостью (также в процентах по объему). В грубых почвах, как в сiltовом суглинке (рис. 22), эквиваленты влажности отличаются незначительно от водосодержания, имевшегося четыре дня спустя после ирригации, хотя в среднем эквиваленты влажности несколько выше, чем водосодержание. Для более глинистых почв наблюдается большая разница. В глинистых почвах (рис. 24) эквиваленты влажности значительно превосходят водосодержание, имевшееся четыре дня спустя после ирригации, и даже превышают пористость. По мнению Израэльсена это может зависеть частично от трудности увлажнения непроницаемых глинистых почв, в результате чего величина водосодержания меньше, чем удельное водоудержание, и частично от раз-

личия в объемном весе почвы в поле и в перфорированных чашках центрифуги.

Израэльсен (80, стр. 23—28) следующим образом суммирует свои выводы:

«Напрашивается вывод, что по эквиваленту влажности можно определять максимальную капиллярную способность (удельное водоудержание) почв *in situ*. Из такого малого числа сопоставлений нельзя сделать точных выводов, но можно думать, что эквивалент влажности ближе выражает максимальную капиллярную способность (удельное водоудержание) почвы *in situ*, чем обычные лабораторные определения с нарушенной почвой, как по степени точности, так и по абсолютной величине».

Метод механического анализа

Удельное водоудержание зависит от структуры породы. Поэтому возможен метод вычисления удельного водоудержания несвязных отложений путем производства механического анализа породы.

Удельная водоотдача может быть получена как разность между пористостью и удельным водоудержанием. Бритз и Шантц (88, стр. 68) следующим образом оценивают этот метод:

«Для количественной характеристики состава почвы ее структура принимается во внимание чаще, чем все остальные физические свойства, и к сожалению это представляет наибольшую трудность для интерпретации с точки зрения водоудерживающей способности. Структура количественно выражается при помощи механического анализа, который показывает состав почвы, когда частицы разделены на фракции согласно их размеру. Точность, с какой структура породы может быть выражена механическим анализом, зависит от числа фракций, в которые объединены частицы. Но трудность полного разделения тонких частиц на желаемые фракции ставит практический предел числу фракций. Обычно порода разделяется на семь фракций (89).

Определение способности почв удерживать влагу методом механического анализа усложняется еще тем фактом, что почвы, имеющие высокое содержание глины, могут содержать очень различное количество коллоидального материала, который сильно влияет на влагоудержание. Кроме того частицы, составляющие данную фракцию, могут лежать ближе к одному из пределов фракции, чем к другому, так что данная фракция может не обладать всегда одними и теми же свойствами. Следовательно частицы, составляющие данную фракцию механического анализа, не всегда имеют одинаковую способность удерживать влагу на единицу массы. Возможно также, что удельное водоудержание выделенной фракции будет несколько иным, чем в том случае, когда частицы ее смешаны с частицами других фракций».

Бритз и Шантц (89, стр. 73) выводят следующую формулу по использованию данных механического анализа для определения влагоудерживающей способности:

$$\begin{aligned} & \text{влагоудерживающая способность} = \\ & = (0,03 \text{ песка} + 0,35 \text{ сипта} + 1,65 \text{ глины}) + 21 \end{aligned}$$

В этой формуле термин «песок» относится к процентному содержанию (от сухого веса образца) частиц с диаметром от 2 до 0,05 мм, «силт» — к процентному содержанию частиц с диаметром от 0,05 до 0,005 мм и «глина» — к процентному содержанию частиц с диаметром меньше 0,005 мм.

Термин «влагоудерживающая способность» имеет то же значение, которое было указано на стр. 84, и по принятому в настоящей работе определению обозначает большее количество воды, чем удельное водоудержание. Разность между пористостью и этой величиной даст меньшее значение, чем действительная удельная водоотдача породы.

Удельное водоудержание и следовательно удельная водоотдача могут быть также подсчитаны по кривой, основанной на эффективном диаметре зерен (например по указанной на рис. 25 кривой, составленной по данным Хазена). Этот метод требует определения пористости и механического анализа или другого способа вычисления эффективного диаметра. Некоторые результаты могут быть получены построением кривой для показания взаимоотношения между пористостью и коэффициентом однородности из данных, представленных на рис. 7. Удельная водоотдача может быть также выведена из эффективного диаметра и коэффициента однородности, и обе эти величины могут быть без затруднений выведены из представленных механических анализов, как на рис. 6. Вызывает сомнение, будут ли результаты, выведенные этим путем, достаточно точными для практических целей. В лучшем случае этот метод применим только для несцементированных пород.

ЗОНА АЭРАЦИИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНОВ

Часть твердой земной коры, лежащая над зоной насыщения, может быть названа *зоной аэрации*, потому что ее пустоты в значительной степени заполнены атмосферными газами. Эта зона также содержит большое количество воды, и некоторые из ее самых мелких пустот могут быть полностью заполнены водой. Но вода в зоне аэрации, за временными исключениями, не находится под гидростатическим давлением. Она большей частью удерживается молекулярным притяжением, и, если бы этой силы не существовало, почти вся вода должна была бы опуститься вниз до водного зеркала под действием силы тяжести. Эта вода может быть с полным основанием названа *подвешенной подземной водой*, потому что она поддерживается вопреки действию силы тяжести, подобно тому как тело может быть подвешено на видимой нитке или канате или как маленькие твердые или жидкие частицы удерживаются в атмосфере и маленькие твердые частицы держатся в воде благодаря таким же силам молекулярного притяжения. Она имеет также название *вадозной воды*. Согласно этой классификации в пустотах земли мы имеем воду двух видов — подвешенную подземную воду, или вадозную, которая представляет воду зоны аэрации, и грунтовую воду, или фреатическую, представляющую воду зоны насыщения.

В исключительных случаях имеются две зоны насыщения, из которых верхняя, содержащая грунтовую воду, поддерживается (хотя бы временно) каким-либо относительно водонепроницаемым слоем на уровне, лежащем много выше водного зеркала главного горизонта грунтовых вод. В таких случаях ненасыщенные отложения между верхним и нижним горизонтами грунтовой воды могут быть рассматриваемы как вторая зона аэрации.

Такие условия повидимому часто встречаются в обломочных отложениях долины Сульфур Спринг в Аризоне (90), где верховодка поддерживается ортштейном, залегающим участками, значительно выше главного водного зеркала.

В частях рудничного района Тинтик (72, стр. 29—31, 81—86) в Юта, где изверженные породы лежат на известняке и кварците,

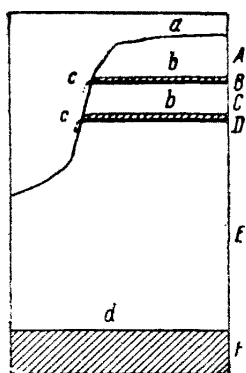


Рис. 28. Разрез у ранчо Капапала, район Кау, Гавайские острова.

Показаны три зоны аэрации — А, С, Е, перемежающиеся с тремя зонами насыщения — В, D, F. (По данным, доставленным В. О. Кларком.)

а — поверхность земли; б — подвешенная водная поверхность; с — источник; d — главная водная поверхность.

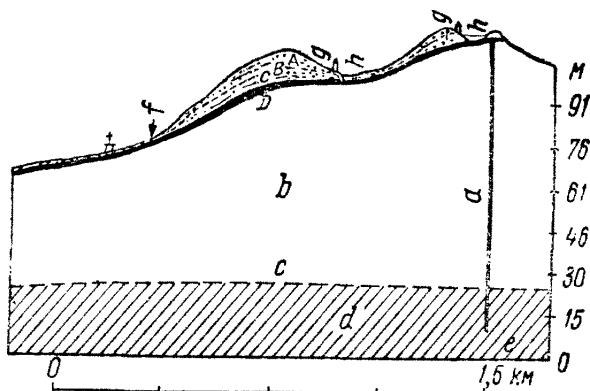


Рис. 29. Разрез в Лонг-Айленде, Нью-Йорк. Показан висячий водный горизонт. (По А. С. Вичу — U. S. Geol. Survey Prof. Paper 44, fig. 25, 1903.)

А — ненасыщенный пласт; В — висячее водное зеркало; С — насыщенные пласты; D — почти непроницаемый тиль. а — глубокая буровая скважина; б — сухие пласты; с — главная водная поверхность; d — насыщенные пласты; е — уровень моря; g — мелкая буровая скважина; h — пруд; f — источник.

существуют две зоны аэрации с промежуточной зоной насыщения. Источники и неглубокие колодцы получают воду из разрушенных изверженных пород и выпелескающих продуктов разрушения, но скважины и рудничные шахты, опущенные в нижележащие известняки и кварциты, не встречают воды и остаются сухими до глубины многих сотен метров. Вся вода, которая достигает известняка и кварцита, опускается на большие глубины, где должна находиться вторая зона насыщения.

На Гавайских островах пласты плотного вулканического пепла на различных горизонтах перемежаются с хорошо проницаемой лавой. Над некоторыми из этих пластов находятся настоящие зоны насыщения, из которых вода поступает в источники и туннели. Эти ви-

сячие водные горизонты лежат в некоторых местах более чем на 300 м выше главной зоны насыщения и отделены от нее очень мощной толщей хорошо проницаемых, но не насыщенных лав, которые не дают воды.

На рис. 28 представлен разрез у ранчо Капалала в районе Кау, где имеются два пласта пепла, в точках *B* и *D*, один на 120 м выше другого. Каждый поддерживает висячий водный горизонт, представляющий истинную зону насыщения, и отдает воду в источники и туннели.

Основная зона насыщения без сомнения находится на сотни метров ниже уровня моря. В этом случае имеются три зоны насыщения, перемежающиеся с тремя зонами аэрации *A*, *C* и *E*.

А. С. Вич (A. C. Veatch) приводит хороший пример висячего водного горизонта в Лонг-Айленде (рис. 29). Ненасыщенные пласты, представляющие вторую зону аэрации, находятся между насыщенными зоной, которая питает глубокий колодец, и насыщенными пластами близ поверхности, которые питают источники и неглубокие колодцы в окрестности.

Временные зоны насыщения часто образуются близ поверхности после сильных дождей (особенно там, где почвы и подпочвы имеют глинистый характер) и весной, пока почва на глубине остается мерзлой.

Подобные условия хорошо знакомы фермерам. Такая временная зона насыщения может лежать значительно выше постоянной зоны насыщения и может быть отделена от нее ненасыщенной почвой или породой. Пока она существует, она имеет настоящее водное зеркало и в других отношениях совершенно сходна с находящейся глубже постоянной зоной насыщения.

МОЩНОСТЬ ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Мощность зоны аэрации в различных пунктах бывает различна в зависимости от разной глубины залегания водного зеркала. В болотистых местностях она фактически отсутствует, так как зона насыщения лежит почти у поверхности. На возвышенных пустынных равнинах, сложенных отложениями гравия, она может иметь несколько десятков или сотен метров мощности, а в гористых пустынных районах, сложенных трещиноватыми и пористыми породами, ее мощность может быть более 300 м. В большинстве влажных областей США и во многих пустынных областях мощность зоны аэрации или глубина водного зеркала меньше 30 м.

Мак-Ги (38, стр. 161—163) сообщил данные по 28 797 колодцам, пройденным в США. По отчетам средняя глубина колодцев до водного зеркала равна 11,3 м. Действительная средняя глубина до водного зеркала без сомнения значительно больше, потому что колодцы очевидно проводятся чаще там, где грунтовая вода находится на небольшой глубине.

Рудники в Томбстоне, Аризона, были сухи до глубины около 150—180 м, но более глубокие выработки могли быть доступны только при откачивании больших количеств воды (90, стр. 115—116). Рудники в Бисби, Аризона, также сухи до большой глубины. Но самые глубо-

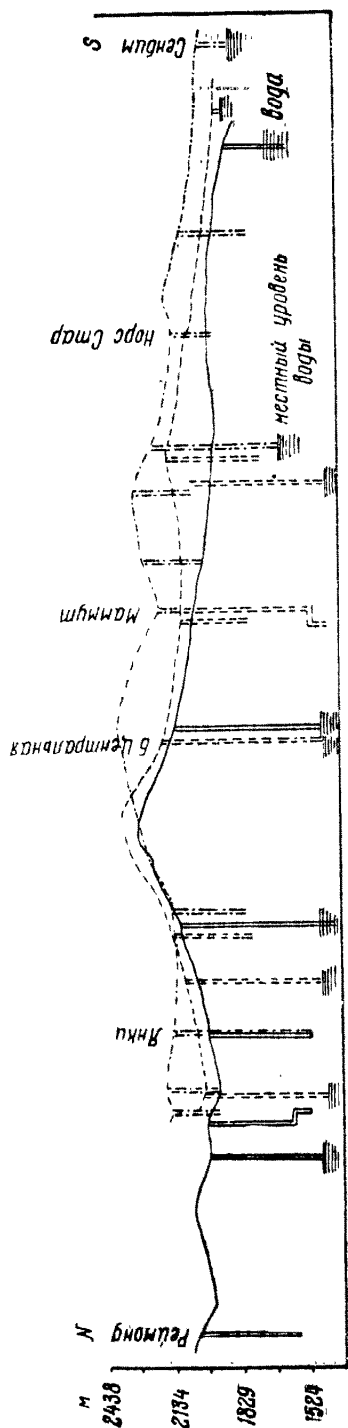


Рис. 30. Разрезы рудного района Тинтик в Юта. Показаны шахты и уровень воды. (По Линдгрену и Лафлину.)

кие рудники этого района нуждаются в интенсивном водоотливе. Рансом (Ransome, 91) сообщает, что в руднике «Лоуэлл» уровень воды был встречен на глубине 335 м ниже поверхности и что после того, как была достигнута эта глубина, потребовалась откачка. В руднике «Юта», который расположен близ Финч-Спрингс в Юта и пройден главным образом в известняках, не было встречено воды до глубины 240 м. В рудничном районе Тинтик в Юта ряд шахт, проведенных в известняках до глубины 550—730 м, сухи или встречают воду только у дна (92). Рудник «Маммут» был почти сухой, когда он достиг глубины 720 м. Но возникает вопрос, зависит ли это от очень низкого уровня воды или отчасти от характера непроницаемости пород. Самые последние данные о глубине уровня воды в районе Тинтик даны на рис. 30, взятом из работ Линдгрена и Лафлина (Loughlin, 92, рис. 16). В некоторых высоких районах Гавайских островов, сложенных проливаемой лавой, водное зеркало лежит на сотни и тысячи метров ниже поверхности.

Обширные площади, на которых зона аэрации имеет малую мощность вследствие того, что водное зеркало лежит близ поверхности, ни в коем случае не являются исключительно характерными для влажных областей США; они встречаются также во многих долинах в пустынных и полупустынных районах Запада. Исследования Бриана (Bryan, 93) показали, что в долине Сакраменто (Калифорния), имеющей 240 км длины и 64 км ширины, грунтовая вода находится на глубине менее 7,6 м на площади, составляющей более четырех пятых этого района. Размер площадей неглубоких вод в типичных долинах Аризоны, Новой Мексики и Невады указан в таблице 20.

Площади (в гектарах), имеющие близкие по мощности зоны аэрации (глубины водного зеркала)

| | 0—3 м | 0—4,5 м | 0,6 м | 0—7,6 м | 0—15 м | 0—30 м |
|--|--------|---------|--------|---------|---------|---------|
| Долина Сульфур-Спринг, Аризона ¹ . . . | — | 39 000 | — | 57 000 | 106 000 | 175 000 |
| Бассейн Туляроза, Новая Мексика ² | — | — | — | 147 000 | 308 000 | 419 000 |
| Долина Биг-Смоки, Невада ³ | 53 000 | — | — | — | 97 000 | 135 000 |
| Долина Степто, Невада ⁴ | 38 000 | — | 55 000 | — | 75 000 | — |

¹ U. S. Geol. Surv. Wat.-Sup. Paper, 320, n. 96.—² U.S. Geol. Surv. Wat.-Sup. Pap. 343, p. 104.—³ U.S. Geol. Surv. Wat.-Sup. Pap. 423, p. 105.—⁴ U. S. Geol. Surv. Wat.-Sup. Pap. 467, p. 38.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Зона аэрации может быть подразделена, в зависимости от нахождения и циркуляции в ней воды, на три пояса — пояс почвенной воды, промежуточный пояс и капиллярную зону. Пояс почвен-

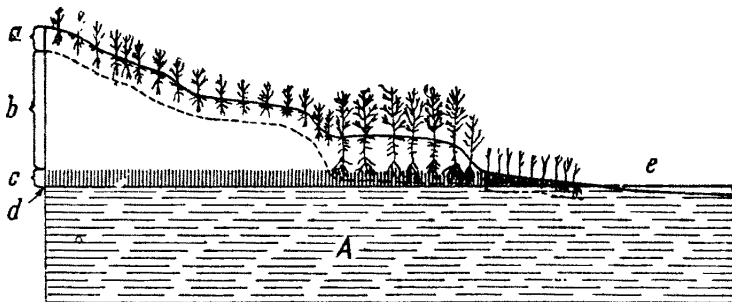


Рис. 31. Схематический разрез, показывающий три пояса зоны аэрации.

A — зона насыщения. a — пояс почвенной воды; b — промежуточный пояс; c — зона капиллярного поднятия (дословно — капиллярная обводка); d — водная поверхность; e — водоём.

ной воды состоит из почв и других образований, которые лежат настолько близко к поверхности, что в заметном количестве могут отдавать воду в атмосферу при посредстве деятельности растений или путем почвенного испарения и конвекции. Капиллярная зона, как уже было объяснено (стр. 35), есть пояс, лежащий непосредственно над водным зеркалом и содержащий воду, поднимающуюся из зоны насыщения, благодаря капиллярным силам. Там, где водное зеркало настолько ниже поверхности, что пояс почвенной воды не протягивается до капиллярной зоны, имеется промежуточный пояс. Эти три подразделения зоны аэрации и их взаимоотношение иллюстрированы на рис. 31. Соответственно этому тройному подразделению зоны аэра-

ции можно выделить три вида подвешенной подземной воды, или вадозной воды: почвенная вода, вода капиллярной зоны и промежуточная вадозная вода.

ПОЯС ПОЧВЕННЫХ ВОД

ХАРАКТЕР И МОЩНОСТЬ ПОЯСА

Почвенная вода может выделяться в атмосферу путем непосредственного испарения из почвы и при посредстве деятельности растений. Испарение происходит только на поверхности или в пустотах, находящихся близ поверхности. Исключения представляют глинистые почвы, которые, высыхая на солнце, образуют большие трещины, и породы, имеющие трещины, сообщающиеся с поверхностью, — в них испарение может происходить со значительной глубины. Вода, испаряющаяся из пустот, переносится в атмосферу воздухом, циркулирующим в верхнем слое почвы. До некоторой степени вода поднимается к испаряющим поверхностям капиллярными силами. Общая глубина под поверхностью, с которой вода в заметном количестве выделяется путем испарения, редко превосходит 1—2 м.

Глубина, с которой корни растений извлекают воду, бывает очень различна — в зависимости от типа растений, от различного рода почвы и от влажности. Обычные травы и полевые злаки извлекают воду с глубины не более 1—2 м; Чилкотт (Chilcott, 94) указывает, что на такую глубину корни уходят нередко. Исследования Бёрра (40, стр. 9) показали, что в происшедшем из лёсса тонком песчаном суглинке в Северной Платте (Небраска) рожь, овес, яровая пшеница и ячмень извлекают воду с глубины от 1,2 до 1,8 м, а озимая пшеница — с глубины от 1,8 до 2 м и что альфальфа, хорошо утвердившись в почве этого типа, может извлекать воду в местах, где водное зеркало отстоит на 6—9 м от поверхности. О соотношениях между характером корневой системы растений и глубиной почвенных вод Кэрней (Keagney) и Шантц говорят следующее (95):

«Характер корневых систем различных растений бывает очень различен. Некоторые виды растений характеризуются корнями, проникающими глубоко в почву, в то время как корни других остаются близ поверхности. Корневая система может в той или иной степени изменяться в зависимости от окружающих условий, особенно от изменения влажности почвы и от структуры почвы. Во время засухи растения часто развивают систему корней таким образом, чтобы впитывать воду из большей, чем обычно, массы почвы. Развитие мелкой или глубокой системы корней зависит в значительной степени от характера почвы и распределения осадков. В тех местах, где вода легко проникает на значительную глубину, растения, имеющие глубокие корни, очевидно обладают преимуществами по сравнению с видами, имеющими мелкие корни: такие корни могут проникать во влажную почву, когда поверхностные слои почвы высыхают. В девственных почвах, имеющих подобное распределение влаги, часто произрастают кустарниковые растения с глубоко уходящими корнями, как например характерный черный шалфей (*Artemisia tridentata*) в районе Грит-Бэйзн. Из культивируемых растений хороший пример такого

приспособления представляет альфальфа с ее длинным главным корнем».

Большие деревья и некоторые виды пустынных растений с глубоко идущими корнями извлекают воду с значительной глубины. Есть свидетельство, что один вид мескита¹ получает воду с глубины 15 м и что другие многолетние растения посылают свои корни до глубины 15 или даже 18 м (96). Этот вопрос будет полно рассматриваться в подготовляемой к печати работе о происхождении, циркуляции и количестве грунтовой воды.

ЗНАЧЕНИЕ ВОДОУДЕРЖИВАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ДЛЯ ЗЕМЛЕДЕЛИЯ

Почвенная вода имеет важное значение для земледелия, так как от этой воды зависит жизнь злаков и ею в значительной степени определяется урожай. Существует много подробных исследований, касающихся содержания воды в почве, условий и количества испарения ее в атмосферу, использования ее растениями, ее циркуляции вверх и вниз, глубины, с какой она впитывается различными видами культивированных растений, и поведения различного рода почв во всех этих отношениях. В агрономии существует обширная литература по всем этим вопросам.

Высокое удельное водоудерживание породы — большая способность удерживать воду вопреки силе тяжести — является убыточным для породы как водопосного горизонта. Оно уменьшает ценность породы в отношении питания колодцев и источников. Но в то же время оно очень повышает ценность ее как почвы: удержанная вода не используется колодцами и источниками, но она большей частью является той водой, которую извлекают растения.

Превосходное доказательство важности, которую имеет для растительности водоудерживающая способность почвы, представляют песчаные дюны во влажных районах. Например, некоторые дюны на южной и восточной сторонах озера Мичиган лишены растительности или допускают произрастание главным образом кактусов и других пустынных растений, а на песчаных холмах Флориды, где средняя величина осадков за год составляет около 1200 мм, могут произрастать лишь кактус «опунция» и испанские «daggers». Песок в этих влажных районах настолько трубочернистый и чистый, что обладает высокой удельной водоотдачей и низким удельным водоудерживанием. Дождь просачивается вниз на недостижимую для растений глубину очень быстро и почти не удерживается песком, так что количество воды, которое могут использовать растения, оказывается меньшим, чем в районе с малым выпадением осадков, но с хорошей почвой. Одним из наиболее важных свойств хорошей почвы является ее структура, которая позволяет удерживать достаточное количество воды.

ВОДА, ИСПОЛЗУЕМАЯ РАСТЕНИЯМИ

В систему корней обыкновенного растения входит большое количество тонких корешков, проникающих во все части почвы, из кото-

¹ Из семейства мимозовых. *Прим. ред.*

рой растение извлекает воду и растворенные минеральные вещества. Эти корешки могут впитывать большое количество воды, но не всю воду, удерживаемую молекулярным притяжением. До некоторой степени почвенная вода подтягивается к корешкам капиллярностью, когда они извлекают воду непосредственно около себя. Но это капиллярное движение происходит медленно, тогда как для жизни и произрастания растений необходимо значительное количество воды. Поэтому растения большей частью посылают корешки в участки почвы, где они могут извлечь достаточно воды, а не ждут, пока вода приблизится к корням действием капиллярности.

Коэффициент увядания (88) почвы определяется как отношение веса воды в почве в тот момент (при постепенном уменьшении запаса почвенной воды), когда листья растения, произрастающего на этой почве, впервые подвергаются прочному увяданию, к весу сухой почвы. Под прочным увяданием понимается такое уменьшение содержания воды в растении, при котором листья не могут возместить недостаток воды из почти насыщенной атмосферы, а требуется прибавление воды в почву. Так как произрастание практически прекращается, когда растение достигает состояния прочного увядания, то коэффициент увядания представляет приблизительно почвенную воду, которой растение не может воспользоваться, а избыток воды в почве в каждое данное время сверх коэффициента увядания представляет воду, используемую растением для роста в это время. Граница между водой используемой и неиспользуемой растениями конечно несколько неопределенна, точно так же как неопределенна граница между гравитационной и удерживаемой породой водой. Свойство почвы удерживать воду, которая может быть использована растениями, измеряется разностью между удельным водоудержанием и коэффициентом увядания.

Коэффициент увядания бывает очень различен для различного рода почв, но он замечательно однообразен для различных видов растений, растущих на одной и той же почве. Этот факт был доказан Бригзом и Шантцем (88, стр. 7, 8, 75, 76), из работы которых приводится следующая выдержка:

«Большое колебание в содержании влаги в различных почвах во время увядания растительного покрова было, повидимому, впервые установлено Заксом (Sachs, 97) в 1859 г. Различие, которое в этом отношении обнаруживают почвы крайних типов, действительно замечательно, колеблясь от 1% для грубого донного песка до 30% или более для наиболее тяжелых глин. Экспериментальная работа Закса была посвящена одному растению. Позднейшие исследователи, расширявшие эту работу, пришли к заключению, что не только почвы очень различаются по степени влагоудержания, но и различные группы растений очень отличаются по своей способности извлекать воду из данной почвы. Так, экспериментальные работы Гэна (Gain, 98), Гейнриха (Heinrich, 99), Хэдджкока (Hedgcock, 100) и Клемента (Clements, 101) указывают на значительное колебание в содержании влаги в почве во время увядания различных растений. Это явление названные исследователи объясняют тем, что одни растения используют влагу в данной почве в меньшем количестве, чем другие растения: иными словами, различные виды растений могут служить по-

казателем количества неиспользованной ими влаги. Такой взгляд является общепринятым в основных работах по физиологии и экологии растений.

Различие, обнаруживаемое растениями в этом отношении, рассматривалось как важный фактор в сопротивляемости засухе, так как предполагалось, что добавочной воды в количестве, достаточном для одних растений, чтобы не погибнуть во время засухи, для других растений недостаточно, и эти растения засыхают. Разделяя вначале эту точку зрения, авторы настоящей книги проделали большую серию определений для ряда растений, включая дикорастущие растения из полупустынных и пустынных районов, с целью выяснить различия в способности довольствоваться тем или иным содержанием влаги в почве до того, как наступает прочное увядание. Результаты этих исследований привели нас к заключению, что различные растения проявляют гораздо меньше колебаний в этом отношении, чем это до сих пор предполагалось, и что эти колебания совершенно незначительны по сравнению с изменением влагоудерживающей способности различных почв.

Определения коэффициента увядания были сделаны для 20 почв, различающихся в пределах от песков до глин. При этой работе, включающей около 1300 определений, было исследовано большое число различных злаков, а также много дикорастущих растений из Великой равнины.

Полученные результаты показывают, что в отношении содержания влаги в почвах, при котором начинается прочное увядание, между различными видами растений существует лишь очень небольшое различие. При среднем коэффициенте увядания равном 100 крайние цифры для различных исследованных видов (исключая *Colocasia* и *Isoetes*) будут 92 для японского риса и 106 для одной разновидности ржи. Большинство исследованных видов и разновидностей различается значительно меньше, чем вышеупомянутые. При таком же среднем коэффициенте главные агрономические культуры дали следующие значения, полученные при комбинировании различных разновидностей: маис — 103, пшеница — 99, овес — 99, индийская пшеница — 98, просо — 97, ячмень — 97, рожь (только одна разновидность) — 94, рис — 94, травы — 97 и овощи — 101.

Таким образом можно вывести заключение, что эти различия, обнаруживаемые культурными растениями в отношении способности уменьшать содержание влаги в почве до начала увядания, так малы, что не имеют практического значения при выборе злаков для полупустынных районов. Кроме того можно думать, что наблюдавшиеся легкие различия в значительной степени зависят не от способности одной разновидности растений извлекать большее количество почвенной влаги, чем другая, а от более совершенного распределения корней в одной разновидности по сравнению с другой.

Поэтому устойчивость некоторых растений против засухи нельзя объяснять их способностью извлекать из почвы большее количество влаги».

Названные исследователи выработали следующую формулу (88, стр. 77), показывающую взаимоотношения коэффициента увядания и других свойств почвы:

$$\text{коэффициент увядания} = \frac{\text{эквивалент влажности}}{1,84}$$

$$= \frac{\text{влагоудерживающая способность} - 21}{2,90}$$

$$= 0,01 \text{ песка} + 0,12 \text{ силта} + 0,57 \text{ глины}$$

В этой формуле термины «влагоудерживающая способность», «песок», «силт» и «глина» имеют то же значение, какое дано им на стр. 84. Авторы приводят также вычисленный возможный процент ошибки, который можно ожидать для каждого уравнения.

Эти уравнения основаны отчасти на данных, приведенных в таблицах 21 и 22 (88, стр. 60, 68):

Таблица 21

Зависимость между коэффициентом увядания и эквивалентом влажности почв
Составили Бригз и Шантц; коэффициент увядания и коэффициент влажности даны в процентах от веса сухой почвы

| № образца | Тип почвы | Эквивалент влажности | Коэффициент увядания | | Отношение эквивалента влажности к коэффициенту увядания |
|-----------|------------------------------------|----------------------|----------------------|---------|---|
| | | | Число определенных | Среднее | |
| 1 | Грубый песок | 1,55 | 11 | 0,86 | 1,81 |
| 7 | " " | 1,55 | 59 | 1,03 | 1,51 |
| 87 | Песок | 2,48 | 8 | 1,23 | 2,01 |
| 2 | Тонкий песок | 4,66 | 18 | 2,6 | 1,79 |
| 8 | " " | 5,5 | 42 | 3,03 | 1,82 |
| 9 | " " | 6,74 | 44 | 3,76 | 1,79 |
| 80 | Песчаный суглинок | — | 15 | 4,2 | — |
| 3 | " " | 9,7 | 14 | 4,8 | 2,02 |
| 10 | " " | 12 | 46 | 6,3 | 1,91 |
| 82 | " " | 14,5 | 11 | 7,8 | 1,86 |
| 4 | Тонкий песчаный суглинок | 18,1 | 36 | 9,3 | 1,95 |
| 30 | То же | 18,5 | 418 | 9,7 | 1,91 |
| 26 | Песчаный суглинок | 18,6 | 64 | 8,84 | 2,10 |
| 12 | Суглинок | 18,9 | 45 | 10,4 | 1,82 |
| 86 | Глинистый суглинок | 23,3 | 9 | 13,4 | 1,74 |
| 78 | Суглинок | 23,8 | 34 | 12,7 | 1,87 |
| 5 | " " | 25,0 | 13 | 13,9 | 1,80 |
| 13 | Глинистый суглинок | 27,4 | 55 | 14,8 | 1,86 |
| 14 | " " | 29,3 | 33 | 17,1 | 1,71 |
| 6 | " " | 30,2 | 16 | 16,3 | 1,85 |
| P | Тяжелые глинистые почвы | 31,9 | 3 | 16,8 | 1,89 |
| Q | То же | 40,2 | 2 | 22,2 | 1,82 |
| R | " " | 43,5 | 3 | 23,3 | 1,86 |
| S | " " | 44,9 | 2 | 24,2 | 1,85 |
| T | " " | 45,7 | 3 | 25,9 | 1,78 |
| U | " " | 48,8 | 3 | 25,7 | 1,90 |
| V | " " | 52,4 | 3 | 27,4 | 1,91 |
| W | " " | 56,2 | 3 | 30,4 | 1,84 |
| X | " " | 57,0 | 3 | 30,9 | 1,84 |

Зависимость между коэффициентом усадки и механическим составом почв
Составили Бригз и Шантц; механический состав и коэффициент усадки даны
в процентах от веса сухой почвы

| № образца | Тип почвы | Грубый песок | Тонкий песок | Силт (от 0,05 до 0,005 мм) | Глина (меньше 0,005 мм) | Коэффи- циент увады- ния |
|-----------|---|-----------------|-----------------|----------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|
| 7 | Грубый песок | 60,4 | 37,1 | 0,8 | 1,6 | 0,9 |
| 2 | Тонкий песок | 28,2 | 64,4 | 4,7 | 3,9 | 2,6 |
| 8 | " " | 35,4 | 55,1 | 4,8 | 4,5 | 3,3 |
| 9 | " " | 29,9 | 56,7 | 5,0 | 8,2 | 3,6 |
| 3 | Песчаный суглинок | 33,1 | 50,0 | 8,6 | 7,5 | 4,8 |
| 4 | Тонкий песчаный су- глинок | 2,8 | 59,8 | 30,2 | 6,9 | 9,7 |
| 12 | Суглинок | 3,4 | 55,5 | 21,8 | 19,1 | 10,3 |
| A | Песчаный суглинок | 32,4 | 28,8 | 26,7 | 11,8 | 9,9 |
| B | Тонкий песчаный су- глинок | 15,8 | 42,4 | 28,7 | 12,9 | 10,8 |
| C | То же | 19,2 | 35,6 | 30,6 | 14,7 | 11,6 |
| 5 | Суглинок | 2,0 | 48,8 | 37,7 | 12,3 | 13,91 |
| D | " " | 3,6 | 35,2 | 41,4 | 14,4 | 15,2 |
| 14 | Глинистый суглинок | 5,1 | 27,0 | 35,2 | 32,5 | 16,2 |
| E | " " | 3,2 | 43,7 | 45,1 | 17,1 | 16,5 |
| 6 | " " | 4,4 | 20,5 | 52,6 | 22,0 | 16,3 |

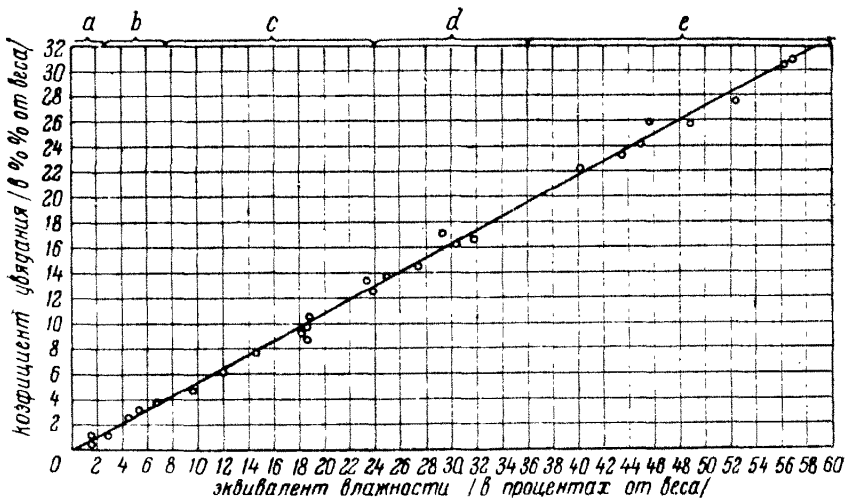


Рис. 32. Диаграмма зависимости между коэффициентом усадки и эквивалентом влажности для 28 типов почвы, состав которой колеблется от грубого песка до очень тяжелой глины. (По Бригзу и Шантцу.)

a — грубый песок; b — тонкий песок; c — песчаный суглинок; d — глинистый суглинок;
e — тяжелая глинистая почва.

Зависимость между коэффициентом увядания и эквивалентом влажности для широкого ряда почв, приведенных выше в таблице, показана при помощи прямой на рис. 32, а зависимость между коэффициентом увядания и различными другими свойствами для более

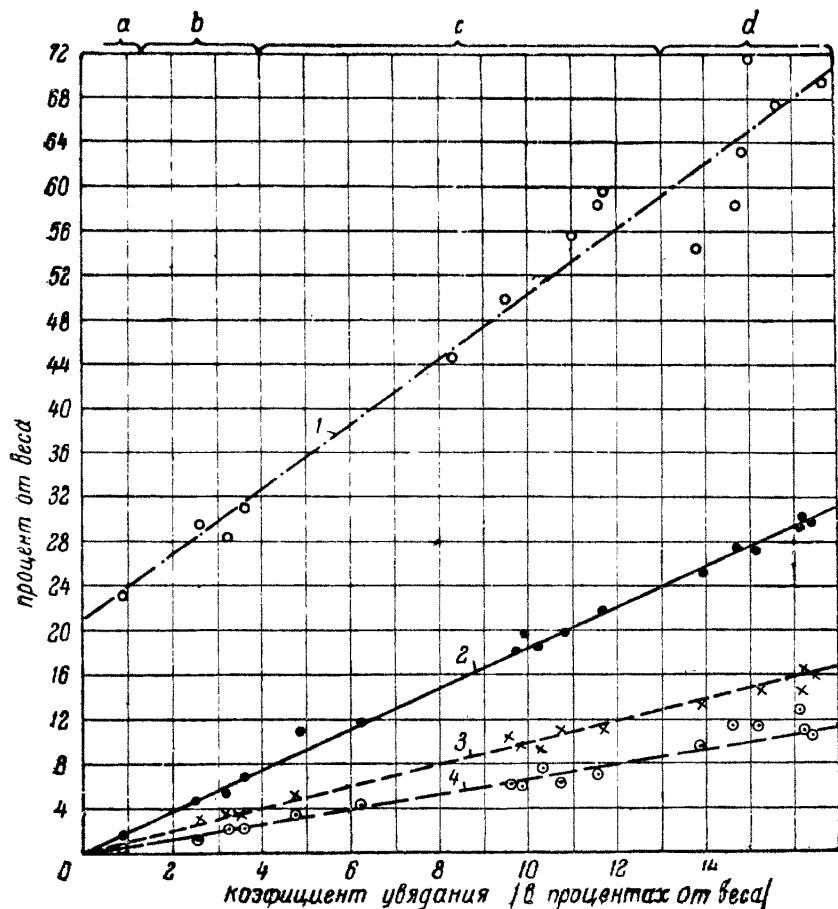


Рис. 33. Диаграмма зависимости между коэффициентом увядания и некоторыми другими свойствами почв. Влагоудерживающая способность (по определению на стр. 81) представляет большую величину, чем истинное удельное водоудержание.

a — грубый песок; *b* — тонкий песок; *c* — песчаный суглинок; *d* — глинистый суглинок; 1 — влагоудерживающая способность; 2 — эквивалент влажности; 3 — механические анализы; 4 — коэффициент гигроскопичности при 20° С.

Прерывистая линия „механические анализы“ показывает коэффициент увядания, вычисленный по формуле для песка, сита и глины, приведенной на стр. 35. Она приведена только для того, чтобы показать степень точности, какую можно ожидать при этом косвенном методе определения коэффициента увядания.

ограниченного ряда почв показана такими же прямыми на рис. 33. На этих двух рисунках приведены данные, по которым построены прямые, и таким образом можно судить о степени точности прямых и уравнений.

ГИГРОСКОПИЧЕСКАЯ И ДРУГАЯ ВОДА, НЕДОСТУПНАЯ ДЛЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАСТЕНИЯМИ

После того как наступило прочное увядание, почва все еще содержит некоторое количество воды. Эта оставшаяся вода так крепко удерживается почвой, что не только она не может питать колодцы и источники, но ею не могут пользоваться и растения. Часть воды, которую растения не могут использовать для произрастания, может испариться, но часть воды остается в почве даже после полного испарения. Эта последняя остающаяся вода называется *гигроскопической водой*. Она находится в состоянии равновесия с водяным паром, имеющимся в атмосфере, так как, если действительно сухая почва приходит в соприкосновение с атмосферой, она впитывает некоторое количество влаги, которая и является гигроскопической водой.

Бригз и Шантц (88, стр. 8—9) нашли, что растение может продолжать впитывать воду из почвы даже после того, как наступило прочное увядание, и таким образом продолжать жить, хотя и не быть способным расти. Они показывают, что эта потеря воды из почвы в воздух происходит через ткани растения даже после смерти растения и, повидимому, ограничивается только установлением равновесия между почвой и воздухом. В период умирания растение служит просто средством передачи воды, и хотя скорость потери воды почвой уменьшается, конечный результат оказывается таким же, как если бы воздух и почва находились в непосредственном контакте. Относительно функционирования растений в период умирания они дают следующее объяснение:

«Так как произрастание практически прекращается, когда растения находятся в состоянии прочного увядания, то всякое уменьшение влаги в почве ниже определенной величины составляет действительный дефицит, который должен быть возмещен, прежде чем произрастание какого-либо растения может возобновиться. Этот дефицит может произойти путем непосредственного испарения из почвы в воздух или путем испарения через посредство растения, находящегося в увядшем или умирающем состоянии. Прочное увядание растения не прекращает движения воды из почвы в воздух через растение. Оно просто отвечает точке на кривой влажности, соответственно которой силы, сопротивляющиеся дальнейшему выделению почвенной влаги, превосходят осмотическую силу, проявляемую клетками растений. При таких условиях испарение будет превосходить поглощение, т. е. часть испаряемой воды будет добавляться из запасов в тканях листьев, и в результате произойдет потеря влаги».

Следующее описание гигроскопического состояния взято из работы Бригза (20, стр. 11—12).

«Большинство твердых веществ в обычных атмосферных условиях конденсирует на своей поверхности небольшое количество влаги. Эта влага так прочно удерживается силой сцепления, что только длительным нагреванием при температуре выше точки кипения воды ее можно полностью удалить. В некоторых почвах присутствие гигроскопической влаги очень заметно вследствие большой величины поверхности зерен почвы. Воздушно сухие образцы, в которых исчезла вся видимая влага, при обыкновенных атмосферных условиях все еще

содержат влагу в гигроскопической форме, количество которой в некоторых почвах доходит до 8—10% от сухого веса...

Если почва подвергается влиянию насыщенной атмосферы, то не представляется невозможным, что вода будет конденсироваться в наиболее мелких капиллярных пустотах. Лорд Кельвин (Kelvin, — см. Maxwell, 102) показал, что такая мельчайшая капиллярная поверхность способна конденсировать влагу даже в условиях испарения. Следовательно некоторые капиллярные пустоты способны удерживать очень малое количество воды в тех условиях, когда более крупные пустоты будут ее испарять.

Таким образом некоторое количество воды удерживается в почве капиллярными силами в условиях, когда, казалось бы, вся содержащаяся вода должна была быть чисто гигроскопической по своей природе.

Природа этой тонкой пленки, которая образует гигроскопическую влагу, точно не выяснена. Возможно, что она равномерно распространяется по поверхности зерен независимо от их формы или природы, или же она может быть прерывистой, покрывая поверхность лишь местами, и зависит до некоторой степени от формы и природы зерна. Казалось бы правильным предположить, что количество удерживаемой таким образом влаги пропорционально поверхности зерен, но этот вывод лишь в очень общем виде подтверждается данными, приведенными в таблице 23 (на стр. 100). В объяснение этого Лаффридж (Laughridge) замечает, что глины могут рассматриваться как очень сложные вещества, не только состоящие из очень тонких частиц, но и представляющие соединения с гидратами окисей железа, алюминия и кремния и с тумусовыми гидратами, существующими в почве в очень разнообразных количествах. Если даже присутствие этих гидратов не влияет непосредственно на гигроскопическую воду в почве, то разложение их при высокой температуре (которую необходимо поддерживать для того, чтобы оторвать гигроскопическую влагу) должно представлять нарушающий фактор в определении содержания гигроскопической воды. С другой стороны, следует помнить, что механический анализ почвы дает лишь в очень общих чертах представление о суммарной поверхности зерен в почве и что почва в условиях насыщенной атмосферы может впитать значительное количество влаги, не являющейся строго гигроскопической водой».

Термин *коэффициент гигроскопичности* применяется для количественного выражения способности почвы удерживать гигроскопическую воду. Он представляет процентное количество воды в почве, которая, будучи в сухом состоянии, подвергалась влиянию насыщенной атмосферы и находилась в этой атмосфере при постоянной температуре, пока не поглотила весь атмосферный водяной пар, какой она была способна поглотить (103). Когда такая почва приходит в соприкосновение с атмосферой, имеющей меньшую относительную влажность, она должна потерять часть этой гигроскопической воды путем испарения. Термин «коэффициент гигроскопичности» введен Хильгардом в 1874 г., но самый метод определения этой величины был разработан им в 1859 г. Идея о производстве таких определений возникла у Шубера еще в 1830 г. Ольвэй, Клайн и Мак-Доль (104) дают полный исторический обзор этого вопроса и описание метода

Хильгарда; в своей работе они приводят также и библиографию по этому вопросу.

Коэффициент гигроскопичности имеет значение в двух отношениях. Он в общем виде выражает относительную тонкость материала, исполняя в этом отношении одинаковую функцию с эффективным диаметром (действующей величиной) зерна (см. стр. 11). Он также дает некоторое представление о количестве почвенной воды, доступной для использования растениями, или, вернее, о способности почвы удерживать доступную для растений воду. Разность между удельным водоудержанием и коэффициентом гигроскопичности дает приблизительно способность почвы удерживать полезную для растений воду, хотя, согласно выводам Бригза и Шантца, эта способность ближе выражается разностью между удельным водоудержанием и коэффициентом увядания.

Таблица 23 (из работы Лаффриджа, 105) дает коэффициент тигроскопичности почв различной структуры. Приведенные в таблице значения были получены при оставлении на 24 часа очень тонкого слоя почвы в условиях насыщенной атмосферы при постоянной температуре.

Т а б л и ц а 23

Коэффициент гигроскопичности почв различных типов

| Название и характер почвы | Коэффициент гигроско- пичности (в % от веса) | Механические анализы (в %) | | Химические анализы (в %) | |
|--|---|-------------------------------|---------------------|-----------------------------------|---------------------------|
| | | Глина | Глина до 0,25 мм | Раство- римые сили- каты | Гидрат окиси железа |
| Песчаная почва: | | | | | |
| песчаная почва | 0,8 | 2,8 | 5,2 | — | — |
| " " | 1,2 | 2,6 | 8,9 | — | — |
| почва низменности Gila | 3,5 | 3,2 | 8,7 | 8,9 | 7,4 |
| Суглинок: | | | | | |
| почва равнин | 4,9 | 10,5 | 34,9 | 16,5 | 6,6 |
| гранитная почва | 5,9 | 11,9 | 32,8 | 21,0 | 6,2 |
| осадочная почва | 9,2 | 12,1 | 55,6 | 25,1 | 7,3 |
| Глина: | | | | | |
| щелочная почва | 2,6 | 26,1 | 54 | — | — |
| аллювиальная почва . . . | 10,3 | 31,5 | 76,8 | 20,7 | 9,1 |
| красная вулканическая почва | 11,1 | 29,8 | 61,2 | 34,3 | 12,0 |
| красная горная почва . . | 13,7 | 52,2 | 67,9 | 26,9 | 29,7 |
| красная почва | 14,2 | 24,8 | 57,1 | 54,0 | 9,5 |
| черная глина | 14,5 | 32,6 | 74,0 | 23,3 | 7,7 |

Как уже упоминалось, эта таблица показывает, что коэффициент гигроскопичности возрастает с тонкостью зерна. Поэтому он, так же как и удельное водоудержание, изменяется в зависимости от структуры. Это несомненно должно быть справедливым, так как коэффи-

коэффициент гигроскопичности представляет значительную часть удельной водоудерживающей способности, обусловленной в обоих случаях молекулярным притяжением стенок пустот. В связи с этим важно отметить тот факт, что количество воды для использования растениями не увеличивается в такой же степени, как удельное водоудержание, так как с увеличением удельного водоудержания увеличивается количество воды, недоступной для использования.

Метод Хильгарда для прямого определения коэффициента гигроскопичности заключает в себе трудности в отношении поддержания постоянной температуры в комнате, где помещены ящики с поглощающей почвой, и в отношении поддержания атмосферы в этих ящиках в состоянии полного насыщения. Для упрощенного определения этой величины Бригз и Шантц (88, стр. 73) предложили косвенные методы, примененные Ольвэйем и другими. Таблица 24 дает результаты, полученные Бригзом и Шантцем для эквивалента влажности (88, стр. 72) и коэффициента гигроскопичности для различных почв. На рис. 34 те же данные представлены графически.

Таблица 24

Зависимость между эквивалентом влажности и коэффициентом гигроскопичности, полученными при определениях Бригза и Шантца¹

| № образца | Тип почвы ² | Эквивалент влажности (в % от веса) | Коэффициент гигроскопичности (в % от веса) | Отношение эквивалента влажности к коэффициенту гигроскопичности | Разность между эквивалентом влажности и коэффициентом гигроскопичности |
|-----------|------------------------------------|---------------------------------------|---|---|--|
| 7 | Грубый песок | 1,6 | 0,5 | 3,20 | 1,1 |
| 2 | Тонкий песок | 4,7 | 1,5 | 3,13 | 3,2 |
| 8 | " " | 5,5 | 2,3 | 2,3 | 3,2 |
| 9 | " " | 6,7 | 2,3 | 2,9 | 4,4 |
| 3 | Песчаный суглинок | 9,7 | 3,5 | 2,77 | 6,2 |
| 10 | " " | 11,9 | 4,4 | 2,70 | 7,5 |
| 4 | Тонкий песчаный суглинок | 13,1 | 6,5 | 2,78 | 11,6 |
| 12 | Суглинок | 18,9 | 7,8 | 2,42 | 11,1 |
| A | Песчаный суглинок | 19,6 | 6,3 | 3,11 | 13,3 |
| B | Тонкий песчаный суглинок | 19,0 | 6,6 | 3,01 | 13,3 |
| C | " " | 22,1 | 7,5 | 2,94 | 14,6 |
| 5 | Суглинок | 25,0 | 9,8 | 2,55 | 15,2 |
| D | " " | 27,0 | 9,6 | 2,81 | 17,4 |
| 13 | Глинистый суглинок | 27,4 | 11,8 | 2,32 | 15,6 |
| 14 | " " | 29,3 | 13,2 | 2,22 | 16,1 |
| E | " " | 30,0 | 11,2 | 2,68 | 18,8 |
| 6 | " " | 30,2 | 11,4 | 2,65 | 18,8 |
| | Среднее ³ | — | — | 2,71 | — |

¹ Op. cit. 88, pp. 57, 65.

² Механические анализы этих почв приведены в таблице 22, стр. 56.

³ Исключая №№ 7 и 2.

На основании этих исследований, авторы (88, стр. 73) выработали следующие формулы, в которых термины «влагоудерживающая способность», «песок», «силт» и «глина» имеют значения, указанные на стр. 84 (88):

Коэффициент гигроскопичности = коэффициенту увядания $\times 0,68 =$ эквиваленту влажности $\times 0,37 =$ (влагоудерживающая способность — 21) $\times 0,234 = 0,007$ песка + 0,082 силта + 0,39 глины.

Применяя эти формулы при исследовании других почв, Ольвей и Руссель (Russel, 106) пришли к следующим выводам:

«Коэффициент гигроскопичности в большинстве случаев может быть высчитан по эквиваленту влажности с достаточной для определения влажности почвы степенью точности. Но для некоторых типов почвы отношение так сильно расходится с данными Бригза и Шантца, что

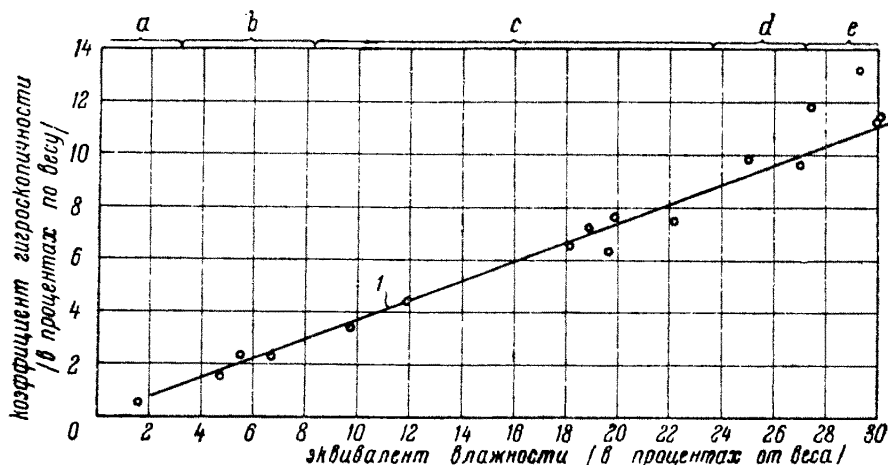


Рис. 34. Диаграмма зависимости между коэффициентом гигроскопичности и эквивалентом влажности почв с различной структурой. (Построена на основании данных Бригза и Шантца.)

a — грубый песок; b — тонкий песок; c — песчаный суглинок; d — суглинок; e — глинистый суглинок; линия 1 — среднее отношение 2,71.

неосмотрительное пользование этой величиной представляется недопустимым. Прежде чем пользоваться этим косвенным методом определения коэффициента гигроскопичности при изучении влажности почвы, следует экспериментальным путем выяснить это отношение для каждого типа исследуемой почвы. Присутствие значительного количества органического вещества в общем повышает величину отношения эквивалента влажности к коэффициенту гигроскопичности».

На рис. 35 использованы те же данные, что и на рис. 28, но они изображены таким способом, чтобы показать отношение разности между эквивалентом влажности и коэффициентом гигроскопичности к эквиваленту влажности и к структуре почвы. Эта диаграмма имеет то значение, что по ней можно в грубом приближении определять способность почв, обладающих различной степенью тонкости, содержать воду, доступную для использования растениями. Поскольку

эквивалент влажности представляет удельное водоудержание, а коэффициент гигроскопичности представляет воду, недоступную для использования растениями; разность представляет способность почвы удерживать воду, доступную для использования растениями. Как выше было указано, эти допущения иногда оказываются далекими от истины, но они достаточно точны для того, чтобы можно было сделать общее заключение, что способность удерживать воду, доступную для использования растениями, увеличивается с увеличением тонкости зерна, пока не достигнута тонкость глинистого суглинка.

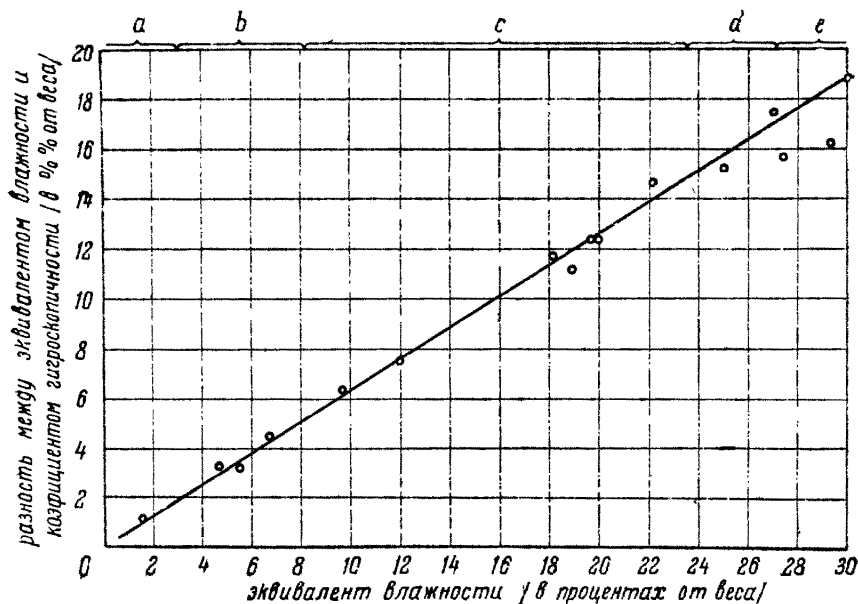


Рис. 35. Диаграмма, показывающая отношение эквивалента влажности к разности между эквивалентом влажности и коэффициентом гигроскопичности в почвах с различной структурой. (По данным Бригза и Шантца.)

a — грубый песок; b — тонкий песок; c — песчанистый суглинок; d — суглинок; e — глинистый суглинок.

Проблема запаса в почве воды, доступной для использования растениями, осложняется конечно другими факторами, имеющими практическую важность; такими факторами являются например скорость, с какой дождевая или ирригационная вода просачивается в почву, и способность корешков проникать в мелкие пустоты.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ ПОЯС

Пространство между нижней границей пояса, из которого вода может выделяться в атмосферу путем испарения и при посредстве деятельности растений, и верхней границей капиллярной оболочки образует *промежуточный пояс*. Этот пояс имеет большую мощность в тех местах, где водное зеркало залегает глубоко, и малую там, где

водное зеркало находится близко к поверхности (в последнем случае промежуточный пояс может совсем отсутствовать). Мощность пояса почвенных вод и капиллярной оболочки зависит от определенных местных условий. Границы пояса почвенных вод зависят от характера растительного покрова и структуры породы или почвы, а мощность капиллярной оболочки зависит только от структуры породы или почвы. Промежуточный пояс от этих условий не зависит. Он представляет остальную часть зоны аэрации.

Если в каком-либо месте в землю просачивается больше воды, чем может удержать пояс почвенных вод, избыток воды увлекается силой тяжести к более глубоким горизонтам, и часть его может достигнуть водного зеркала и пополнить запас грунтовой воды. Но часть воды, повидимому, удерживается молекулярным притяжением в промежуточной зоне. Согласно законам капиллярности (рис. 36), вода, попадающая в этот пояс, вероятно втягивается наиболее мелкими пустотами и удерживается там вопреки силе тяжести. Теоретически представляется невероятным, чтобы вода, находящаяся на значитель-

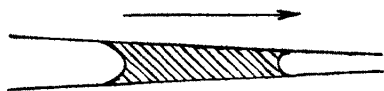


Рис. 36. Схематическое изображение воронкообразной капиллярной трубки, показывающее направление результирующего капиллярного притяжения.

ной глубине ниже уровня, достигаемого корнями растений, могла подтягиваться вверх в пределы их досягаемости даже в периоды сильных засух, хотя некоторые авторы поддерживают мнение, что вода действием капиллярности втягивается кверху с неопределенной глубины (см. литературу: 32—45). Так как вода, вероятно, не возвращается на поверхность из промежуточного пояса, то можно думать,

что этот пояс, через который просачивается опускающаяся вода, повсюду наполнен водой до предела его водоудерживающей способности.

Так как вода промежуточного пояса недоступна для использования растениями и не питает колодцев и источников, то ей уделялось очень мало внимания со стороны как гидрогеологов, так и агрономов. Там, где вода употребляется в процессе бурения, нет возможности определять содержание воды в этом промежуточном поясе. Некоторые общие наблюдения делались при рытье или бурении довольно глубоких колодцев и опускании шахт для других целей, когда проходка велась без помощи воды. Легко можно сделать специальные определения на образцах, взятых при таких проходках.

Относительно пород, вынимаемых выше водного зеркала для производства цемента, Эккель (Eckel, 107) утверждает, что содержание воды в твердых известняках обычно колеблется от 0,5 до 3% (по весу), но редко превышает 3%; содержание воды в меловых известняках может составлять 5%, за исключением длительных периодов дождливой погоды, когда оно может доходить до 20%. Эккель утверждает далее, что содержание воды в глинах может колебаться приблизительно от 1% в воздушно-сухих глинах до 30% в свежесвынутых глинах и что содержание воды в сланцеватых глинах редко превышает 10%. (Все эти величины выражены в процентах от веса сухой породы.) Можно думать, что в промежуточном поясе породы являются большей

частью несколько влажными, но не содержат такого количества воды, какое они способны удерживать молекулярным притяжением.

ОТНОШЕНИЕ ПОЯСА ПОЧВЕННЫХ ВОД К ЗОНЕ НАСЫЩЕНИЯ

В тех случаях, когда водное зеркало находится так близко к поверхности, что некоторые виды растений могут посылать свои корни в капиллярную оболочку, эти растения впитывают и утилизируют ее воду (см. рис. 29). Как только часть воды капиллярной оболочки извлекается, вода из зоны насыщения втягивается действием капиллярности на ее место. Таким образом может создаться непрерывный процесс, благодаря которому растения снабжаются водой из зоны насыщения, и большое количество грунтовой воды выделяется в этом случае в атмосферу. Некоторые виды растений обычно посылают свои корни к капиллярной оболочке и питаются грунтовой водой (43, стр. 95—100). Растения этого типа автор предлагает называть *фреатофитами* (52, стр. 333); слово это имеет греческий корень и означает «колодезное растение». Фреатофитом является растение, которое подобно колодезю добывает грунтовую воду. Эти растения значительно более распространены и имеют наиболее характерные особенности в пустынных районах, где запасы воды более скудны, чем во влажных районах, где почва даже значительно выше водного зеркала большей частью содержит достаточное количество доступной воды. Наиболее распространенными из фреатофитов пустынных районов западной части США являются: *Distichlis spicata*, *Sarcobatus vermiculatus*, *Prosopis*, *Shepherdia*, *Chrysothamnus graveolens*, *Anemopsis californica*, *Spirostachys occidentalis*, *Phragmites communis*, *Elymus condensatus*, *Sporobolus airoides*. Деревья, питающиеся в значительной степени грунтовой водой в пустынных районах, — это береза, ива, хлопковое дерево, смоковница и некоторые виды пальм. Дикая роза в пустынных районах также в значительной степени живет грунтовой водой. Большинство этих растений будет хорошо расти также в условиях обильной воды (например в областях, где практикуется ирригация), но многие из них приспособлены для добывания грунтовой воды, и, если условия не изменены человеком, растения почти неизменно связаны с грунтовой водой.

Там, где водное зеркало находится на очень небольшой глубине, грунтовая вода поднимается действием капиллярности так близко к поверхности, что испарение происходит прямо из почвы, и грунтовая вода уходит в атмосферу без посредства растений. Если зона аэрации имеет очень малую мощность, растения должны или протянуть свои корни в зону насыщения, или приспособиться получать воду из очень тонкого пояса почвенных вод (см. рис. 31). В этих условиях могут процветать только некоторые виды растений. В тех случаях, когда зона насыщения достигает поверхности, грунтовая вода просачивается и образует потоки и водоемы.

ПОДЗЕМНЫЙ ЛЕД

В обширных арктических и субарктических районах вода в пустотах находится в твердом состоянии до большой глубины и летом

оттаивает до глубины лишь около 1—2 м. В зоне мерзлоты встречаются также многочисленные участки чистого льда различных размеров и формы (108). Относительно распределения и глубины вечной мерзлоты в Аляске Брукс (Brooks, 109) говорит следующее:

«Широкое распространение зоны мерзлоты является для этого субполярного района даже более характерным, чем слабое проявление эрозии. Многочисленные выемки при разработке россыпей показали, что вечная мерзлота распространяется до большой глубины, начинаясь на глубине 46 или 60 см под поверхностью; в аллювии мерзлота распространяется до коренной породы. В Клондайке аллювий оказался мерзлым до глубины около 60 м. В Фербенксе вечная мерзлота во многих местах распространилась до глубины более 60 м, а самая глубокая из проведенных шахт прошла 97 м по замёрзшему аллювию. На полуострове Сьюард (Seward) многие скважины, проведенные в вечно мерзлом аллювии, имеют более 23 м глубины, а одна имеет глубину почти 60 м. Все эти шахты расположены в различных частях долин, но во многих местах подземный лёд находится на северных склонах на глубине 0,3—0,6 м под поверхностью. Часть почвы района не является мерзлой; причины этого не выяснены. В некоторых рудничных выработках были встречены подземные воды, наносившие ущерб работе, но по видимому это представляет исключительное явление».

В 1828 г. Шергиным в Сибири около Якутска на широте 62° была проведена в мерзлых породах шахта до глубины около 30 м с целью найти воду для деревни.¹ Поиски воды оказались неудачными. Шахта была затем продолжена с целью определения глубины мерзлоты до 117 м, где мерзлота еще не прекратилась. С 1844 по 1846 г. А. Т. Миддендорф (Middendorff) сделал в этой шахте ряд наблюдений над температурой мерзлой почвы на различной глубине. Подробности применявшихся методов и полученные результаты описаны Леффингвелом (Leffingwell, 108, стр. 184—194), который составил кривую температур, показанную на рис. 37.

Относительно результатов наблюдений Миддендорфа Леффингвел (108, стр. 185—187) делает следующее замечание:

«Кривая (рис. 37) показывает, что изменение температуры сначала идет быстро, а затем становится значительно более медленным. Первые 15 м и последние 60 м имеют почти постоянные градиенты, соответственно равные 4,4 и 30,8 м на 1° Цельсия. Между этими двумя прямыми участками кривой градиент правильно изменяется с глубиной. Так как земля мерзлая, то циркуляция грунтовой воды не может быть причиной разницы в градиенте этих двух участков. Диффузионная способность почвы вряд ли может настолько изменяться, чтобы вызвать наблюдавшийся эффект. Всякое изменение диффузионной способности, обусловленное наличием различных типов пород, должно было создать ломаную кривую. Возможное охлаждение верхней части шахты проникновением внешнего воздуха вряд ли может быть большим, чем 0,5°, наблюдавшиеся Миддендорфом, а между

¹ Шергинская шахта прекрасно разобрана в работе М. И. Сумгина «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР», изд. Акад. наук, Л., 1927. *Прим. ред. Н. И. Толстигина.*

тем кривая показывает понижение около 5°C для температуры поверхностной почвы. Наиболее удачной представляется гипотеза, что средняя температура воздуха понизилась приблизительно на 5°C в сравнительно недавнее время.

Эрман (Erman) указывает, что в 1827 г. средняя годовая температура в Якутске была $-7,4^{\circ}\text{C}$. Миддендорф для 1845 г. дает $-12,2^{\circ}$. Заключение о понижении температуры приблизительно на такую величину было выведено по форме кривой Миддендорфа, но так как охлаждение шахты могло нарушить первоначальное распределение температуры почвы, то все выводы кажутся сомнительными.

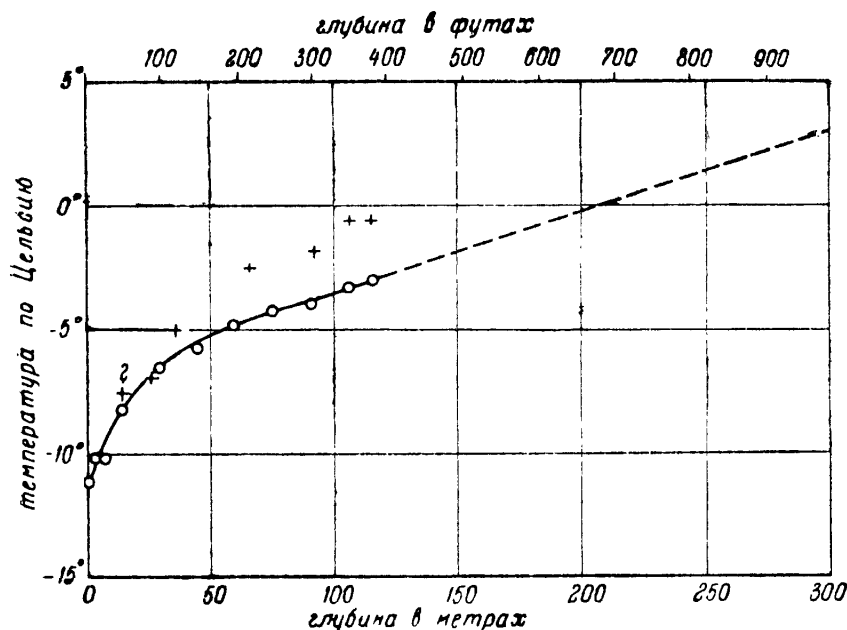


Рис. 37. Кривая изменения температуры с глубиной в шахте, имеющей 117 м глубины, в Якутске, Сибирь. (По Леффингвелю.)

Непрерывная линия соединяет температуры, наблюдавшиеся Миддендорфом; прерывистая линия представляет продолжение кривой для глубины ниже шахты. Кругами обозначена температура по Миддендорфу; кресты показывают температуру по Шергину.

Если кривую от 2 до 15 м продолжить, она достигнет точки замерзания (0°C) приблизительно на глубине 52 м; кривая от 60 до 100 м достигнет ее на глубине около 207 м. Если бы шахта была остановлена на глубине 15 м, было бы полное основание ожидать, что мерзлота кончится на глубине менее 60 м. Для нижних 55 м градиент так постоянен, что мы вправе считать границей мерзлоты глубину около 207 м. Миддендорф считает границей 187 м, максимум 204 м.

Д-р Питер предполагает, что градиент постепенно понижается, и считает, что мерзлота распространяется до глубины 300 м.

Леффингвел, принимая во внимание, что вес вышележащих пород должен несколько понизить точку замерзания, высчитывает, на

основании наблюдений Миддендорфа, что нижняя граница мерзлоты в описываемой местности находится на глубине около 200 м. Затем он рассматривает наблюдения Шергина во время проведения шахты (см. рис. 37), которые значительно отличаются от наблюдений Миддендорфа и могут привести к заключению, что нижняя граница мерзлоты находится на глубине лишь около 120 м под поверхностью.

Относительно причины глубокой мерзлоты Леффингвел (108, стр. 187) говорит следующее:

«Были выдвинуты три гипотезы относительно происхождения глубокой мерзлоты почвы в арктических районах. Руссель (110) пришел к выводу, что отложение и замерзание происходили одновременно, так что современная мощность замерзшего слоя образовалась в результате последовательного накопления мерзлого грунта. Брукс (111) предполагает, что мерзлая почва в долине Юкона является результатом более холодного плейстоценового климата и что теперь земля оттаивает. По третьей и более распространенной гипотезе мерзлота образовалась до теперешней своей глубины при температуре, преобладающей в настоящее время».

Брукс (111, стр. 9—10) приводит следующие доказательства в пользу своего предположения, что мерзлота почвы объясняется более холодным климатом в прошлом:

«Если содрать мох, земля начинает оттаивать, а при проведении открытых выработок и обработке земли верхняя граница вечной мерзлоты, повидимому, постепенно понижается. Можно предположить поэтому, что вечная мерзлота является пережитком более холодного климата и сохраняется благодаря покрову мха и другой растительности. Естественно объяснять ее климатическими условиями, вызвавшими последнее наступление ледника в Аляске, во время которого только малая часть центрального района была покрыта льдом, хотя ледники надвигались на нее с высоких гор на севере и юге».

В общем глубокая мерзлота представляет воду, находящуюся в замершем состоянии в обыкновенных пустотах почвы или породы.¹ В зоне мерзлоты встречается много участков льда значительных размеров, образованных замерзанием воды в пустотах или представляющих погребенный поверхностный лед. Леффингвел в своей работе подробно рассматривает этот вопрос, приводит ценные библиографические сведения и делает краткий обзор литературы по этому предмету. Основываясь на своих обширных наблюдениях на северном берегу Аляски, он детально описывает вертикальные клинья льда, выросшие, как показывают его исследования, на месте. Он следующим образом классифицирует различные типы ледяных образований, встречающихся под поверхностью в зоне мерзлоты (108, стр. 241—242):

«Тщательное изучение обнаружило существование следующих типов подземного льда: 1) зерна чистого льда с максимальным диаметром в 2,5 см, смешанные с землей; 2) тонкие волнистые пласты или ленты льда, перемежающиеся с пластами земли; 3) мощные горизонтальные пласты чистого льда; 4) мощные пласты льда, перемежающиеся с пластами земли; 5) мощные залежи льда с изолированными

¹ В СССР под мерзлотой понимают горные породы с отрицательной температурой, сохраняющейся непрерывно в течение многих лет. *Прим. Н. И. Толстигина.*

земляными включениями; 6) сеть вертикальных клиньев льда, окруженных полигональными участками земли.

Первые два типа имеют меньшее значение, и относительно их происхождения не имеется удовлетворительного объяснения. Третий тип встречается главным образом на заливных равнинах рек и лучше всего объясняется погребением льда при весенних разливах. Четвертый тип встречается редко. Подобно третьему типу он образовался, вероятно, последовательным отложением льда. Для пятого, ново-сибирского, типа не найдено удовлетворительного объяснения; автор предполагает, что теория клиньев является наилучшим объяснением. Шестой тип подземного льда широко распространен также на Шпицбергене и в Сибири».

ВОДА В ТВЕРДОМ РАСТВОРЕ И В ХИМИЧЕСКОМ СОЕДИНЕНИИ

На предыдущих страницах внимание было сосредоточено на воде, встречающейся в пустотах пород. Сюда же входит вода, образующая замкнутые включения, какие в большом количестве встречаются в кварце; некоторые из этих включений так малы, что их можно видеть только в микроскоп. Теоретически сюда относится вода, крепко удерживаемая силой сцепления в мельчайших субкапиллярных порах. Сюда же относится и большая часть гигроскопической воды; на это указывает тот факт, что коэффициент гигроскопичности изменяется приблизительно соответственно суммарной площади стенок пустот. Вода встречается в породах и в еще более тесной связи с минеральным веществом.

Наиболее тесная связь существует в химическом соединении, когда вода теряет свои свойства воды и становится частью вещества другого минерала, но легко снова превращается в воду под действием высокой температуры. Согласно химической теории молекулы воды (H_2O) становятся частью более сложных молекул. Так, формула молекулы гипса рассматривается как $CaSO_4 + 2H_2O$, где две молекулы воды ($2H_2O$) представляют совсем не воду, а часть молекулы гипса. Гипс ($CaSO_4 + 2H_2O$) представляет совершенно другой минерал, чем ангидрит ($CaSO_4$), и имеет определенно другие оптические свойства. Когда гипс нагревается, эта химически связанная вода, называемая кристаллизационной водой, выделяется в виде обыкновенной воды. Многие минералы содержат кристаллизационную воду (см. любой учебник минералогии).

Идея о воде в твердом растворе является последним достижением физической химии (112). В этом состоянии молекулы воды рассматриваются как сохраняющие свои свойства, но разъединенные одна от другой и рассеянные в междумолекулярных пространствах в некоторых минералах. Минерал, содержащий воду в твердом растворе, представляет такое же однородное вещество, как содержащий воду в химическом соединении, но вода в твердом растворе может содержаться в различном количестве до известного предела, в то время как вода в химическом соединении находится в точном отношении к другим составным частям минерала. Характерные особенности и значение воды в твердых растворах выясняются в приведенной ниже сводке результатов исследований Аллена и Клемента (Clement, 113):

«Изучение пяти различных образцов природного тремолита, из которых два были исключительной чистоты, показало, что все они содержат воду в количестве от 1,7 до 2,5%. При повышении температуры эта вода постепенно теряется, причем не нарушается однородность минерала и очень мало меняются его оптические свойства. Следовательно вода не является химически связанной, хотя минерал, растолченный в порошок, продолжает сохранять некоторое количество воды при 900° С. Вода рассматривается как растворенная, а тремолит — как твердый раствор. Образец диопсида из метаморфизованного известняка содержал 1% воды и практически не отличался от диопсида из эруптивной породы, являющегося, вероятно, безводным. Амфибол-купферит и образец берилла содержали соответственно 3,8% и 2,5% воды, которую они теряли очень медленно при сравнительно высокой температуре (400—800° С) и сохраняли свою однородность... Все эти минералы обнаруживают большое сходство с цеолитами, с которыми они в общем могут быть объединены в одну группу... Недавние исследования показывают, что все амфиболы содержат воду. Актинолит, глаукофан и паргасит содержат от 1,3 до 3% воды, большая часть которой удерживается при температуре выше 100° С. Роговые обманки также содержат воду, хотя обычно в меньшем количестве. Эти данные, в связи с указанными выше исследованиями тремолита и купферита, наводят на мысль, что амфиболы большей частью содержат растворенную воду, являющуюся их характерной составной частью, и что они представляют твердые растворы».

Природные стекла, как обсидиан, также содержат значительное количество воды, явно не в мелких пустотах стекла, а в некоторого рода молекулярной смеси. Различные смеси стекла с водой делались искусственно. Вода в этом состоянии не является водой в пустотах пород и не является кристаллизационной водой. Она находится и не в таком соотношении с минеральным веществом, как вода в твердом растворе в кристаллических минералах.

Из всего сказанного видно, что подземная вода встречается не только в пустотах пород, но большое количество ее входит в состав минералов, слагающих породы, в виде воды в твердых растворах, в молекулярных смесях и кристаллизационной воды.

ГЛУБИННАЯ ВОДА

Глубоко в земной коре — в той части ее, которую ван-Хайз называет зоной пластичности пород (см. стр. 44—45), — пустоты вероятно отсутствуют, и следовательно вода не может находиться там в своем обычном состоянии. Но имеются некоторые указания на существование воды в зоне пластичности пород, о чем свидетельствуют вулканы, горячие источники, а также структура и состав интрузивных пород. Породообразующие магмы или массы расплавленной породы считаются растворами, в которых взаимно растворены составляющие минералы. Предполагается, что вода является обычной составной частью этих растворов, находясь как в молекулярном, так и в диссоциированном состоянии. Вулканы в большом количестве выделяют воду, и трудно сомневаться в том, что эта вода происходит из магмы. Если вода образует составную часть пород в глубоких частях земной коры, общее

количество такой глубинной воды может быть очень велико, и эта вода может существенно пополнять запасы воды во внешней части земной коры. Этот трудный вопрос будет более полно рассмотрен в подготовляемой в настоящее время к печати работе о происхождении, круговороте и количестве подземной воды.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Подземные воды, по условиям нахождения их в земной коре, могут быть кратко классифицированы следующим образом:

I. Вода в пустотах горных пород.

A. Подвешенная подземная вода (вадозная вода).

1. Почвенная вода:

а) Вода, доступная для использования растениями.

б) Вода, недоступная для использования растениями.

Вода, которая может быть выделена испарением.

Вода, которая не может быть выделена испарением (гиперскопическая вода).

2. Вода промежуточного пояса.

3. Вода капиллярной оболочки.

B. Грунтовая вода (фреатическая вода).

1. Гравитационная грунтовая вода.

2. Грунтовая вода, не зависящая от силы тяжести.

C. Подземный лед (лед в пустотах пород).

II. Вода в минералах, входящих в состав горных пород (вода в твердом растворе, кристаллизационная вода и т. д.).

III. Глубинная вода (и магматическая вода выше зон пластичности пород).

Литература к I главе

1. Gregory H. E. и др. *Military geology and topography*, p. 114, New Haven, Yale Univ. Press, 1918 (глава о водоснабжении составлена главным образом О. Э. Мейнцером).
2. Schlichter C. S. *Theoretical investigation of the motion of ground water*. U. S. Geol. Survey, Nineteenth Ann. Rept., pt. 2, p. 305—328, 1899.
3. Hazen Allen. *Experiments upon the purification of sewages and water at the Lawrence experiment station*. Massachusetts State Board of Health, Twenty third Ann. Rept. for 1891, p. 429—431, 1892.
4. Shaw E. W. Неопубликованное сообщение. См. также Sorby H. C. *On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks*. Geol. Soc. London. Quart. Journ., vol. 64, p. 214, 1908.
5. Fuller M. L. *Amount of free water in the earth's crust*. U. S. Geol. Survey, Water-Supply, Paper 160, p. 69—70, 1906.
6. См. Gregory H. E. *Underground water resources of Connecticut, with a study of the occurrence of water in crystalline rocks*, by E. E. Ellis, U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 232, 1909.
7. Melcher A. F. *Determination of pore space of oil and gas sands*. Mining and Metallurgy, № 160, sec. 5, April 1920.
8. Hirschwald Julius. *Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit*. Berlin, V. Ernst u Sohn, 1903.
9. Hazen Allen. *Some physical properties of sand and gravels, with special reference to their use in filtration*. Massachusetts State Board of Health, Twenty-fourth Ann. Rept. for 1892, p. 550, 1893.
10. Bureau international des poids et mesures. *Trav. et mém.*, 1907, p. 13. U. S. Bur. Standards, Circ. 19, 5th ed., table 27.

11. U. S. Geol. Survey, Bull. 422, p. 75—76, 1910.
12. Am. Chem. Soc. Journ., vol. 34, p. 556, 1912.
13. Washborn E. W. a. Bunting E. N. Porosity VI Determination of porosity by the method of gas expansion. Am. Ceramic Soc. Journ., vol. 5, p. 113—129, 1922.
14. Dake C. L. The problem of the St. Peter sandstone. Missouri School of Mines and Metallurgy Bull., August 1921.
15. Mechanical analysis of soils. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils, Bull. 4, 1896. Briggs L. J., Martin F. O. and Pearce J. B. The centrifugal method of mechanical soil analysis. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 24, 1904. Fletcher C. C. and Bryan H. Modification of the method of mechanical soil analysis. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 84, 1912.
16. Oden Sven. On the size of the particles in deep-sea deposits. Royal Soc. Edinburgh Proc., vol. 36, p. 219—239, 1917.
17. Schurecht H. G. Sedimentation as a means of classifying extremely fine clay particles. Am. Ceramic Soc. Journ., vol. 4, p. 812, 1921.
18. Mitscherlich E. A. Bodenkunde, p. 56. Berlin, 1905.
19. King F. H. A textbook of the physics of agriculture, p. 124. Madison, Wis., 1900.
20. Briggs L. J. The mechanics of soil moisture. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 10, 1897.
21. Biglow S. L. and Hunter F. W. The function of the walls in capillary phenomena. Journ. Physical Chemistry, vol. 15, p. 367—380, 1891.
22. Quincke P. Über die Messung der Oberflächenspannung des Wassers und des Quecksilbers in Capillarröhren. Wiedemann's Annalen der Physik und Chemie vol. 52, p. 1—2', 1894.
23. Volkmann P. Über die Messung der Oberflächenspannung des Wassers in Capillarröhren aus verschiedenen Gläsern. Wiedemann's Annalen der Physik und Chemie, vol. 53, p. 633—663, 1894.
24. Smithsonian physical tables, p. 173, 1920.
25. Van Hise, C. R. A treatise on metamorphism. U. S. Geol. Survey, Mon. 47, p. 134—146, 1904.
26. Daniell Alfred. A textbook of the principles of physics, 2d ed., p. 293. London, Macmillan & Co., 1885. Van Hise (op. cit. p. 134—136), цитируя Даниеля, дает максимальный диаметр круглых капиллярных трубок 0,508 мм и максимальную ширину капиллярных щелей 0,254 мм. Это утверждение создает впечатление математической точности, какой на самом деле не существует, так как 0,508 мм представляет просто $\frac{1}{50}$ дюйма, вычитанную до третьего десятичного знака.
27. Quincke G. H. Über die Entfernung, in welcher die Molekularkräfte der Capillarität noch wirksam sind. Poggendorff's Annalen der Physik und Chemie, vol. 137, p. 402—414, 1869. См. статью „Capillary action“ в Encyclopedia Britannica.
28. Plateau. Statique des liquides, vol. 1, p. 210.
Reinold and Rücker A. W. On the electrical resistance on thin liquid films. Roy. Soc. Philos. Trans., vol. 172, p. 447—489, 1881.
См. также по этому вопросу Reinold and Rücker in Roy. Soc. Philos. Trans., vol. 174, p. 645, 1883; vol. 184, p. 505—529, 1893.
Drude P. Über die Reflexion und Brechung ebener Lichtwellen beim Durchgang durch eine mit Oberflächenschichten behaftete planparallele Platte. Weidemann's Annalen, vol. 43, p. 126—157, 1891; Über die Grösse der Wirkungssphäre der Molekularkräfte und die Constitution von Lamellen der Plateauschen Glycerin-Seifen-Lösung. Idem, p. 158—176.
Rayleigh (Lord). Measurements of the amount of oil necessary in order to check the motions of camphor upon water. Roy. Soc. Proc., vol. 47, p. 464—367, 1890.
Jahonnott E. S. Thickness of the back spot in liquid films. Philos. Mag., 5th ser., vol. 47, p. 501—522, 1899.
Bakker G. Zur Theorie der gekrümmten Kapillarschicht. Zeitschr. physikal Chemie, vol. 80, p. 129, 1912. See Washburne C. W. The capillary concentration of gas and oil. Am. Inst. Min. Eng. Trans., vol. 50, p. 851—852, 1914.
Perrin Jean. La stratification des lames liquides. Annales de physique, sér. 9, vol. 10, p. 160—184, 1918.

- Wells P. V. L'épaisseur des lames stratifiées. *Annales de physique*, sér. 9, vol. 16, p. 69—110, 1911. Дополнительные сведения о новых ра отах даны в статье Уэлса (Wells).
29. Atterberg Albert. Die rationelle Classification der Sande und Kiese. *Chem. Zeitung*, vol. 29, pt. 1, p. 196, 1905.
 30. Bridgeman T. W. Experiments on the effects of extremely high pressure. *Compressed Air Mag.*, vol. 26, p. 10225—10225, Sept. 9, 1921. См. *Sci. Abstracts*, Jan. 31, 1922.
 31. Veatch A. C. Fluctuations of the water level in wells, with special reference to Long Island, N. Y. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 155, 1906.
 32. Alway F. J. and Mc. Dole G. R. Relation of the water-retaining capacity of a soil to its hygroscopic coefficient. *Journ. Agr. Research*, vol. 9, p. 28—31, April 9, 1917.
 33. Hall A. D. The soil, p. 94. London, 1903. *Bodenkunde für Land und Forstwirte*.
 34. Mitscherlich E. A. Idem, 2d ed., p. 136. Berlin, 1913.
 35. Tulaikow N. Einige Laboratoriumversuche über die Kapillarität der Böden (abstract). *Zhur. Opu'tn. Agron. (Russ. Journ. Exp. Landw.)*, t. 8, kn'ga 6, p. 665, 1907.
 36. Leather J. W. The loss of water from soil during dry weather. *Dept. Agr. India, Mem.*, vol. 1, № 6, p. 105—106, 1908.
 37. Cameron F. K. The soil solution. Easton, 1911.
 38. Mc. Gee W. J. Wells and subsoil water. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 92, 1913. Field records relating to subsoil water. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 93, 1913.
 39. Rotmistrov F. G. The nature of drought according to the evidence of the Odessa experiment field. Odessa, 1913.
 40. Burr W. W. The storage and use of soil moisture. *Nebraska Agr. Exper. St., Research Bull.* 5, 1914.
 41. Lee C. H. The determination of safe yield of underground reservoirs of the closed basin type. *Am. Soc. Civil Eng. Trans.*, vol. 78, p. 182, 1915. См. также U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 294, 1912.
 42. Slichter C. S. The underflow in Arkansas Valley in Western Kansas. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 153, p. 43—44, 1906.
 43. Meinzer O. E. Geology and water resources of Big Smoky, Clayton, and Alkali Spring valleys, Nev. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 423, p. 109, 1917.
 44. Meinzer O. E. and Hare R. F. Geology and water resources of Tuldrosa Basin, N. Mex. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 343, p. 10, 1915.
 45. Burr W. H., Hering R. H. and Freeman J. R. Report of the Commission on Additional Water Supply for the City of New York, p. 756, 1904.
 46. Meyer A. F. The elements of hydrology, p. 241—237. New York, John Wiley Sons, 1917.
 47. Briggs L. J. and Lapham M. H. The capillary movement of water in dry and moist soils. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 19, p. 19—30, 1902. Stewart J. B. Capillary rise of water in soils. Michigan Agr. College, 1901.
 48. Burr W. H., Hering Rudolf and Freeman J. R. Report of the Commission on Additional Water Supply for the City of New York from Suffolk County, Long Island, p. 535—536, 1912.
 49. Briggs L. J. and Lapham M. H. Influence of dissolved salts on the capillary rise of soil water. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 19, p. 5—18, 1902. См. также Briggs L. J. The mechanics of soil moisture, U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 10, p. 20, 1897.
 50. Bouyonces G. J. Effect of temperature on movement of water, vapor, and capillary moisture in soils. *Journ. Agr. Research*, vol. 5, p. 141—172, 1915.
 51. U. S. Dept. Agr., Weather Bur., Bull. 5, p. 59—61, 1892.
 52. Meinzer O. E. Quantitative methods of estimating ground water supplies. *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 37, p. 330, 1920.
 53. Chamberlin F. C. and Salisbury R. D. Geology, vol. I, p. 202—231, 1904.
 54. Daubrée A. Les eaux souterraines à l'époque actuelle, vol. I, p. 19. Paris, 1837.
 55. Hay R. Artesian and underflow investigations between the 97th meridian

- and the foothills of the Rocky Mountains. 52d Congr., 1st. sess., S. Ex. Doc. 41, pt. 3, p. 8, 1893. Mc Gee W. J. Potable waters of the eastern United States. U. S. Geol. Survey, Fourteenth Ann. Rept., pt. 2, p. 15—16, 1893. Daly R. A. Genetic classification of underground volatile agents. Econ. Geology, vol. 12, p. 495, 1917.
56. Pošepny F. The genesis of ore deposits. Am. Inst. Min. Eng. Trans., vol. 23, p. 213, 1894.
 57. Van Hise C. R. Principles of North American pre-Cambrian geology. U. S. Geol. Survey, Sixteenth Ann. Rept., pt. 1, p. 593, 1896.
 58. Adams F. D. An experimental contribution to the question of the depth of the zone of flow in the earth's crust. Journ. Geology, vol. 20, p. 97—118, 1912.
 59. Heim Albert. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung, vol. 2, p. 92, Basel, 1878.
 60. Heim Albert. Geologische Nachlese Nr. 19 (Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. in Zürich, 1908, p. 45).
 61. Hoskins L. M. Flow and fracture of rocks as related to structure. U. S. Geol. Survey, Sixteenth Ann. Rept., pt. 1, p. 845—875, 1896.
 62. King L. V. On the limiting strength of rocks under conditions of stress existing in the earth's interior. Journ. Geology, vol. 20, p. 119—138, 1912.
 63. Bridgman P. W. The failure of cavities in crystals and rocks under pressure. Am. Journ. Sci., 4th ser., vol. 45, p. 243—280, 1918.
 64. Ellis E. E. Occurrence of water in crystalline rocks. U. S. Geol. Survey, Paper 160, p. 19—28, 1906.
 65. Lindgren Waldemar. Mineral deposits, p. 36, New York, 1913.
 66. White I. C. Discussion of the records of some very deep wells in the Appalachian oil fields of Pennsylvania, Ohio, and West Virginia. West Virginia. Geol. Survey, County Repts., Barbour and Upshur counties and Western portion of Randolph county, p. 1—LX, CII, 1918. Also written communication from Dr. White.
 67. White I. C. West Virginia's second deepest well of the world. Ohio. Gas and Oil Men's Journ., vol. 1, p. 17—22, Sept. 1919. Также письменное сообщение Dr. White.
 68. Rickard T. A. Min and Sci. Press, June 27, 1908.
 69. Lane A. C. Mine waters Lake Superior Min. Inst. Trans., vol. 12, p. 151—163, 1908.
 70. Geikie Archibald. Textbook of geology, vol. 2, p. 1071, 1903.
 71. Hunt T. S. Chemical and geological essays, p. 335, 1875.
 72. Meinzer O. E. Ground water in Juab, Millard, and Iron counties, Utah. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 277, 1911, Geology and water resources of Big Smoky, Clayton, and Alkali Springs Valleys, Nev. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 433, 1917. Clark W. O. and Ridell C. W. Exploratory drilling for water and use of ground water for irrigation in Steptoe Valley, Nev. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 467, 1920.
 73. Reeves Frank. The absence of water in certain sandstones of the Appalachian oil fields. Econ. Geology, vol. 12, p. 354—378, 1917.
 74. Munn M. J. The Menifee gas field and the Regland oil field. U. S. Geol. Survey, Bull. 531, p. 24, 1913.
 75. Shaw E. W. Discussion of Roswell Johnson's paper on the rôle and fate of connate water in oil and gas sands. Am. Inst. Min. Eng. Trans., vol. 93, p. 221—227, February 1915, Discussion of Reeves's paper (op. cit.). Econ. Geology, vol. 12, p. 610—628, 1917.
 76. King F. H. Observations and experiments on the fluctuations in the level and rate of movement of ground water on the Wisconsin Agricultural Experiment Station farm and at Whitewater, Wis. U. S. Weather Bur., Bull. 5, 1892; также Wisconsin Agr. Exper. St., Ann. Rept., 1889—1893. Veatch A. C. Fluctuations of the water level in wells, with special reference to Long Island, N. V. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 155, p. 54—59, 1906.
 77. Kerraker P. E. Effect on soil moisture of changes in the surface tension of the soil solution brought about by the addition of soluble salts. Journ. Agr. Research, vol. 4, p. 187—192, 1915.
 78. King F. H. Principles and conditions of the movements of ground water. U. S. Geol. Survey, Nineteenth Ann. Rept., pt. 2, p. 86—91, 1899.
 79. King F. H. Irrigation and drainage, p. 112, New York, Macmillan Co, 1890.

80. Israelsen O. W. Studies in capacities of soils for irrigation water. Journ. Agr. Research, vol. 13, p. 1—28, Apr. 1, 1918.
81. Allen R. W. The work of the Umatilla reclamation project experiment farm in 1914. U. S. Dept. Agr., Bur. Plant Industry, 1915. Loughridge R. H. and Fortier Samuel. Distribution of water in the soil in furrow irrigation. U. S. Dept. Agr. Off., Exper. St., Bull. 203, p. 63, 1908. Müntz A. and Lainé E. La quantité d'eau et la fréquence des arrosages, suivant les propriétés physiques des terres. Compt Rend., vol. 154, No. 8, p. 481—487, 1912. Powers W. L. Irrigation and soil-moisture investigations in western Oregon: Oregon Agr. Exper. Sta. Bull. 122, 1914. Widtsoe I. A. The storage of winter precipitation in soils: Utah Agr. Exper. Sta. Bull. 104, pp. 279—316, 1908. Widtsoe I. A. and Mc Laughlin W. W. The movement of water in irrigated soils: Utah Agr. Exper. Sta. Bull. 115, pp. 195—263, 1912.
82. Mathews O. R. Water penetration in the gumbo soils of the Belle Fourche reclamation project. U. S. Dept. Agr., Bull. 447, p. 3, 1916.
83. Ellis A. J. and Lec C. H. Geology and ground waters of the western part of San Diego County, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 446, p. 121—123, 1919.
84. Etcheverry B. A. Irrigation practica and engineering, vol. I, p. 4, New York, Mc Graw-Hill Book Co., 1915.
85. Lee W. T. Underground waters of Salt River valley, Ariz. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 136, p. 173—175, 1905.
86. Clark W. O. Ground water for irrigation in the Morgan Hill area, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 400, p. 82—87, 1917.
87. Briggs L. J. and Mc Lane J. W. The moisture equivalents of soils. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils, Bull. 45, 1907.
88. Briggs L. J. and Shantz H. L. The wilting coefficient for different plants and its indirect determination. U. S. Dept. Agr., Bur. Plant Industry, Bull. 230, p. 73, 1912.
89. Briggs L. J., Martin O. F., and Pearce J. R. The centrifugal method of mechanical soil analysis. U. S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bull. 24, p. 33, 1904.
90. Meinzer O. E. and Kelton F. C. Geology and water resources of Sulphur Spring Valley, Ariz. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 320, p. 102—111, 1913.
91. Ransome F. L. U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas, Bisbee, folio (No. 112), p. 16, 1904.
92. Meinzer O. E. Ground water in Juab, Millard, and Iron counties, Utah. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 277, p. 29, 80, 81, 1911. Lindgren Waldemar and Loughlin G. F. Geology and ore deposits of the Tintic mining district, Utah. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 107, p. 122—125, 1919.
93. Bryan Kirk. Ground water for irrigation in Sacramento Valley, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 375, p. 19, 1915.
94. Chilcott E. C. Some misconceptions concerning dry farming. U. S. Dept. Agr., Yearbook for 1911, p. 255, 1912.
95. Kearney T. H. and Shantz H. L. The water economy of dry-land crops. U. S. Dept. Agr., Yearbook for 1911, p. 356, 1912.
96. Mendenhall W. C. Some desert watering places in southeastern California and southwestern Nevada. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 224, p. 20, 1909. Meinzer O. E. and Kelton F. C. Geology and water resources of Sulphur Spring Valley, Ariz. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 320, p. 182—187, pls. 1—2, 1913. Brown J. S. The Salton Sea region. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 497 (in press.). Rotmistrov V. G. The nature of drought according to the evidence of the Odessa experiment field. Odessa, 1913.
97. Sachs J. Bericht über die physiologische Thätigkeit an der Versuchsstation in Tarandt, Landwirtschaftlichen Versuchs-Stationen. 1859, vol. I, p. 235.
98. Gain E. Action de l'eau du sol sur la végétation. Rev. gén. botanique, vol. 7, p. 73, 1895.
99. Heinrich R. Zweiter Bericht über die Verhältnisse und Wirksamkeit der landwirtschaftlichen Versuchs-Stationen zu Rostock, p. 29, 1894.
100. Hedgcock G. G. The relation of the water content of the soil to certain plants, principally mesophytes. Studies in the vegetation of the State, pt. 2, p. 5—79, 1902. In Botanical Survey of Nebraska, vol. 6,

101. Clements F. F. Research methods in ecology, p. 30, Lincoln, Nebr., 1905.
102. Maxwell J. C. Theory of heat, p. 287.
103. Hilgard E. W. Report on the geology and agriculture of the State of Mississippi, p. X, 1860. Methods of physical and chemical soil analysis. California Agr. Exper. St., Circ. 6, p. 243, 1903. Alway F. J. and Russel J. C. Use of the moisture equivalent for the indirect determination of the hygroscopic coefficient. Journ. Agr. Research, vol. 6, p. 833, 1916.
104. Alway F. J., Kline M. A. and McDoll G. R. Some notes on the direct determination of the hygroscopic coefficient. Journ. Agr. Research, vol. 11, p. 147—166, 1917.
105. Loughridge R. H. Investigations in soil physics. California Exper. St., Rept. for 1892—93, p. 70 (copied from Briggs).
106. Alway F. J. and Russel J. C. Use of the moisture equivalent for the indirect determination of the hygroscopic coefficient. Journ. Agr. Research, vol. 6, p. 845, 1916.
107. Eckel E. C. Portland cement manufacture. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 93, p. 191, 292, 1904.
108. Leffingwell E. de K. The Canning River region, Northern Alaska. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 109, p. 179, 1919.
109. Waring G. A. Mineral springs of Alaska. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 418, p. 9. (Предисловие А. Н. Brooks.) 1917.
110. Russell J. C. Surface geology of Alaska. Geol. Soc. America Bull., vol. I, p. 129—130, 1889.
111. Brooks A. H. Сообщение. См. также Antimony deposits of Alaska. U. S. Geol. Survey, Bull. 649, p. 27, 1916.
112. Findlay Alex. The phase rule and its application (Textbooks of physical chemistry). London, Longmans, Green & Co., 1917.
113. Allen E. T. and Clement J. K. The rôle of water in tremolite and certain other minerals. Am. Journ. Sci., 4th ser., vol. 26, p. 101—118, 1903.

ПРОХОЖДЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД

ГЛАВНЫЕ КЛАССЫ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Породы, которые приходится встречать при проходке колодцев, представляют частью несцементированные грунты, как глина, песок и гравий, частью твердые скалистые, как гранит, известняк и песчаник. Для удобства геолог называет все эти грунты *горными породами* независимо от того, будут ли они крепкими и твердыми подобно граниту или мягкими и рыхлыми подобно песку.

На значительной глубине большей частью встречаются твердые породы, в которых сравнительно трудно проводить колодцы. Обычно они разбиты небольшим количеством трещин, что можно наблюдать в каменоломнях, но в общем они — сцементированные и крепкие. Близ поверхности породы разрушаются и разлагаются различными механическими и химическими процессами, известными под общим названием выветривания. Эти процессы описываются во всех учебниках геологии. В некоторых местах процессы выветривания проникают настолько глубоко, что на глубине многих метров от поверхности можно встретить совершенно мягкий и несвязный материал, образовавшийся вследствие разложения твердых пород. Иногда кристаллические породы — такие как гнейс — при выветривании остаются на месте, сохраняя свою структуру почти во всех деталях, и вместе с тем становятся настолько рыхлыми, что даже на глубине многих метров ниже поверхности их можно разрабатывать как рыхлые пески.

Находящиеся близ поверхности рыхлые породы так легко уносятся поверхностными водами, сдуваются ветром или — в холодных областях — выносятся льдом ледников, что твердые породы во многих местах оказываются лишенными своего покрова из выветрелых обломков и выходят на поверхность. С другой стороны, переносящие агенты — вода, ветер, лед и т. д. — отлагают местами перенесенный материал, и таким образом создаются отложения гравия, песка, глины и других обломочных пород. Мощность таких отложений достигает иногда сотен и даже тысяч метров. Как известно каждому буровому мастеру, толща рыхлого материала, через которую приходится проходить, прежде чем достигнешь твердой породы (называемой часто *коренной породой*), имеет очень разнообразную мощность. Материалы, с силой выброшенные вулканами в виде твердых обломков, скопясь образуют рыхлые, несцементированные вулканические отложения.

На значительной глубине рыхлые материалы с течением времени становятся обычно более или менее плотными, отчасти вследствие того, что уплотняются под тяжестью вышележащих осадков, отчасти

вследствие цементирования обломков минеральным веществом, осаждающимся из циркулирующих водных растворов, а также вследствие других процессов — таких, как химические изменения и перекристаллизация, обусловленная высокой температурой и давлением.

Из предыдущего рассмотрения ясно, что породы, слагающие земную кору, можно разделить на два больших класса — плотные породы, или кристаллические, и рыхлые породы. Очевидно также, что эти два класса могут переходить один в другой вследствие неопределенности глубины, до которой простираются процессы выветривания и на которой начинаются процессы уплотнения, а также потому, что действие большинства из этих процессов очень медленно.

В отношении происхождения породы можно разделить на три больших класса: 1) *изверженные породы*, образовавшиеся путем охлаждения и затвердевания расплавленных материалов; 2) *осадочные породы*, образованные путем отложения продуктов разрушения более древних пород, путем накопления остатков животных и растений или осадения из водных растворов, и 3) *метаморфические породы*, образовавшиеся путем глубокого изменения других пород, главным образом под действием высокой температуры и давления. Осадочные породы могут произойти от разрушения или распада изверженных, метаморфических и осадочных же пород; метаморфические породы могут произойти как из изверженных, так и из осадочных пород. Изверженные породы резко отличаются от осадочных; исключение представляют обломочные материалы вулканического происхождения — такие, как вулканический пепел и шлак, — которые могли подвергнуться большему или меньшему действию воды и ветра до своего отложения. Эти вулканические отложения переходят в лавовые потоки, с одной стороны, и в настоящие осадочные пласты — с другой. Между метаморфическими породами и осадочными или изверженными породами, из которых они произошли (большой частью путем медленных и постепенных процессов), не имеется резкого различия.

Различия в характере этих трех классов пород, обусловленные различием происхождения, имеют большое и основное значение для подземных вод. Резкие отличия в текстуре и структуре пород, и следовательно в их отношении к воде, объясняются тремя совершенно различными способами их образования.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Изверженные породы произошли путем охлаждения и затвердевания расплавленной магмы, появившейся из больших глубин, где температура земли очень высока. Расплавленная магма поднимается по трещинам или разломам твердых пород и иногда достигает поверхности при вулканических извержениях. *Интрузивной породой*¹ называется магма, которая затвердела, не достигнув поверхности, *глубинной породой* — магма, кристаллизовавшаяся в виде больших тел на значительной глубине, *эффузивной* или *вулканической породой* — затвердевшая после извержения из вулкана.

¹ Мы оставляем здесь терминологию и классификацию Мейпфера, хотя они несколько отличаются от принятой в СССР классификации. *Прим. ред.*

Изверженные породы значительно различаются по своей структуре,¹ и некоторые из структурных особенностей имеют большое влияние на водоносность пород. Грубозернистые изверженные породы, как гранит, состоящий из кристаллов, которые легко можно видеть простым глазом, называются имеющими *гранитную* структуру; структура тонкозернистых изверженных пород называется *каменной* или *фельзитовой*; структура тонкозернистых изверженных пород с включениями крупных кристаллов — *порфиритовой*, и структура изверженных пород, состоящих из природного стекла или шлака, — *стекловатой* структурой. Эти структурные отличия обусловлены главным образом различным способом происхождения и до некоторой степени различием состава. Если расплавленный материал охлаждается очень медленно, то образуются крупные кристаллы; если же охлаждение идет быстро, образуются мелкие кристаллы или некристаллическая стекловатая порода. Большая масса расплавленной магмы, остающаяся на большой глубине, затвердевает очень медленно, в то время как магма, вынесенная на поверхность, охлаждается и затвердевает быстро. Поэтому изверженную породу с гранитной структурой можно с уверенностью считать интрузивной или глубинной породой, а породу со стекловатой структурой — эффузивной или вулканической, или породой из малой интрузии. Но резкого отличия в структуре интрузивной и эффузивной пород нет, так как в глубине мощного лавового потока расплавленный материал может охлаждаться так же медленно, как и материал, интродуцировавший в мелкие трещинки, где он окружен холодными породами.

Лавовый поток, особенно в своих верхних частях, может содержать многочисленные крупные пустоты такого рода, какие не встречаются в интрузивных породах. Он может быть пузыристым, т. е. полным пустот, образовавшихся при выделении газов из лавы в то время, когда она охлаждалась; в нем могут находиться каверны и каналы, образованные истечением расплавленной лавы из-под затвердевшей коры или другими сходными процессами; наконец в нем можно наблюдать большие трещины, образовавшиеся вследствие сокращения во время быстрого остывания. Вулканический материал, выброшенный с большой силой, может затвердевать в виде обломков, размеры которых колеблются от тонкой пыли до крупных валунов. Отложения такого обломочного материала могут образовать очень пористые пласты туфа или агломерата.

В состав изверженных пород входят различные минералы, которые легко можно различать в породах, обладающих гранитной структурой. В тонкозернистых породах их можно различить только под микроскопом или же совсем нельзя различить. Эти минералы описываются в учебниках геологии и минералогии. Минералогический состав пород во многих отношениях имеет большое значение для подземных вод. От него зависит химический состав воды, в тонкозернистых и стекловатых породах он играет большую роль для водоносности пород, в грубозернистых породах им в значительной степени определяются продукты выветривания пород и следовательно водоносные свойства происшедших из них осадочных отложений.

¹ Мейнцера — текстура. *Прим. ред.*

Главные минералы, встречающиеся в свежих изверженных породах, — кварц, полевой шпат, слюда, роговая обманка, пироксен и оливин.

Кварц, образующий похожие на стекло зерна в граните, является кристаллической формой кремнезема. Он твердый и крепкий, поэтому не легко ломается или истирается; химически он очень устойчив и поэтому не распадается, когда остальная часть породы выветривается; он только в очень незначительной мере растворяется циркулирующими водами. Когда все другие минералы гранита разрушаются и образуют глину или другой тонкий материал, зерна кварца сохраняются. Поэтому большей частью зерна кварца образуют пески и песчаники, а разложенные остальные минералы — глины.

Существует несколько видов полевого шпата. Этот минерал образует светло окрашенные кристаллы, являющиеся главной составной частью гранита и придающие ему розовый или светлосерый цвет. Полевой шпат образует более половины состава изверженной породы.

Слюда характеризуется весьма совершенной спайностью, благодаря чему она может легко расщепляться на очень тонкие гибкие листочки. Существует несколько видов слюды, из которых наиболее обычными являются мусковит и биотит. Мусковитом называется белая, почти прозрачная слюда, употребляемая для закрывания смотровых отверстий в печах. Биотитом называется темная слюда, химически принадлежащая к железо-магнезиальной группе минералов. Слюда легко узнать по ее слоистому виду. Подобно полевому шпату и железо-магнезиальным минералам, она после своего полного разложения оставляет глинистый остаток. Слюда разрушается очень медленно, и поэтому она встречается в виде неразложенных остатков в глинах и песках, придавая им серебристый вид и делая их особенно подвижными. Подвижный несвязный характер пливунов, причиняющих так много хлопот при бурении колодцев, часто до известной степени зависит от присутствия частиц слюды.

Роговая обманка, пироксен, оливин и другие железо-магнезиальные минералы имеют обыкновенно черный или темнозеленый цвет; в наибольшем количестве они встречаются в темных разновидностях пород — в грубозернистых и в тонкозернистых или в стекловатых.

По своему составу изверженные породы разделяются на три очень неопределенных класса — в соответствии с содержанием кремнезема. Эти классы пород обычно принято называть *кислыми*, *основными* и *промежуточными*. Но термины «кислый» и «основной» вводят в заблуждение, так как в химии они имеют другое значение. Кларк (1) предложил заменить их терминами *богатокремнеземный* (persilicic), *среднекремнеземный* (mediosilicic) и *беднокремнеземный* (subsiliicic). Кислые, или богатокремнеземные, породы богаты кварцем, некоторыми видами полевого шпата и слюдой; основные, или беднокремнеземные, породы богаты железо-магнезиальными минералами и другими видами полевого шпата. Богатокремнеземные породы обычно имеют сравнительно светлую окраску, беднокремнеземные — темную. При обыкновенных условиях лавы богатокремнеземных пород более вязки и затвердевают скорее, чем лавы беднокремнеземных пород. Этим объясняется то, что при извержении богатокремнеземные лавы часто образуют высокие, крутые вулканические пики, в то время как бед-

нокремнеземные лавы часто растекаются по поверхности на много километров, образуя обширные покровы лавовых пород, в которых обыкновенно наблюдается много каверн и трещин. Поэтому также богатокремнеземные лавы чаще извергаются с сильными взрывами, образуя много обломочного материала, в то время как беднокремнеземные лавы текут из своих кратеров более спокойно и образуют меньше шлака, пепла и пыли. Но из этого общего правила имеются крупные исключения; так, риолит, представляющий тонкозернистую богатокремнеземную породу, встречается иногда в тонких и очень протяженных пластах. Наиболее распространенной беднокремнеземной эффузивной породой является базальт, покрывающий большое пространство на северо-западе США и почти все Гавайские острова. В отношении водоносности он имеет важное значение.

Итак изверженные породы можно классифицировать по трем признакам: по происхождению они разделяются на глубинные, интрузивные и эффузивные, по структуре — на гранитные, порфировые, фельзитовые и стекловатые и по составу — на богатокремнеземные, среднекремнеземные и беднокремнеземные. Ниже будет показано, что каждая из этих классификаций имеет значение в отношении нахождения подземных вод.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы можно группировать, на основании их происхождения, в три класса: *кластические*, *органогенные* и *химические*. Кластические породы состоят из обломков, образовавшихся при выветривании и эрозии более древних пород. Сюда входят пласты гравия, песка, силта и глины и различные смеси этих материалов, а также породы, образовавшиеся при затвердевании таких материалов. Органогенные осадочные породы представляют главным образом известковые и кремнистые остатки животных, как раковины и скелеты кораллов и губок, и углистые остатки растений. Известковые материалы образуют известняк, мел, мергель и сходные с ними породы. Химические осадочные породы состоят из веществ, осадившихся из водных растворов. Сюда входят: отложения кремнезема (как некоторые кремни, жильный кварц и кремнистый туф), железистые отложения (например некоторые железные руды), известковые отложения (например туфы и травертин), гипс, обыкновенная соль и другие легко растворимые соли щелочных металлов.

Кластические осадочные породы можно классифицировать по их вещественному составу, по агентам и процессам, участвовавшим в их образовании, и по степени уплотнения, какому они подверглись после отложения.

Валуны и гальки в пластах галечников бывают до своего отложения более или менее окатаны при переносе водой. Они состоят из разнообразных пород, но большей частью они представляют обломки какой-либо твердой и прочной породы, так как валуны и гальки мягких пород скоро истираются и разламываются на более мелкие обломки, а сложенные из нестойких минералов в сравнительно короткое время выветриваются и распадаются. Породы, состоящие из кремнезема (например кремни, жильный кварц и кварцит), сами по себе не

представляют особой ценности как носители воды, но они имеют очень важное значение в том отношении, что дают наиболее стойкий материал для образования гравия, являющегося наилучшей породой для циркуляции воды. Гальки известняка довольно стойки, но могут растворяться и изнашиваться; гальки гранита или других изверженных пород в конце концов выветриваются и распадаются, а состоящие из более мягких пород исчезают еще быстрее; гальки же кремней и других кремнистых пород не выветриваются, почти не растворяются, хорошо противостоят износу и поэтому в большом количестве входят в состав галечника. Ледниковые галечники в США содержат также много материала, происшедшего из твердого известняка.

Песок также состоит из обломков различных пород, но еще в большей мере, чем галечники, он сложен обломками кремнезема. Огромное большинство зерен песка несомненно произошло из кварцевых кристаллов, освободившихся при выветривании гранитных пород и затем более или менее окатанных. Грубый песок вероятно произошел главным образом из кварцевых зерен, входивших в состав грубозернистых изверженных пород, а тонкий песок или сilt—из более тонкозернистых изверженных пород.

Чистая глина состоит из настолько неосяземо мелких частиц, что, будучи влажной, становится мягкой и пластичной. Она является продуктом полного разложения полевого шпата и других минералов изверженных пород. Но часто глиной называют весьма тонко истертую или не вполне разложившуюся породу, которая содержит большое количество более грубого материала. Для глинистых пород существуют еще названия *суглинок*, *тощая глина*.

Обломочные материалы, образующие кластические породы, переносятся и отлагаются главным образом поверхностными водами, ветром и ледниковым льдом. Наибольшее значение имеет работа воды. Эта работа может проявляться всюду, где вода находится в движении—будь то в потоках или в волнах и течениях озер и океанов. Как вода, так и ветер сортируют переносимые ими обломки—процесс, который имеет огромное значение в образовании водоносных отложений. Так, поток при определенных условиях течения может отделить глину и песок от галечника, унося глину и песок и оставляя галечники на дне потока. Далее его течение может замедлиться, и тогда он будет осажать песок, но все еще продолжать нести глинистые частицы. Лед ледников не сортирует материала. Он переносит обломки всех размеров и отлагает их все смешанными вместе, если только обломки не отсортировываются водами, вытекающими из-под льда.

В результате сортировки обломков пород образуются галечник, песок, сilt и глина. Чем совершеннее была сортировка, тем более однородным будет размер составляющих зерен или галек. Хорошо сортированный галечник или песок не содержат очень тонкого материала, и такой галечник или песок называют *чистым*. Из неотсортированных или слабо отсортированных кластических пород важное значение имеют два типа: 1) тиль, или валунная глина, отложенная льдом ледников, и 2) тип аллювия, образовавшегося при очень изменчивых условиях, особенно на конусах выносов непосредственно у гор в пустынных районах.

Кластические породы всех типов могут находиться в любой стадии

уплотненности — от такой, когда отдельные обломки совершенно не связаны одни с другими и только соприкасаются друг с другом, до такой, при которой первоначальные обломки оказываются так крепко скрепленными один с другим, что образуют одну из самых твердых и крепких пород. Так, путем незаметных изменений галечник переходит в конгломерат, а конгломерат может перейти в кварцит; точно так же песок переходит в песчаник, а песчаник — в кварцит, глина переходит в сланцеватую глину, а сланцеватая глина — в глинистый сланец. Неотсортированные кластические породы обладают вообще различной степенью уплотненности и в зависимости от этого носят различные названия, как *песчаная сланцеватая глина* (sandy shale) или *глинистый песчаник* (shaly sandstone). Цементированные неотсортированные породы, содержащие гальки или валуны, называются *конгломератами*. Степень уплотненности, как и степень сортированности, является очень важным фактором в отношении нахождения подземных вод.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Главными метаморфическими породами являются кварцит, глинистый сланец, мрамор, кристаллический сланец и гнейс. Каждая из этих пород имеет многочисленные разновидности.

Кварцит представляет почти совершенно плотную массу кварца. Он образуется обычно путем полной цементации кварцевого песчаника или конгломерата. Он является наиболее твердой и наиболее прочной из всех распространенных пород, но обыкновенно он бывает в той или иной степени трещиноват.

Глинистый сланец (slate) образуется из сланцеватой глины (shale) или подобной глинистой породы благодаря давлению и другим метаморфическим процессам. Эта порода имеет хорошо выраженный кливаж, так что она легко расщепляется на тонкие слои. Кливаж вызывается давлением; плоскости кливажа не совпадают с плоскостями напластования глины или сланцеватой глины, из которых произошел глинистый сланец, и могут быть им не параллельны. Глинистый сланец значительно тверже, чем сланцеватая глина, и труднее выветривается, но далеко не обладает такой твердостью и плотностью, как кварцит и некоторые другие метаморфизованные породы. Кроме сланцеватости он обладает трещиноватостью.

Мрамор образуется путем отвердевания и кристаллизации известняка. Это плотная порода, но, подобно известняку, она может растворяться водой, просачивающейся по трещинам и другим пустотам.

Кристаллический сланец образуется путем глубокого изменения сланцеватой глины, глинистого сланца или других пород, главным образом под действием сильного давления и деформации. Он обладает неправильной, листоватой текстурой, обусловленной в значительной степени расположением пластинок слюды параллельно плоскостям кливажа. Слюда придает породе серебристый вид.

Гнейс представляет полосчатую зернистую породу и во всем, кроме своей полосчатой текстуры, походит на кристаллическую изверженную породу. Он часто происходит из гранита и других кристаллических изверженных пород и связан переходами с ними, но иногда он образуется из осадочных и других пород.

ПУСТОТЫ В ПОРОДАХ

КЛАССИФИКАЦИЯ ПУСТОТ

Пустоты, или открытые трещины в породах, являются результатом процессов, которые в течение долгих геологических периодов образовывали и изменяли горные породы. Благодаря тому, что эти разнообразные процессы различным образом действовали на разные типы пород, образовавшиеся пустоты очень различны по своим размерам, форме и взаимной связи. Поэтому для понимания пустот важно изучить происхождение и последующую историю пород. В свою очередь изучение пустот важно для понимания водоносных свойств пород.

Пустоты в породах можно разделить на два класса — первичные и вторичные. Первичные пустоты создавались одновременно с возникновением самой породы, в результате тех процессов, которые участвовали в ее образовании. Вторичные пустоты образовались под влиянием процессов, под действием которых находилась порода после своего образования. Первичные пустоты могут быть разделены на две группы — пустоты в осадочных породах и пустоты в изверженных породах. Вторичные пустоты обнимают различные трещины, пустоты от выщелачивания и пустоты, образованные различными процессами меньшего значения, например деятельностью растений и животных, механической эрозией и перекристаллизацией. В отношении водоносности наиболее важными являются первичные пустоты в осадочных породах; следующими по значению являются трещины и пустоты от выщелачивания.

Описанные типы пустот сгруппированы в нижеследующей сводке. Более детальная классификация пустот разработана Фуллером (2).

Типы пустот:

1. Первичные пустоты:
 - a) в осадочных породах;
 - b) в изверженных породах.
2. Вторичные пустоты:
 - a) трещины;
 - b) пустоты от выщелачивания;
 - c) пустоты меньшего значения, например образованные деятельностью растений и животных, механической эрозией и перекристаллизацией.

ПЕРВИЧНЫЕ ПУСТОТЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Первичные пустоты в осадочных породах представляют промежутки между прилегающими обломками осадочной породы. Большинство из этих обломков имеет более или менее округленную форму, которую они приобрели при переносе водой, ветром или другими агентами. Поэтому, когда они отлагались, между ними оставались свободные пространства, и эти свободные пространства играют наиболее важную роль в отношении водоносности. Природа этих свободных промежутков уже рассматривалась (стр. 7—12). Они характерны для пород, по-

казанных на рис. 56, 57, 59 и 60. Хорошо сортированный несцементированный гравий, песок или сilt обладают большой пористостью, но в слабо сортированных породах мелкие частички занимают пространство между более крупными, и в результате свободные пространства между ними очень уменьшаются (см. стр. 157 и рис. 58 и 66). Порода, состоящая из однородных зерен малых размеров, обладает такой же пористостью, как порода, состоящая из крупных однородных зерен или галек; но при этом порода с более крупными зернами или гальками является лучшим источником воды, так как промежутки между зернами ее больше и следовательно они свободнее пропускают воду и легче отдают ее. В слабо сортированных или неотсортированных породах промежутки также имеют сравнительно малые размеры, и поэтому породы также мало отдают воду. Пустоты в осадочной породе могут постепенно заполниться минеральным веществом, выпадающим из просачивающихся водных растворов солей, так что в конце концов порода может сделаться практически совершенно плотной (см. рис. 1).

Пустоты этого типа колеблются от мельчайших пор, имеющих микроскопические размеры и конечно не отдающих воды, до пустот в несколько сантиметров, по которым вода может свободно протекать. Большинство осадочных пород так тонокзернисты, что пустоты их имеют ширину не больше нескольких долей сантиметра. Несмотря на это породы отдают порядочное количество воды, если только зерна не являются очень малыми. Хотя пустоты этого типа обыкновенно малы, они большей частью бывают очень многочисленны, распределяются равномерно и как правило свободно сообщаются друг с другом. Этим объясняются высокая пористость, проницаемость и высокая удельная водоотдача многих осадочных пород, и в общем этот класс пустот является наиболее ценным для получения воды.

ПЕРВИЧНЫЕ ПУСТОТЫ В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

Во время процесса затвердевания в изверженных породах образуются различные типы пустот. Сюда относятся небольшие полости или пузырьки внутри некоторых кристаллов, небольшие пустоты между кристаллами, пузырьки, образованные паром или другими газами, выделяющимися из излившейся лавы, и пустоты, образованные в лавовых потоках при движении лавы во время ее остывания.

Пустоты в кристаллах бывают очень многочисленны в некоторых минералах, особенно в кварце, в котором они занимают иногда значительный процент всего объема. Многие из этих пустот содержат небольшое количество воды, но так как они имеют лишь микроскопические размеры и не сообщаются друг с другом, то вода их не поступает в колодцы или к корням растений, так что обычно их не принимают во внимание при определении пористости. Первичные пустоты между кристаллами также очень малы и не имеют значения в смысле получения воды.

В верхней части лавового потока при уменьшении давления вследствие выделения пара или другого газа часто образуются округлые пузыри значительных размеров. Эти пузыри бывают иногда настолько крупны и многочисленны, что придают породе очень высо-

кую пористость. Они имеют некоторое значение в смысле водоносности, но значение это ограничено, так как они или совсем разобщены, или очень плохо сообщаются между собой.

Наиболее жидкие лавы, как базальт, во время процесса застывания образуют многочисленные каверны и каналы. Иногда образуется поверхностная корка, из-под которой жидкая лава может вытечь, оставляя кавернозные пустоты; или же новая порция жидкой лавы может залить эту корку или сломать ее таким образом, что образуются большие неправильные пустоты. Пустоты этого типа также довольно изолированы друг от друга, но обыкновенно они сообщаются посредством многочисленных крупных трещин, которые часто образуются в таких лавовых пластах в результате сокращения объема, вызванного охлаждением. Эти неправильные пустоты вместе с трещинами имеют большое значение для подземных вод. Из них вытекают крупнейшие источники, и в них заложены наиболее мощные в мире скважины. Неправильные поверхности и брекчиевидный характер типичных покровов эффузивного базальта показаны на рис. 38 и 39.

ТРЕЩИНЫ

Почти все твердые породы разбиты трещинами, как это можно наблюдать в каменоломнях и на естественных выходах. Эти трещины иногда очень узки, если поверхности пород прижаты друг к другу, но иногда они широко раскрыты, образуя резервуары значительной емкости. Некоторые трещины не простираются далеко, другие тянутся на большое расстояние и на большую глубину. Обычно они проходят по разным направлениям и поэтому пересекают друг друга; таким образом они не только разделяют породу на глыбы, удобные для добычи, но также создают хорошие каналы сообщения для подземной воды. Они образуются вследствие разных причин, главным образом вследствие сокращения объема, давления и деформации. При крупных деформациях породы могут перемещаться вдоль разломов, образуя сбросы, идущие глубоко в землю и имеющие особое значение как резервуары и проводники воды, или образуя зоны смятия или брекчии, которые также могут дать исключительно большое количество воды. В слоистых осадочных породах последовательные слои могут разламываться отдельно один от другого, и такие разломы могут давать значительные количества воды.

Добрэ (3) предложил термин *литоклазы* для всех открытых трещин. Он разделяет их на три класса: *лептоклазы*, или мелкие трещины, *диаклазы*, или более крупные трещины, и *параклазы*, или крупные сбросы. Лептоклазы, которые разбивают породы на мелкие участки, он разделяет на два подкласса — *синклазы* и *пъзоклазы*. Синклазы обуславливаются внутренними силами, большей частью сокращением объема при остывании или высыхании, они обладают известной геометрической правильностью (например призмы базальта и полиэдры высохшей грязи). Пъзоклазы, подобно диаклазам и параклазам, вызываются внешними силами, обычно давлением. Пъзоклазы — это неправильные мелкие трещины, особенно многочисленные близ поверхности, но встречающиеся также глубоко под поверхностью. Диаклазы — крупные трещины, часто почти вертикальные; они осо-

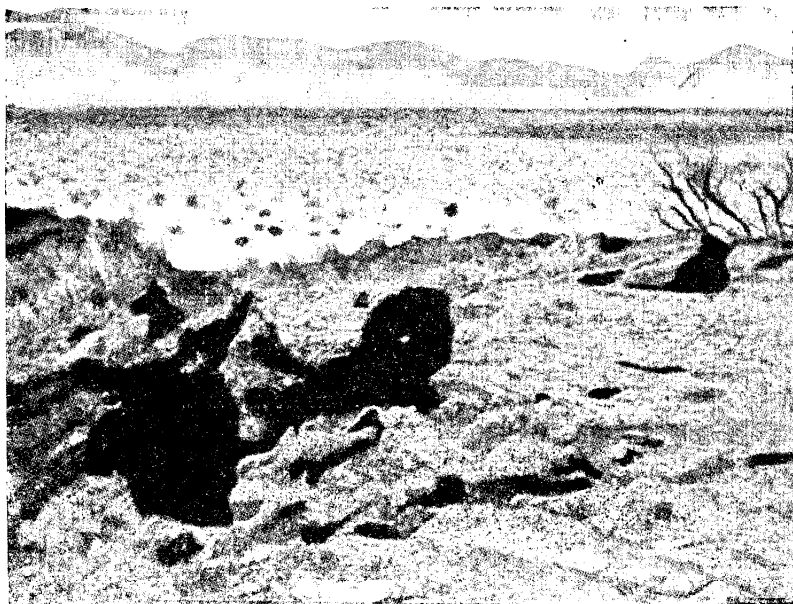


Рис. 38. Трещины в краевой части лавы.



Рис. 39. Вид, показывающий неровность поверхности лавы.
Пласты эффузивного базальта. Неправильная поверхность и большие неправильные
пустоты.
(По фотогр. О. Э. Мейцера.)

бенно распространены в осадочных породах. Обычно они образуют две или более системы, причем трещины каждой системы ориентированы приблизительно в одном направлении и располагаются приблизительно под прямым углом к трещинам другой системы. Параклазы еще крупнее диаклазов и простираются до большей глубины.

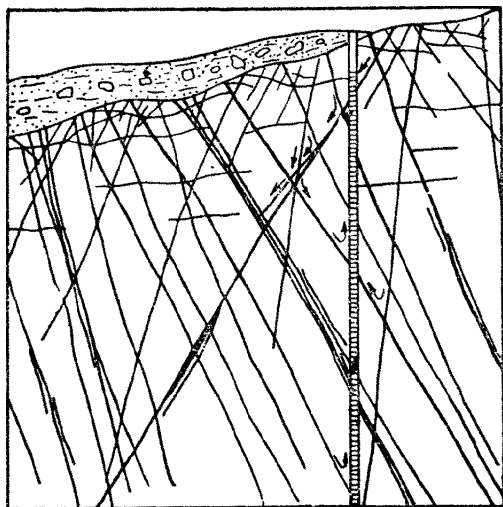


Рис. 40. Схематический рисунок колодца, питающегося водой из пересеченных им трещин. (По Эллису.)

На рис. 40 видно, каким образом колодец питается водой из трещин. Трещины в разнообразных породах, могущие быть водоносными, показаны на рис. 41, 42, 43, 44, 45, 46 и 47.

Трещины имеют важное значение в смысле водоносности, особенно потому, что они встречаются практически во всех твердых, плотных породах, например граните и кварците, которые иначе были бы лишены воды, благодаря же трещинам могут давать много воды на больших протяжениях. Часто трещиноватые породы не дают большого количества воды, но все-таки достаточно для обиходного пользования.



Рис. 41. Твердый песчанник, содержащий трещины, в которых может циркулировать вода.
(По фотогр. А. Д. Эллиса.)



Рис. 42. Известняк, вдоль трещин и плоскостей напластования которого может происходить растворение.
(По фотогр. В. С. Альдена.)

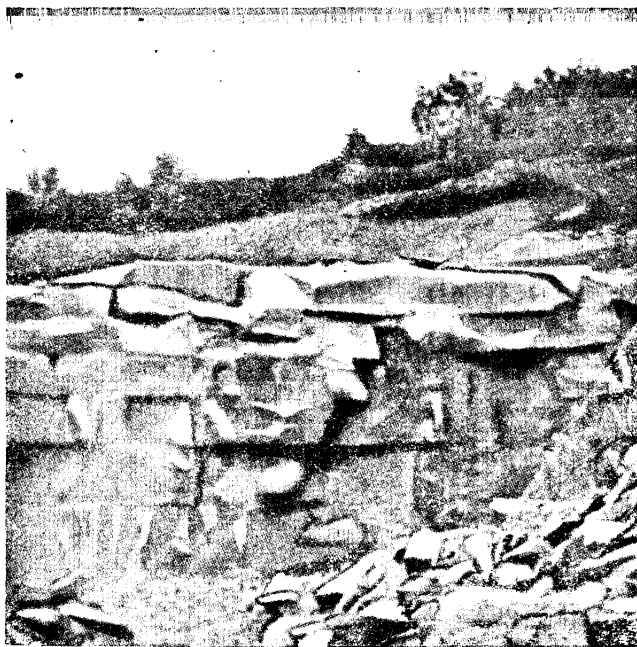


Рис. 43. Плотный слоистый известняк с плоскостями отдельности, по которым просачивается вода.
(По фотогр. С. Р. Кэппса.)

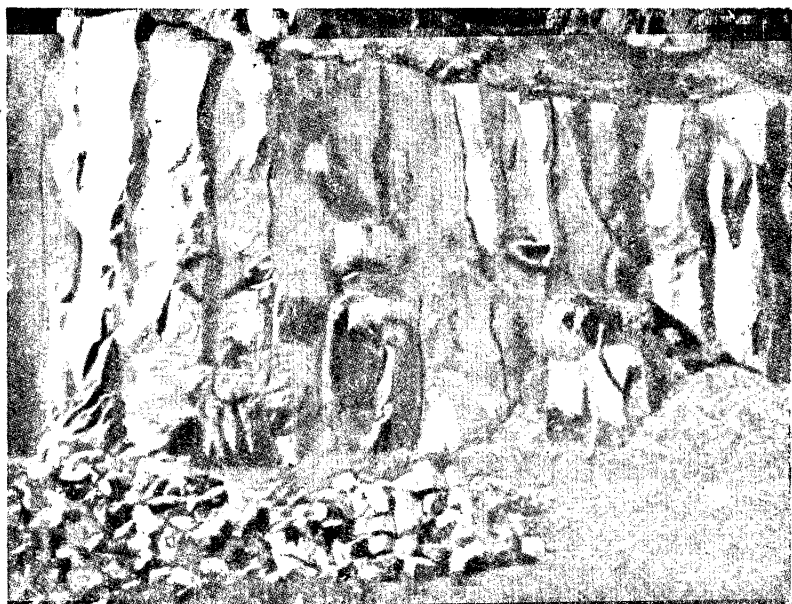


Рис. 44. Базальт со столчатой отдельностью.
(По фотогр. Д. П. Иддингса.)

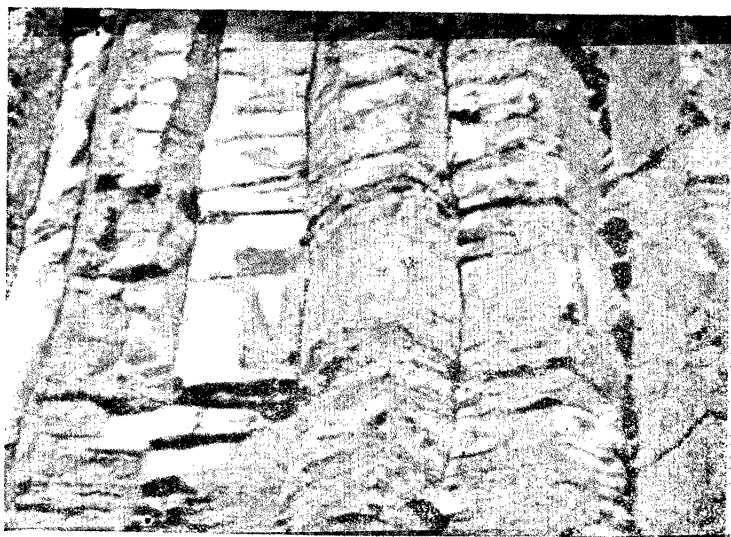


Рис. 45. Вид вблизи на трещины утеса обсидиана.
(По фотогр. Д. П. Иддингса.)



Рис. 46. Гранит с горизонтальными трещинами, дающими грунтовую воду.
(По фотогр. Ф. Г. Клэпп.)



Рис. 47. Гнейс. Видны трещины, из которых некоторые дают грунтовую воду.
(По фотогр. Д. С. Диллера.)

В связи с изучением водоносности Эллис произвел очень тщательное изучение трещин в кристаллических породах Коннектикута. На основании этого изучения, он пришел к следующим выводам (4):

«Более или менее крупные трещины, большей частью имеющие гладкие и плоские стенки, пересекают породу в различных направлениях. Вызвавшие их силы разбили породы на глыбы различной формы и размеров без заметного разъединения или смещения пород».

Типы трещин

Вертикальные трещины. Наиболее распространен тип трещин, имеющих почти вертикальное положение (70° — 90°), но встречаются трещины с другим падением. Среднее падение трещин, наблюдавшихся в 75 местах изученного района, равнялось 74° .

Данные о падении трещин сведены в таблицу 25.

Таблица 25
Падение трещин в коннектикутских породах

| Падение | Число наблюдавшихся мест |
|-----------------------------|--------------------------|
| 80° — 90° | 40 |
| 70° — 80° | 17 |
| 40° — 70° | 14 |
| меньше 40° | 4 |

Трещины большей частью прямые, но в небольшом количестве наблюдались и изогнутые или имеющие другие неправильности.

Горизонтальные трещины. Во многих породах наблюдается другой тип трещин, очень отличающихся от вертикальных как по падению, так и по общему характеру. Они занимают приблизительно горизонтальное положение или редко отличающееся от него больше чем на 20° , обычно же гораздо меньше. Большей частью эта трещино-

ватость соответствует поверхностному рельефу породы, но иногда трещины имеют небольшое падение в сторону, противоположную склону.

Пустоты, обусловленные сланцеватостью и отдельностью. Кристаллические сланцы обладают, вероятно, большей пористостью, чем глинистые сланцы, но и их пористость слишком мала для того, чтобы могла происходить циркуляция артезианской воды через поры. В измятых кристаллических сланцах, повидимому, существуют пустоты между слоями, но, вероятно, по ним не может происходить настолько быстрая циркуляция, чтобы обеспечить питание колодцам. Питание колодцев зависит от более или менее резко выраженных плоскостей разлома, параллельных сланцеватости, особенно находящихся близ поверхности.

Сбросы. Сбросы можно рассматривать как крайний тип трещин, в которых произошло смещение одной стенки по отношению к другой. работы Гоббса (Hobbs), Дэвиса (Davis) и других показали, что в Коннектикуте существует большое количество сбросовых трещин и в то же время нередко хорошо выраженные зоны смятия, обусловленные смещением кристаллических пород. Но все-таки они представляют сравнительно редкое явление, и с ними редко приходится иметь

дело при бурении скважин. Поэтому их можно рассматривать просто как особые виды трещин. Возможно, что они имеют значение для образования источников, хотя чрезвычайно трудно, а большей частью и невозможно приурочить какой-либо определенный источник к сбросовой трещине.

Расстояния между трещинами и протяженность трещины

Вертикальные трещины. В расстояниях между вертикальными трещинами, играющими важную роль в отношении водоносности, не наблюдается закономерности даже в одной и той же породе. На основании большого количества наблюдений можно считать, что в тех местах, где трещиноватость хорошо развита, расстояние между трещинами обычно колеблется между 1 и 2 м до глубины 15 м; на этой глубине среднее расстояние между вертикальными трещинами одной и той же серии для кристаллических пород исключая траппы и известняки — больше 3 м. Изучение описаний колодцев показывает, что эта цифра недалеко от цифры среднего расстояния для всех трещин до глубины 30 м.

За рядом исключений, трещины этого типа в общем тянутся на значительное расстояние как по простиранию, так и по падению. Сбросовые трещины имеют наибольшую протяженность и часто тянутся на много километров, иногда на десятки километров. Зоны расслаивания с очень густой трещиноватостью, повидимому, имеют такое же протяжение, как сбросовые трещины, и их протяжение измеряется десятками и сотнями метров. Там, где наблюдается хорошо выраженная параллельная трещиноватость, отдельные наиболее крупные трещины иногда протягиваются на много десятков и сотен метров, тогда как более мелкие пересекающиеся трещины значительно короче.

Горизонтальные трещины. В расстояниях между горизонтальными трещинами наблюдается гораздо большая правильность, чем между вертикальными.

Они представляют явно поверхностное явление, и количество их быстро уменьшается с глубиной; возможно, что на глубине более 60 м под поверхностью нет открытых трещин. На глубине первых 6 м под поверхностью среднее расстояние между этими горизонтальными трещинами равно 0,3 м, на глубине следующих 10 м оно колеблется от 1 до 2 м, а еще на следующих 15 м расстояние между трещинами гораздо больше — от 1,8 до 9 м и более.

Протяжение отдельных горизонтальных трещин редко превышает 50 м, но вследствие пересечений их друг с другом может на протяжении многих сотен метров образоваться как бы сплошная трещина, которая будет иметь изогнутую форму, приблизительно параллельную склону холма, причем каждая нижележащая трещина будет иметь меньший изгиб, чем вышележащая. Такие трещины, повидимому, чаще встречаются на возвышенных местах, а не в долинах, так как трещины падают положе поверхности склона, который они пересекают; и так как с глубиной расстояние между трещинами увеличивается, то в долинах горизонтальные трещины находятся на большем расстоянии одна от другой.

Глубина

С глубиной трещины становятся уже, и расстояние между ними увеличивается. Чрезвычайно важно считаться с этим при бурении скважин. Часто утверждают, что на глубине всегда можно дойти до воды; в действительности же, чем глубже буровой колодец, тем меньше шансов встретить трещины, являющиеся единственными путями, по которым может циркулировать вода в кристаллических породах. Кроме того очевидно, что вследствие уменьшения ширины трещины с глубиной в верхней половине каждой отдельной трещины возможна гораздо большая циркуляция, чем в нижней.

Количество трещин, питающих различные колодцы или скважины, бывает очень различно. В некоторых случаях большая часть воды поступает из одной трещины, в других случаях вода медленно собирается из многих трещин. В среднем в колодце имеется от 1 до 4 горизонтов, которые главным образом дают воду, но обычно один из этих горизонтов дает больше, чем все остальные вместе. Это особенно справедливо в отношении более глубоких колодцев (от 60 до 90 м), в которых главный источник воды находится обычно близ дна колодца.

Если для верхних 60 м породы принять для вертикальных трещин среднее падение в 70° и среднее расстояние между трещинами в 3 м, то каждый колодец, имеющий 60 м глубины, должен пересечь 7 трещин. Повидимому это близко к средней цифре для всех колодцев, если отбросить мелкие и короткие трещины близ поверхности. Глубже 60 м среднее количество пересекаемых трещин несколько уменьшается для следующих 30 м и значительно уменьшается на глубине более 100 м.

Пересечение трещин

Установить пересечения трещин очень важно при определении природы подземной циркуляции. Если все трещины пересекаются, то лучшие условия для циркуляции получаются там, где встречаются трещины главных систем и где, в добавление к вертикальным трещинам, встречаются горизонтальные.

Ширина открытых трещин

На самой поверхности земли трещины часто открыты на 1—5 см, а иногда и значительно больше. Образование такой широкой полости обусловлено действием различных агентов выветривания и механическими причинами, играющими роль лишь близ поверхности, и следовательно такие открытые полости не могут встречаться на глубине, ниже которой эти агенты не действуют. В искусственных разрезах, как в каменоломнях, часто наблюдается, что трещины, которые на поверхности открыты на 1 см, оказываются на глубине 8 м настолько узкими, что не пропускают лезвия ножа.

На глубине 10 м под поверхностью трещины открыты лишь на одну двадцатую той ширины, какую они имеют на поверхности, но на большей глубине не наблюдается такой же пропорциональности в суживании. Несомненно, что чем больше глубина, тем больше должно быть

стремление трещин закрываться вследствие увеличивающегося давления и меньшей возможности расширения в стороны ниже уровня микрорельефа.

ПУСТОТЫ ОТ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Пустоты от выщелачивания образуются главным образом благодаря действию воды, проникающей в ранее существовавшие пустоты. Они бывают двух родов: одни из них обусловлены химическим разложением пород и растворением с последующим выносом растворенных частей, другие — растворением и выносом растворимых пород.

Пустоты, образованные путем разложения пород, встречаются в изверженных и метаморфических породах, содержащих в большом количестве сложные минералы, особенно в гранитных породах. Остаток от выветривания имеет глинистый характер; поэтому пустоты невелики и не содержат много воды, но все-таки часто дают запасы воды, достаточные для практических целей. В сбросовых зонах и зонах смятия разложение пород распространяется на большую глубину, чем в других местах, и в них вода может встречаться на глубине более 30 м. Кливаж и сланцеватость также благоприятствуют выветриванию пород и образованию небольших пустот.

Среди пустот, образуемых выщелачиванием растворимых пород, можно различать пустоты, образующиеся в результате выноса растворимого цемента из породы, в остальном почти нерастворимой (например из песчаника, первоначальные пустоты которого выполнены известковым цементом); и пустоты, образующиеся в породах, состоящих главным образом из растворимого материала (например пустоты в известняке, гипсе и соли). Если в известняке имеется возможность свободной циркуляции воды по трещинам и другим пустотам, то вся порода может оказаться пропитанной сетью каверн, имеющих иногда большие размеры. В Мамонтовой пещере в Кентукки один из ходов тянется более, чем на 12 км. Многие из таких ходов имеют высоту — 6 м, в редких случаях даже 25 м; некоторые имеют ширину от 15 до 50 м. Диаметр больших вертикальных колодцев в Мамонтовой и других пещерах доходит до 3 м и более, глубина их более 60 м (5). На рис. 48 видна огромная удлиненная пещера в известняке, из которой вытекает подземная река; на рис. 49 показана подобная пещера в гипсе, и из нее также берет начало река (см. также рис. 50, 51, 52, 53 и 54). На рис. 55 показан схематический разрез системы пустот, образованных выщелачиванием.

Фуллер (5) дает следующее описание этого типа пустот:

«Каналы этого типа образуются часто в результате расширения трещин. Особенно часто это наблюдается в местах пересечения двух или более трещин. Очень неправильная форма некоторых пустот объясняется сложностью систем трещин. Повидимому, такое явление имеет место в цинковом районе Джошлина. Но зато крупнейшие ходы следуют плоскостям напластования, вне зависимости от трещин. Они очевидно образовались из одного или многих извилистых и ветвящихся каналов, характерных для таких поверхностей во многих местах. Небольшие каналы постепенно расширяются и стремятся соединиться и образовать один большой канал, который при дальнейшем растворении постепенно превращается в пещеру. Изредка наблюдаются

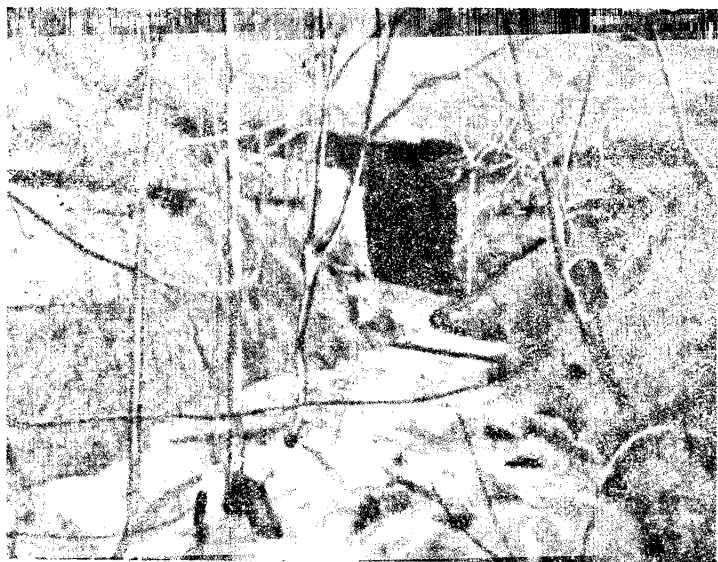


Рис. 48. Пещера в известняке, из которой вытекает грунтовая вода.
(По фотогр. В. Г. Барнетт.)



Рис. 49. Пещера в гипсе, из которой вытекает грунтовая вода.
(По фотогр. В. Д. Джонсона.)

небольшие трубчатые каналы, которые пересекают породу диагонально, не обнаруживая заметной связи с трещинами и с плоскостями напластования. Причины, определяющие возникновение таких кана-



Рис. 50. Известняк с каналами растворения вдоль трещин.
(По фотогр. А. Д. Эллиса.)

лов, не выяснены, но повидимому они представляют просто расширение какой-то ранее существовавшей линии, вдоль которой легко просачивалась вода.



Рис. 51. Воронка в гипсе, продолжающаяся ниже водного зеркала.
(По фотогр. О. Э. Мейндера.)

На первой стадии расширения трещин, сбросовых плоскостей и пр. канал имеет плоскую форму. В кристаллических и других нерастворимых породах такие узкие плоские пустоты могут сохранять свою форму на неопределенно большом протяжении, но в из-

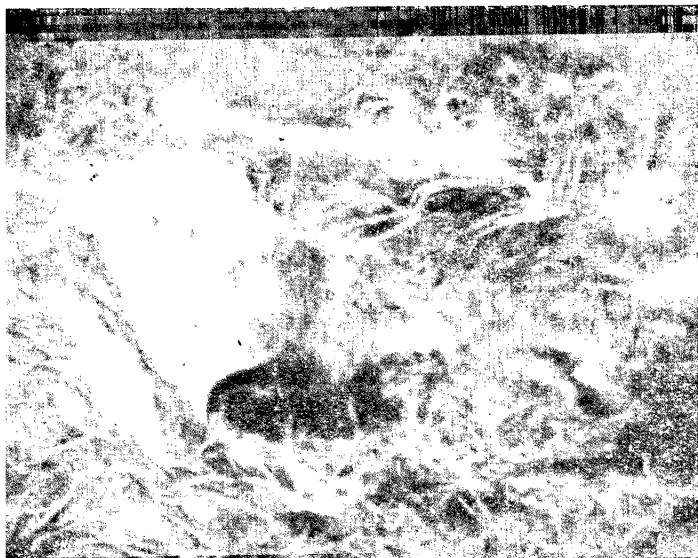


Рис. 52. Воронка в гипсе.
(По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

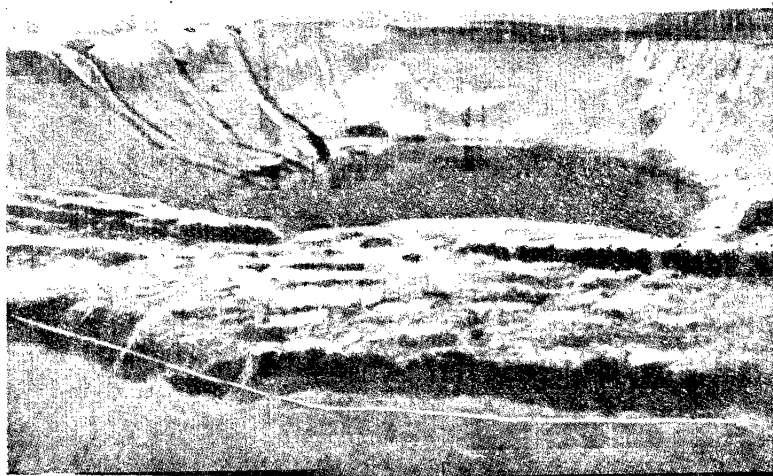


Рис. 53. Солт Велл — воронка близ Мид в Канзасе.
воронка образовалась в 1879 г. вследствие провала поверхности. Провал произошел вследствие удаления соли, растворенной грунтовыми водами. Вода, видимая на дне воронки, лежит на уровне водного зеркала.
(По фотогр. В. Д. Джонсона.)

вестняках избирательное растворение скоро приводит к образованию характерных неправильных пещер».

Вследствие своих больших размеров каналы, происшедшие от растворения, очень легко дают воду и представляют одно из наиболее важных местилищ для подземных вод.



Рис. 54. Сэ-т-Джакоб — воронка в Кларк-Коунти в Канзасе. Эта воронка доходит до водного зеркала.
(По фотогр. В. Д. Джонсона.)

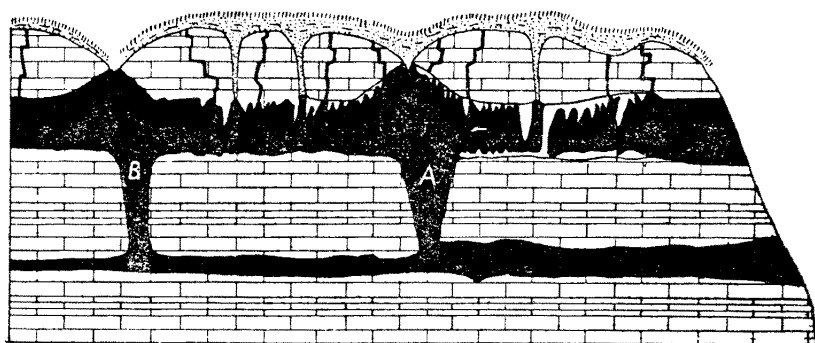


Рис. 55. Схематический рисунок, представляющий систему пустот от выщелачивания. (По Матсону.) Черным показаны подземные пустоты, из которых известняк (указанный прямоугольниками) удален путем выщелачивания.

А и В — каналы, ведущие от ветвей к нижним пещерам. Белым обозначены сталактиты и сталагмиты.

ВОДОНОСНОСТЬ ПОРОД

ГАЛЕЧНИКИ И КОНГЛОМЕРАТ

В отношении водоносности галечники стоят на первом месте среди всех горных пород. В США галечники питают большинство наиболее мощных колодцев, и в общем колодцы получают из них воды больше, чем из всех других пород, взятых вместе. Грубый чистый галечник обладает высокой пористостью, высокой проницаемостью и высокой удельной водоотдачей. Он легко поглощает воду, собирает ее в больших количествах и легко отдаст ее колодцам. Колодец, имеющий лишь 30 см в диаметре и проведенный в хороший пласт галечника, может давать более 4 500 л в минуту. На рис. 56 показан чистый галечник, который должен очень легко отдавать воду, если он находится в зоне

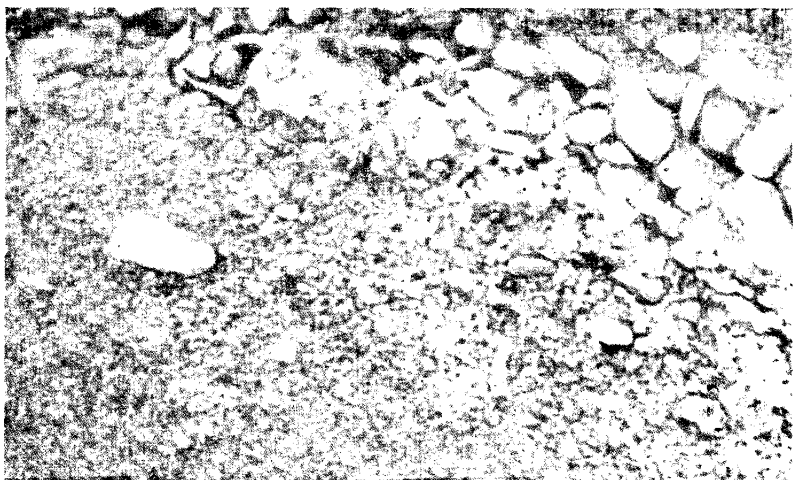


Рис. 56. Чистый галечник, легко отдающий воду.
(По фотогр. Д. К. Джилберта.)

насыщения. Чистые галечники отлагаются главным образом большими быстрыми потоками, скорость движения которых уменьшается вниз по течению. Обширные отложения галечников образованы водами, которые вытекали из-под больших ледников, когда-то покрывавших северную часть США (рис. 57), и потоками, которые текут в настоящее время с гор, находящихся на западе США, в Великую равнину или в многочисленные междугорные долины (рис. 58). Такой галечник образуется также в прибрежной полосе, куда сносятся грубые обломки, если действие волн и береговых течений в состоянии удалить более тонкий материал (см. рис. 56).

Большая часть воды для города Бруклина получалась раньше из колодцев, оканчивающихся в флювиогляциальном галечнике, распространенном на Лонг-Айленде. В западной части этого острова с площади около 400 км² через колодцы поступало в день около 380 000 м³ воды (6). Примером мощных колодцев, питаемых водой из отложений



Рис. 57. Флювно-гляциальный галечник. Отдает воду легко, если колодцы тщательно очищаются от тонкого материала.
(По фотогр. А. Д. Эллиса.)



Рис. 58. Частично слоистый, но плохо отсортированный аллювий пустынного бассейна.
(По фотогр. О. Э. Мейндера.)

галечников в междугорных бассейнах, могут служить колодцы в долине Сан-Бернардино в Калифорнии, описанные Менденхалем (Mendenhall, 7). Три из этих колодцев, каждый из которых имел менее 60 м глубины, в 1892 г. давали по 15 000 л в минуту. Четыре других колодца, имевшие глубину от 100 до 177 м, давали каждый около 11 000 л в минуту. Еще два колодца давали от 6 000 до 7 000 л в минуту. В 1904 г. общая производительность всех колодцев этой долины была около 40 800 л/сек (около 250 м³ в минуту и 350 000 м³ в день).

Различные виды галечников обладают различной степенью водосности, зависящей от степени сортированности материала и степени цементации. Некоторые отложения состоят в значительной мере из галек и валунов, и в то же время основная масса их представляет

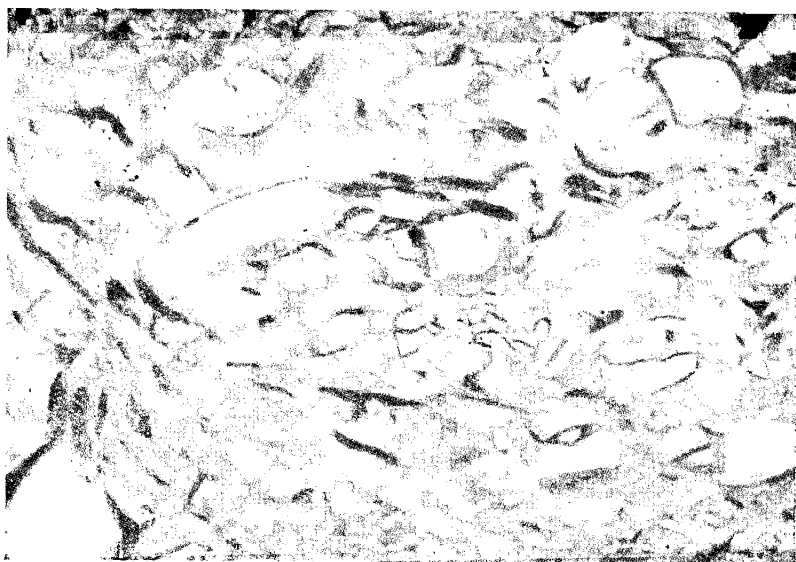


Рис. 59. Плотный конгломерат. Вода почти исключительно в трещинах.
(По фотогр. К. Д. Уэлькотта.)

такой плотный материал, что они не имеют никакого значения в отношении водоносности. Другие превращены в твердый конгломерат, и промежутки между зернами их так заполнены цементом, что они совсем не дают воды (рис. 59). Но конгломераты могут быть разбиты трещинами, как и большинство других твердых пород, и тогда они могут давать некоторое количество воды из трещин.

Род и количество галечников в осадочных отложениях зависят в значительной мере от пород, из которых произошли эти отложения. Так, в выполненной обломками пород междугорной долине можно заранее—по характеру пород, слагающих прилегающие горы, с которых смыт обломочный материал—предсказать, какого рода галечники будут встречены при бурении. Сланцеватая глина, мергель, мягкий глинистый песчаник или тонкозернистый вулканический пепел не создадут галечника. В пустынных районах породы могут разрушаться

без химического разложения, и образующиеся при этом обломки могут образовать хороший галечник, но со временем гальки могут выветриваться и распадаться, и отложение может сделаться плотным. Возможно, что это и является одной из причин, почему более глубокие пласты отложений, выполняющих многие из долин, не дают большого количества воды. Глинистый сланец и твердый известняк могут дать очень хороший галечник, но он может оказаться до некоторой степени сцементированным. Кварцит не дает большого количества обломочного материала, но если дает, то обломки его представляют великолепный материал для галечников. Наилучшие и наиболее постоянные пласты галечников образуются из обломков пород, перенесенных на большие расстояния и подвергшихся длительной обработке, в результате которой мягкие и нестойкие породы исчезли, а остались только твердые, нерастворимые и прочные обломки.

Как правило вода из пластов галечников бывает хорошего качества, если только она не была минерализована до поступления в галечники. Вода получает сравнительно мало минеральных веществ из галечника, так как галечник обычно состоит из стойких пород и, кроме того, промежутки между зернами его так велики, что не вся вода приходит в тесный контакт с веществом породы.

ПЕСОК, СИЛТ, ПЕСЧАНИК И КВАРЦИТ

В отношении водоносности песок и песчаник стоят на втором месте после галечника. Они образуют ряд крупных водоносных горизонтов США, например знаменитые сент-питерский и дакотский песчаники. Как правило, песчаные или песчаниковые отложения более непрерывны и шире распространены, чем пласты галечника или конгломерата. При одинаковой степени сортированности и цементации пористость песков близка к пористости галечников, достигая в чистых несцементированных песках с однородными зернами от 30 до 40% и даже более. Но в сравнении с галечниками песок имеет тот недостаток, что у него мельче промежутки между зернами, и поэтому он труднее пропускает воду и в меньшем количестве отдает ее колодцам. Он хуже галечника еще в том отношении, что состоит из менее крупных частиц, которые легче уносятся водой в колодцы, создавая одно из главных затруднений при бурении и откачках (рис. 60). Хороший колодец в песчанике может дать несколько тысяч литров в минуту, но в среднем колодцы, получающие воду из песчаника, дают определенно меньше воды, чем колодцы, питаемые галечниками.

Различные пески и песчаники обладают различной степенью водоносности. Различие определяется многими факторами, главным образом размерами зерен, степенью отсортированности, степенью сцементированности и трещиноватостью.

Размер зерна имеет большое значение. Грубый песок, если он хорошо отсортирован, легко отдает воду, в то время как одинаково хорошо отсортированный силт удерживает значительную часть воды, а остальную часть воды отдает очень медленно. Тонкий несвязный песок не только является неудовлетворительным или не имеет значения для водоснабжения, но представляет одно из наиболее серьезных препятствий при эксплуатации воды. При проведении колодцев он

создает затруднения, проникая в колодцы и наполняя их, а также производя снаружи сильное давление на сруб, вследствие чего становится невозможным опускание сруба. Проникая в колодцы после того, как проходка их закончена, он портит насосы, иногда разрушает сруб и часто засоряет колодцы.

Отложения песка как правило бывают лучше отсортированы, чем отложения галечников, так как они большей частью бывают отложены более спокойными и постоянными реками или потоками. Тем не менее песчаные отложения часто не представляют чистого песка, а содержат глину, которая уменьшает их водоносность.

«Красноцветная толща», широко развитая среди пермских и триасовых отложений и слагающая обширные площади на западе США,



Рис. 60. Дюнный песок, достаточно грубый, чтобы легко отдавать воду, но настолько несвязный, что может создать затруднения при проходке колодцев.
(По фотогр. А. Д. Эллиса.)

часто содержит песчаник плохо сортированный и глинистый и являющийся поэтому неудовлетворительным в качестве источника воды.

Дэйк (Dake, 8) произвел много механических анализов песчаников из района долины Миссисипи. Среди этих песчаников находились хорошо известные и продуктивные водоносные отложения, например кембрийский («потсдэмский») песчаник в Висконсине, джордэнский песчаник в Айове и сент-питерский песчаник в Миссури. По двум анализам кембрийского висконсинского песчаника эффективный диаметр зерна (см. стр. 11) равняется 0,16 и 0,17 мм, а коэффициенты однородности 1,6 и 1,9. Оба образца состояли главным образом из среднего и тонкого песка с небольшим количеством грубого и очень тонкозернистого песка (см. определение этих терминов на стр. 23). По одному анализу джордэнского песчаника эффективный диаметр его

зерна равен 0,21 мм, а коэффициент однородности 2,5. Образец состоял главным образом из среднего и грубого песка. Семнадцать анализов сент-питерского песчаника дали эффективный диаметр зерна от 0,12 до 0,24 мм и средний эффективный диаметр 0,17 мм; коэффициенты однородности их колебались от 1,4 до 2,6 при среднем коэффициенте однородности 1,9. Эти образцы, подобно образцам кембрийского висконсинского песчаника, состояли главным образом из среднего и

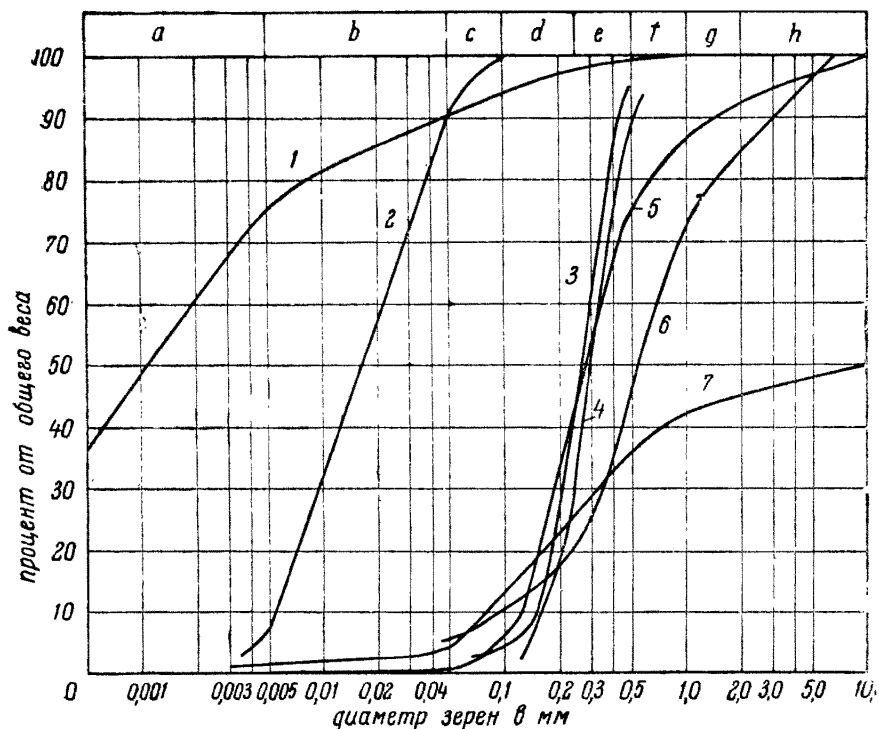


Рис. 61. Диаграмма механического состава шести водоносных пород и неводоносной глины.

кембрийский и сент-питерский песчаники достаточно хорошо отсортированы и достаточно грубозернисты, чтобы свободно отдавать воду. Флювиогляциальные отложения и аллювий Пустынной долины являются также хорошими водоносными горизонтами, но аллювий ухудшается большим содержанием силта и тонкого песка. Тилль не отсортирован, но медленно дает воду. Лёсс тонкозернист, но довольно хорошо отсортирован и дает воду очень медленно. Глина такыров слишком тонкозерниста, чтобы давать заметное количество воды.

a — глина; *b* — силт; *c* — очень тонкий песок; *d* — тонкий песок; *e* — средний песок; *f* — грубый песок; *g* — мелкий галечник; *h* — галечник.

1 — глина такыров; *2* — лёсс; *3* — с.-питерский песчаник; *4* — кембрийский песчаник; *5* — флювиогляциальные отложения; *6* — аллювий пустынь; *7* — тилль.

тонкого песка, и лишь небольшой процент составляли зерна крупнее 0.5 мм или мельче 0,1 мм. Эти числа дают некоторое представление о размере зерна и степени отсортированности, которые требуются для удовлетворительной водоотдачи. Эти довольно тонкозернистые, по чистые песчаники считаются хорошими водоносными горизонтами. Они отдают воду больше из промежутков между зернами, чем из трещин. Но возможно, что размер их зерен близок к предельному и что

более тонкий материал уже не будет легко отдавать воду. На рис. 61 показан механический состав одного из образцов кембрийского песчаника и образца сент-питерского песчаника, эффективный размер зерна и коэффициент однородности которого приблизительно равен среднему для семнадцати образцов, исследованных Дэйком. Гольдман (Goldman, 9) дает анализ образца катагульского песчаника, представляющего хороший водоносный горизонт в Техасе. Он определил, что 10,4% образца состояло из грубого песка (от 0,9 до 0,45 мм), 53,4% — из среднего песка (0,45—0,26 мм) и 34,1% из тонкого или очень тонкого песка (0,26—0,04 мм). Это дает, вероятно, эффективный диаметр более 0,1 мм и коэффициент однородности около 3.

Промежутки между зернами песчаника скорее могут быть закупорены минеральным веществом, осаждающимся из циркулирующих вод, чем промежутки в галечнике, так как промежутки в песчанике мельче. Многие из более уплотненных песчаников слишком сцементированы, чтобы давать много воды из первичных пустот между зернами. В кварцитах эти промежутки почти совершенно закрыты цементацией. Но умеренная цементация может способствовать лучшему использованию водоносного песка, так как он становится более связным и будет меньше проникать в колодцы. Цементация и последующее уплотнение создают также благоприятные условия для образования трещин (см. рис. 41). В кварцитах и в более уплотненных песчаниках трещины играют очень большую роль. В тех случаях, когда первичные пустоты между зернами совершенно закрыты, трещины могут оказаться единственными проводниками воды; если же цементация менее совершенна, роль трещин заключается в том, что они собирают воду, медленно просачивающуюся через мелкие поры породы, и свободно отдают ее колодцам, которые их пересекают. В таких породах успех работы колодца зависит от числа и размера встреченных им трещин, от протяженности трещин и от существования пересечений трещин. Встретит ли колодец трещины — это в значительной степени дело удачи, но иногда этот вопрос можно решить путем тщательного изучения систем трещин в местах выходов пород.

Среди кварцитов одной из наиболее твердых и сильно сцементированных пород является кварцит Сиу (Sioux) в юго-западной Миннесоте и прилегающих частях Южной Дакоты и Айовы. В первое время эксплуатации района он не рассматривался как возможный источник водоснабжения, но большой недостаток в воде в некоторых местностях вынудил поставить разведочное бурение. Оказалось, что кварцит почти повсюду дает некоторое количество воды, и в настоящее время он считается надежным источником водоснабжения. Вода циркулирует главным образом по трещинам, которыми разбита порода. Отдельные трещины дают обычно мало воды, но в сумме все трещины дают ее достаточное количество, и по мере продолжения бурения скважина пересекает все большее число этих водоносных трещин. В сравнении со скважинами, проводимыми в более пористых породах, получение воды обычно очень незначительно. При бурении скважин на фермах буровые мастера обычно гарантируют около 400 л в час, но фактически количество воды часто бывает гораздо больше. Две городские скважины в Пайнстауне (Миннесота), имеющие диаметр в 17,2 и 20,3 см и глубину в 60 и 120 м, вместе дают 530 л в минуту (10).

В Коннектикуте измененный кварцит, состоящий главным образом из зерен кварца, дает очень мало воды. Грегори и Эллис (11) дают сведения относительно пяти скважин, пробуренных в нем. Три скважины имеют глубину более 90 м и одна — более 60 м. Эти скважины дали очень малые и недостаточные количества воды. Хотя число скважин слишком мало, чтобы делать окончательные обобщения, все же на основании существующих данных можно считать, что данная порода представляет ненадежный источник водоснабжения, что трещины в ней немногочисленны и мало развиты.

Мисс Вэском (12) описывает четыре буровых скважины, проведенные в чикийском (Chikies) кварците — плотной, устойчивой, конгломератовидной породе, встречающейся близ Филадельфии. Одна скважина имеет глубину около 175 м и не дает воды, вторая имеет глубину около 40 м и дает 19 л в минуту, третья имеет глубину около 20 м и дает почти 38 л в минуту, четвертая имеет глубину около 240 м и дает около 380 л в минуту.

ЛЁСС

Лёсс представляет собой тонкий, однородный, почти не слоистый сilt, обычно желто-буроватого цвета, часто рассматриваемый как род желтой глины. Он мягкий, легко разрабатывается, но вместе с тем обладает замечательным свойством образовывать вертикальные стенки (рис. 62). Большие массы лёсса были отложены ветрами в течение одной или нескольких межледниковых эпох в северной части США. Он покрывает склоны и гребни возвышенностей, и тот факт, что он имеет большую мощность близ главных рек, нежели на возвышенностях, окаймляющих долины рек Миссури и Миссисипи, наводит на мысль, что лёсс представляет отложения пыли, навеванной с прилежащих низменных мест.

Лёсс представляет пористый материал, промежутки между зернами которого настолько малы, что придают ему высокую водоудерживающую способность, но все же допускают медленное просачивание воды. Следовательно по своим гидрогеологическим свойствам он является прекрасной почвой и слабым водоносным горизонтом. В США из него получают питание относительно немногие колодцы. В большинстве случаев он образует лишь поверхностный слой в несколько метров мощности, а в тех случаях, когда он достигает мощ-



Рис. 62. Утесы, образованные лёссом.
(По фотогр. А. Ф. Кридера.)

ности от 15 до 30 м, он обычно находится на более возвышенных местах, притом на некоторой высоте над водным зеркалом. Он отдает воду очень медленно, но иногда в достаточном количестве для домашнего хозяйства и для ферм. В юго-западной Айове некоторые колодцы получают воду из лёссовых отложений, но большей частью на фермах приходится бурить несколько скважин, обычно соединенных между собою, чтобы обеспечить достаточное количество воды для водопоя скота (13). Лёсс представляет слишком мягкую породу для того, чтобы в нем могли образоваться трещины, играющие важную роль для водоснабжения. Очевидно он отдает воду непосредственно из мелких пор между отдельными зернами. Поэтому колодцы должны иметь обширные площади инфильтрации.

Более или менее типичный лёсс из района долины Миссисипи состоит главным образом из силта (определение силта, утвержденное Почвенным бюро Соединенных штатов, см. на стр. 23), и эффективный диаметр зерна его близок к 0,005 мм. В приведенной ниже таблице 26 даны механические анализы этого лёсса. Они показывают, что лёсс очень хорошо отсортирован, но этих данных недостаточно для того, чтобы дать точную цифру для коэффициентов однородности. Для образцов из Арканзаса и Висконсина (№№ 1—8) коэффициенты могут равняться 2 и, вероятно, не превышают 5, но для сложного образца из Небраски (№ 9) коэффициент однородности может быть несколько выше. Данные показывают, что эффективный диаметр зерна лёсса из района долины Миссисипи приблизительно равен лишь одной тридцатой пятой эффективного диаметра сент-питерского песчаника. Он во много раз превышает размеры субкапиллярных пустот, приведенных на стр. 31—32. На рис. 61 графически показан механический состав образца № 2.

Таблица 26

Механические анализы лёсса в Арканзасе, Висконсине и Небраске
(в процентах от общего веса образца)

| | Диаметр (в мм) | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Тонкий гравий | От 2 до 1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| Грубый песок | " 1 " 0,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,2 |
| Средний песок | " 0,5 " 0,25 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,2 | 0,1 | 0,4 |
| Тонкий песок | " 0,25 " 0,1 | 0,2 | 0,1 | 1,1 | 0,1 | 0,2 | 0,7 | 1,0 | 1,7 | 1,7 |
| Очень тонкий песок . . . | " 0,1 " 0,05 | 3,8 | 9,5 | 9,4 | 5,6 | 4,8 | 19,6 | 5,1 | 18,2 | 26,7 |
| Силт | " 0,05 " 0,005 | 84,2 | 83,2 | 82,3 | 85,5 | 84,7 | 64,8 | 81,5 | 63,1 | 59,7 |
| Глина | меньше 0,005 | 11,4 | 7,0 | 6,9 | 8,6 | 10,0 | 14,7 | 12,2 | 16,4 | 11,3 |

Примечание. №№ 1—5 представляют образцы лёсса из Арканзаса, изученные геологами Геологического комитета Соединенных штатов Е. В. Шоу и Л. В. Стефенсоном; анализы произведены в Почвенном бюро (см. U. S. Geol. Survey Water-Supply Paper 39), pp. 103—104, 1916). №№ 6—8 представляют образцы лёсса из Висконсина, изученные геологом того же Геологического комитета В. К. Ольденом; анализы произведены в Почвенном бюро (см. Water-Supply Paper 39), p. 10). № 9 представляет лёссовую почву Небраски с глубины от 0,3 до 1,8 м, собранную и изученную Ольвэем и Рёетом для небраской Земледельческой опытной станции (Agricultural Experimental Station). Цифры представляют среднее из анализов 36 проб, из которых каждая состояла из 50 образцов (см. Soil Science, vol. I, pp. 405—436, 1916).

Вода лёссовых отложений чаще бывает несколько жесткой, но в остальных отношениях — хорошего качества. Опасность загрязнения воды в лёссе уменьшается благодаря тому, что материал очень тонкозернист и в нем редко образуются трещины, сообщающиеся с поверхностью.

Краткие описания нахождения воды в лёссовых отложениях можно найти во многих изданиях Геологического комитета Соединенных штатов (14).

ГЛИНА, СЛАНЦЕВАТАЯ ГЛИНА И ГЛИНИСТЫЙ СЛАНЕЦ

Настоящая глина представляет силикат алюминия, образовавшийся вследствие разложения более сложных силикатов, встречающихся в изверженных и метаморфических породах. Она состоит из таких чрезвычайно мелких частиц, что является пластичной и нежной на ощупь. В значительной мере она представляет коллоидальное вещество. В процессе отсортировки обломочного материала водой глина обыкновенно дольше всего удерживается во взвешенном состоянии и отлагается последней. Часто она залегает очень тонкослоистыми пластами, являющимися совершенно непроницаемыми (рис. 63 и 64).

Как источник водоснабжения настоящая глина является самой безнадёжной из всех осадочных пород. Причина этого заключается не в том, что она не содержит воды. Пористость девяти образцов, исследованных Рисом (Ries, 15), колебалась от 17,3 до 30,1%. Ссылаясь на Варингтона (Warrington, 16), Мейстер определяет пористость глины в 50%, Шварц (Schwarz) дает 52,7%. Но так как составные частички глины неосяземо малы, то и промежутки между частицами имеют такие малые размеры, что прочно удерживают всю воду, делая глину непроницаемой при обыкновенном гидростатическом давлении. Кроме того во влажном состоянии глина так мягка и пластична, что образующиеся в ней трещины или другие крупные пустоты совершенно закрываются даже при легком давлении.

Очень часто глиной называют отложения, представляющие на самом деле смесь глины с более грубым материалом. Такие глинистые смеси образуются путем отложения из медленно текущих потоков и быстро спадающих рек, когда они уже не содержат большого количества грубого материала. Они представляют наиболее тонкие разности неотсортированных или слабо отсортированных кластических отложений. При бурении эти глинистые смеси рассматриваются как неводоносные, но они дают небольшие запасы многим неглубоким копаным колодцам, имеющим большие площади инфильтрации и значительные размеры. Вода может поступать в колодец из относительно песчаных или галечниковых линз, встреченных в глинистом отложении, или же она может понемногу вытекать из маленьких трещин, образовавшихся различными способами. Так как описываемая порода менее пластична, чем настоящая глина, и пожалуй несколько уплотнена, то она может противостоять закрытию таких трещин при небольших давлениях, существующих близ поверхности.

Помещаемая ниже таблица 27, составленная на основании работ Дэвида Томпсона (David G. Thompson), геолога Геологического коми-

**Механический состав такырных отложений в районе пустыни Мохав,
Калифорния**

(по Томпсону; в процентах от общего веса воздушно-сухого образца, из которого удалены растворимые в воде составные части)

| | Диаметр (в мм) | 1 | 2 | 3 | 4 |
|----------------------------------|------------------|------|------|------|------|
| Гравий | Более 1,0 | 2,4 | 0,1 | 0,2* | 0,02 |
| Грубый песок | От 1,0 до 0,5 | 2,3 | 0,7 | 0,8 | 0,2 |
| Средний песок | " 0,5 " 0,25 | 4,0 | 1,6 | 1,4 | 1,1 |
| Тонкий песок (0,25 — 0,1 мм) . . | " 0,25 " 0,125 | 5,7 | 1,5 | 1,7 | 2,3 |
| Очень тонкий песок (0,1—0,05 мм) | " 0,125 " 0,074 | 5,1 | 1,7 | 3,1 | 2,4 |
| | " 0,074 " 0,050 | 8,5 | 3,1 | 5,1 | 1,0 |
| Силт ¹ | " 0,050 " 0,020 | 20,0 | 8,0 | 2,0 | 0,01 |
| | " 0,020 " 0,005 | 42,0 | 14,4 | 10,2 | 2,3 |
| | " 0,005 " 0,002 | 8,5 | 25,1 | 15,2 | 4,7 |
| Глина ¹ | " 0,002 " 0,0005 | 1,4 | 20,3 | 24,5 | 19,5 |
| | Менее 0,0005 | 0,3 | 23,5 | 35,8 | 66,6 |
| Эффективный диаметр (в мм) . . | — | 0,05 | (2) | (2) | (2) |
| Коэффициент однородности . . . | — | 6 | (3) | — | — |
| Пористость (в % от объема) . . | — | — | — | — | 38,3 |
| | — | — | — | — | 37,8 |

1. Твердая, нежная на-ощупь порода на поверхности такыра в Верхней долине, в 37 км к северу от Барстоу, Калифорния. Микроскопическое исследование породы с диаметром зерен от 0,02 до 0,005 мм показало, что значительная часть ее состояла из агрегатов тонких частиц, из которых многие обнаружили типичное Броуновское движение. Возможно, что при тщательной обработке эти агрегаты распались бы. Но при отсутствии специальной обработки агрегаты действовали как определенные частицы данного размера.

2. Мягкая, порошкообразная, влажная и сильно щелочная порода на поверхности такыра в долине Харпер, близ Хинклей, Калифорния.

3. Плотная грязеподобная трещиноватая порода, взятая на расстоянии около 15 м от № 2.

4. Порода на поверхности твердого гладкого такыра, называемого Роджерским „Сухим озером“ близ Ланкастера, Калифорния.

¹ Размеры, меньшие чем 0,05 мм, были определены методом, описанным Мором (E. C. Mohr, Die mechanische Bodenanalyse. Dept. agr. Indes. Néerlandaises. Bull. 41, 1910). По этому методу материалу, находящемуся в воде во взвешенном состоянии, дают осаждаться в определенном столбе воды в различные промежутки времени. К концу данного периода вода с оставшейся взвешенной породой сливается, и порода дает осаждаться в течение следующего более длинного периода. Несомненно пределы размеров зерен, разделяемых этим путем, менее точны, чем пределы размеров более крупных зерен, разделяемых отсеиванием.

² Менее 0,0005 мм.

³ Более 7; вероятно между 10 и 15.
(Пористость определена А. Ф. Мельчером.)

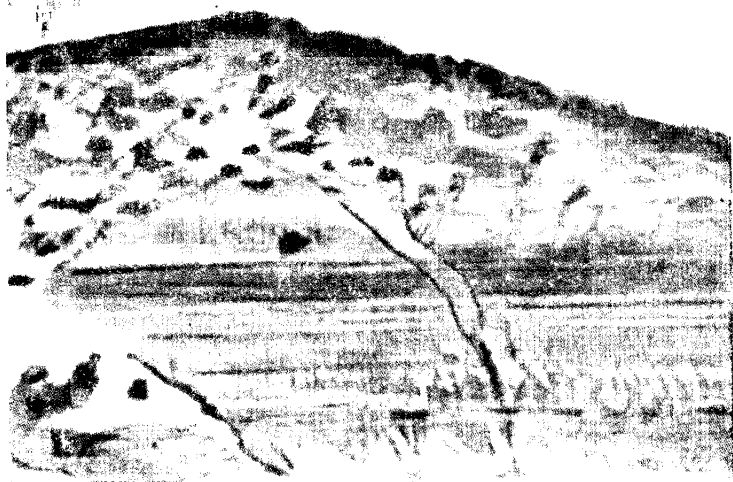


Рис. 63. Листоватые глинистые отложения, не дающие воды, или дающие мало воды.
(По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

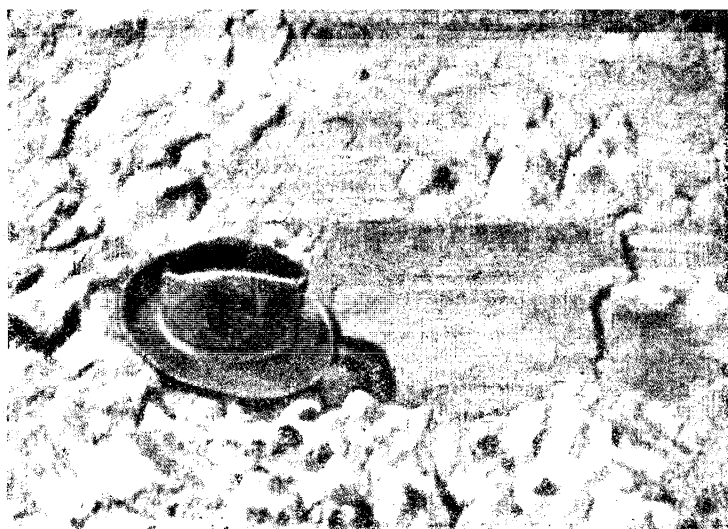


Рис. 64. Слоистая глина, не дающая воды. При поглощении воды поверхностные трещины пропадают.
(По фотогр. А. Д. Эллиса.)

тата Соединенных штатов, дает механический состав тонких осадочных отложений, образованных во временных озерах или такырах (playa) в пустынном районе Калифорнии. Эти осадки состоят главным образом из силта и глины, причем в значительной степени они сложены тонкой коллоидальной глиной. Они недостаточно хорошо отсортированы. Но образец № 4 обладает во всяком случае высокой пористостью. Они слишком тонкозернисты, чтобы играть роль для водоснабжения. Механический состав образца № 3 графически представлен на рис. 61, для сравнения с определенно водоносными отложениями.

Сланцеватая глина образуется путем уплотнения настоящей глины или одной из глинистых смесей. В отношении водоносности она играет



Рис. 65. Глинистый сланец, показывающий кливаж.
(По фотогр. К. Д. Уолькотта.)

очень малую роль, но в некоторых местностях, где хорошие водоносные горизонты отсутствуют, она дает небольшое количество воды некоторым колодцам. Доступная для извлечения вода находится в ней в трещинах и вдоль плоскостей напластования. Как правило трещины больше всего развиты близ поверхности в наиболее плотных сланцеватых глинах и в наиболее хрупких разновидностях, происшедших из менее пластичных смесей. Примером мощной толщ плотной сланцеватой глины, создающей очень неблагоприятные условия для нахождения грунтовых вод, является пьеррская сланцеватая глина, распространенная на больших площадях в Великой равнине. Примером сланцеватой глины, представляющей водоносный горизонт выше среднего, может служить брульская глина, распространенная также в некоторых частях Великой равнины. Эта несколько песчаная и хрупкая порода разбита, особенно в выветрившихся частях, на не-

большие кубические глыбы и повидимому содержит крупные пустоты близ поверхности. Из нее получают небольшое количество воды многие колодцы, но при известных условиях она повидимому может давать очень большое количество воды из верхней трещиноватой части (17).

Глинистый сланец точно так же не является удовлетворительным в отношении водоносности; однако местами, если нет других источников воды, из него получают небольшие, но очень ценные запасы воды. Сама по себе эта порода слишком плотна, чтобы давать воду, но некоторое количество воды может циркулировать по трещинам и плоскостям кливажа, особенно близ поверхности, где трещины расширены вследствие выветривания (рис. 65). В гористых районах, сложенных в основном глинистым сланцем, грунтовые воды по большей части встречаются редко.

В рудничном городке Манхэттене (Невада), где воды очень мало, большая часть общественного водоснабжения получается из глинистого сланца. Один колодец, имеющий в поперечном сечении 1 на 2,5 м и глубину около 18 м и почти целиком (за исключением верхних 2 м) находящийся в глинистом сланце, дает в различные сезоны от 19 000 до 40 000 л в день (18).

В южном Мэне, по сообщению Клаппа (Clapp, 19), глинистый сланец дает больше воды, чем гранит, и колодцы или буровые скважины, проведенные в глинистом сланце, редко оказываются неудачными. В этом районе большинство колодцев и скважин, проведенных в глинистом сланце и имеющих глубину менее 30 м, дает от 3,8 до 38 л в минуту, многие же более глубокие колодцы и скважины дают 114 л в минуту, и небольшое количество колодцев дает более 190 л в минуту. В Мэне на больших площадях, где распространен глинистый сланец, рекомендуется бурить до глубины 120 или 150 м, если нельзя получить достаточных запасов ближе к поверхности.

В Коннектикуте, по сообщению Эллиса (4, 11), пять скважин, пробуренных в глинистом сланце до средней глубины 29 м, дают очень мало воды. Кливаж породы почти вертикальный, что причиняет затруднения при бурении, и большинство трещин повидимому заполнено цементирующим минеральным веществом.

ТИЛЬ

Ледники переносят беспорядочно смешанные обломки пород всех размеров — от тонкой муки до огромных валунов. Отложения этих обломочных материалов называются *ледниковыми отложениями* (glacial drift). Обломочный ледниковый материал отчасти отлагается непосредственно льдом, отчасти же уносится дальше водами, получающимися от таяния льда, или ветром. Материал, отложенный непосредственно льдом, образует разнородные неотсортированные смеси, называемые *тилем* или *валунной глиной* (рис. 66); материал, отложенный вытекающими из-под льда реками, образует главным образом водоносные флювиогляциальные отложения (см. рис. 57); материал, отложенный ледниковыми плотинными озерами, и тиль образуют большей частью водонепроницаемые глинистые пласты (см. рис. 64); и накопец материал, отложенный ветром, образует скопления лёсса (см. рис. 62) или дюнного песка (см. рис. 60). Обширные разнообразные

ледниковые отложения образовались при последовательных наступлениях ледника в северной части США в недавнее геологическое время незадолго до зареи человеческой истории.

Будучи неотсортированным, тиль обычно обладает малой пористостью и малой удельной водоотдачей. Но в различных местах в составе и структуре тилиа наблюдаются различия, зависящие главным образом от свойств пород, из обломков которых он состоит. Иногда тиль бывает плотным, и в нем преобладает глинистый материал; иногда он содержит лишь небольшое количество тонкого материала и является главным образом песчаным и каменистым. Глинистый тиль почти непроницаем и дает мало воды или не дает ее совсем; песчаный и каменистый тиль несколько более порист и проницаем и может быть вполне хорошим водоносным горизонтом.



Рис. 66. Тиль, или валунная глина, из неотсортированного материала.
(По фотогр. В. С. Альдена.)

В высшей степени запутанным, хаотически и самым различным образом перемешанными и перемежающимися с толщами тилиа встречаются пропластки и линзы отложенного водой песка и галечника. Часто они залегают под толщами тилиа или над ними. В некоторых местах эти отложения лежат между двумя толщами тилиа, относящимися определенно к различному возрасту, и представляют образования межледниковой эпохи; но многие из них не имеют отчетливых признаков этого. В большинстве мест, где ледниковые отложения имеют большую мощность, при проходке колодцев встречаются пласты водоносного песка и гравия, но даже в одной и той же местности эти пласты очень варьируют по своей мощности, крупности материала и глубине залегания. Лишь в редких случаях по колодезным разрезам можно проследить определенный пласт больше чем на несколько километров. Основная морена, отложившаяся на обширном пространстве

в основании ледникового покрова, представляет большую часть более плотное отложение и содержит меньше пластов песка и гравия, чем конечная и продольная морены, отложенные по краям тающих ледниковых покровов.

Ледниковые отложения покрывают значительную часть севера США. Обычно они залегают на поверхности и наподобие плаща покрывают более древние породы. Мощность этого покрова колеблется от метра до нескольких десятков и сотен метров. Из-за своей малой проницаемости тиль может быть насыщен водой почти до поверхности,

даже на вершинах и на склонах холмов. На большом пространстве, где он распространен, тиль является первой породой, которую приходится встречать при проведении колодцев, и так как он обычно дает некоторое количество воды, то из него получают питание очень многие колодцы США, главным образом домашние колодцы, для которых не требуется большого количества воды. В тиле проводятся большей частью копаные колодцы, с диаметром около 1 м. Это объясняется сравнительной легкостью выемки тила, неглубоким залеганием воды и необходимостью больших инфильтрационных поверхностей для того, чтобы получить достаточное количество воды даже только для домашнего пользования. Тиль редко

дает достаточное количество воды для общественных водопроводов или крупных промышленных предприятий, но местами из него добывают значительное количество воды при помощи обширных систем инфильтрационных тоннелей.

Копаные колодцы, получающие воду из тила, часто дают чрезвычайно малые запасы воды, но тем не менее они считаются удовлетворительными для домашнего пользования. В Коннектикуте Пальмер (Palmer, 20) исследовал один колодец этого типа. Колодец имел 7,3 м глубины и около 1 м в диаметре; при понижении уровня на 1,06—1,22 м приток воды в нем равнялся лишь 140 л в $2\frac{3}{4}$ часа, что составляло менее 0,8 л в минуту или всего 1,25 л в час на каждые 0,093 м² поверхности (рис. 67). Из колодца выкачивают воду при

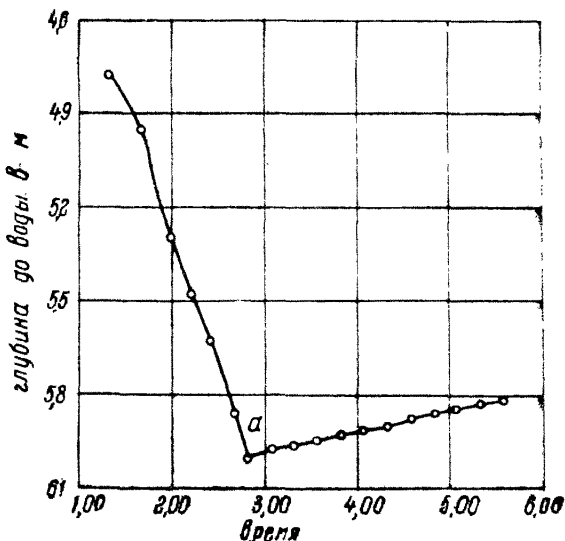


Рис. 67. Диаграмма, показывающая очень малую водоотдачу удовлетворительного домашнего колодца, с диаметром около 1 м, оканчивающегося в тиле, в Коннектикуте.

(По Пальмеру.)

С 1 ч. 30 м. пополудни до 2 ч. 50 м. пополудни из колодца выкачивали около 10,4 л в минуту. С 2 ч. 50 м. пополудни до 5 ч. 35 м. воды не извлекали, а уровень воды в колодце поднялся лишь на 18 см, что показывает на приток воды лишь в 140 л в $2\frac{3}{4}$ часа.

а — откачка прекращена.

помощи небольшой газолиновой машины, вода используется для небольшого частного водопровода. Водоотдача и мощность этого колодца оказываются достаточными, чтобы удовлетворить небольшие потребности семьи, и поэтому колодец считается удовлетворительным.

В последние годы многие мелкие копаные колодцы в районах мощных ледниковых отложений заброшены, и вместо них проведены более глубокие скважины, имеющие лишь несколько десятков сантиметров в диаметре, но достигающие пластов гравия, связанного с тилем. Эти буровые колодцы как правило дают большее количество воды, более надежны во время засухи и меньше подвержены загрязнению. Обычно они дают около 19 л в минуту, а многие из них, доходящие до пластов песка и гравия, связанных с тилем, могут давать до 380 л в минуту.

В таблице 28 показаны механический состав и пористость семи образцов ледниковых отложений в Коннектикуте, изученных геологом Геологического комитета Штатов Н. Е. Дауэль. Из этой таблицы видно различие между тилем и флювиогляциальными отложениями в степени отсортированности и пористости. Некоторые пласты флювиогляциальных отложений сложены более грубым материалом, чем приведенные в таблице образцы этих отложений, но эти более грубые пласты также хорошо отсортированы. Тиль происходит главным образом из гнейса и кристаллического сланца и представляет тип каменистой

Таблица 28

Механический состав и пористость ледниковых отложений в долине Помперауг, Коннектикут

(исследованы Н. Е. Дауэль; механический состав в процентах от общего веса)

| | Диаметр (в мм) | Флювиогляциальные отложения | | | Тиль | | | Отложения леднико- вых озер |
|--|-------------------|--------------------------------|------|------|------|------|------|-----------------------------------|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Галечник до размера валунов | Более 10 | — | — | — | 50,0 | 50,0 | 75,0 | — |
| Галечник | От 10 до 2 | — | 13,8 | 7,3 | 80,7 | 4,7 | 5,9 | 1,5 |
| Тонкий гравий | " 2 " 1 | 22,2 | 6,9 | 6,3 | 5,2 | 3,0 | 2,9 | 1,7 |
| Грубый песок | " 1 " 0,5 | 26,9 | 19,4 | 10,8 | 6,4 | 6,1 | 2,7 | 1,6 |
| Средний песок | " 0,5 " 0,25 | 33,9 | 28,2 | 31,0 | 7,7 | 10,3 | 4,0 | 2,0 |
| Тонкий песок (от 0,25 до 0,1 мм) | " 0,25 " 0,125 | 13,5 | 22,6 | 35,2 | 7,0 | 9,5 | 3,7 | 21,9 |
| Очень тонкий песок (от 0,1 до 0,05 мм) | " 0,125 " 0,074 | 2,2 | 6,4 | 6,8 | 4,2 | 4,8 | 2,1 | 40,3 |
| Силт | " 0,074 " 0,05 | 1,0 | 2,2 | 2,3 | 7,0 | 7,4 | 2,9 | 29,9 |
| Глины | " 0,05 " 0,005 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 3,8 | 2,9 | 0,8 | 1,0 |
| Эффективный диаметр (в мм) | Менее 0,005 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 1,3 | 0,0 | 0,1 |
| Коэффициент однородности | — | 0,13 | 0,13 | 0,13 | 0,07 | 0,07 | 0,27 | 0,06 |
| Пористость (в % от объема) | — | 4,9 | 3,8 | 2,8 | 150+ | 150+ | — | 1,9 |
| | — | 31,8 | 37,1 | 38,5 | 16,3 | 15,8 | 8,7 | 41,9 |

породы, содержащей мало глинистых материалов. Образцы 3 и 5 графически представлены на рис. 61.

Нахождение воды в тиле описано во многих работах Геологического комитета Соединенных штатов (21).

НЕОТСОРТИРОВАННЫЙ ИЛИ ПЛОХО ОТСОРТИРОВАННЫЙ АЛЛЮВИЙ

Текучие воды играют большую роль в сортировке материала, а следовательно и в образовании наиболее водоносных отложений; тем не менее не все отложения, образованные текучими водами, являются хорошо отсортированными. Пустынные долины между горами западной части США большей частью сложены отложенным текучими водами обломочным материалом, смытым с прилегающих гор. Среди этих образованных потоками отложений встречаются пласты превосходного водоносного гравия, но большая часть наносов плохо отсортирована и состоит из галек и валунов, рассеянных в массе песчаных и глинистых обломков (см. рис. 58). Такие плохо отсортированные отложения являются по всей вероятности результатом сильного блуждания потоков, вследствие чего на известной площади мог некоторое время отлагаться грубый материал, принесенный бурным потоком, и вскоре после этого затухающий поток мог на этой же площади отлагать один только глинистый материал, выполняющий пространства между более грубыми обломками. Хорошо отсортированные галечники вероятно отлагались в определенных руслах потоков, выходящих из каньонов, по которым стекают с гор поверхностные воды. Плохо отсортированные отложения образовались вероятно на пространствах, лежащих между этими главными руслами потоков, заливаемых случайными наводнениями. За время образования речных отложений главные потоки много раз меняли свое русло, и пласты галечников в покинутых руслах постепенно покрывались менее сортированным аллювием. В конце концов образовалась мощная масса плохо отсортированного аллювиального материала с отдельными разветвляющимися пластами хорошо сортированного галечника. Эти разветвляющиеся пласты галечников представляют водоносные артерии. В каждом конусе выноса имеется система таких артерий; все они ответвляются от устья образовавшего их каньона, и следовательно расположение их благоприятствует тому, чтобы они могли получать воду из каньона. Водоносные артерии функционируют совершенно подобно артериям человеческого тела, а пустоты плохо отсортированной массы действуют подобно капиллярам тела. Гидростатическое давление в главном пункте питания в устье каньона заставляет воду двигаться по артериям с такой быстротой, с какой она может просачиваться по капиллярам глинистой массы.

Плохо отсортированный аллювий долин, расположенных между горами, имеет некоторое сходство с тилем ледниковых отложений как по структуре, так и по водоносным свойствам, хотя в среднем он более пористый и проницаемый. Подобно тилу он залегает на обширных площадях непосредственно под поверхностью, и в нем проведены многочисленные копаные колодцы, которые дают достаточное количество воды для домашнего хозяйства и скота, но обычно недостаточны для более крупных потребностей, как например для общественных водо-

проводов или для ирригации. В тех случаях, когда требуются большие запасы, проводятся глубокие буровые колодцы с целью пересечь пласты чистого галечника; распределение последних так же случайно, как и в ледниковых отложениях, но обычно они всегда встречаются при бурении и дают очень обильные запасы воды.

Аллювий больших постоянных потоков лучше отсортирован, чем аллювий блуждающих периодических и кратковременных потоков в пустынных районах, но и он также обычно содержит большое количество плохо отсортированного материала, дающего лишь незначительное количество воды. Как правило буровой колодец, проведенный в аллювиальных отложениях, получает большую часть воды из одного или более определенных пластов галечника, которые составляют лишь

Таблица 29

Механический состав и пористость аллювия в пустынном районе Мохав в Калифорнии

(исследован Д. Томпсоном; механический состав — в процентах от общего веса воздушно-сухого образца)

| | Диаметр (в мм) | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|-----------------|----------|-------|------|------|----------|
| Галечник | Более 4 | — | — | 3,3 | 5,3 | 0,0 |
| Тонкий гравий | От 4 до 2 | 0,1 | 2,5 | 1,6 | 6,9 | 0,7 |
| Грубый песок | " 2 " 1 | 0,2 | 3,9 | 1,1 | 15,6 | 3,4 |
| Средний песок | " 1,0 " 0,5 | 0,4 | 8,7 | 5,1 | 24,7 | 7,5 |
| Тонкий песок (от 0,25 до 0,1 мм) | " 0,5 " 0,25 | 3,0 | 17,0 | 19,0 | 25,8 | 15,0 |
| Очень тонкий песок (от 0,1 до 0,05 мм) | " 0,25 " 0,125 | 12,4 | 19,1 | 49,0 | 9,4 | 18,9 |
| Силт ¹ | " 0,125 " 0,074 | 15,8 | 17,4 | 15,2 | 4,5 | 15,7 |
| Глина ¹ | " 0,074 " 0,05 | 44,3 | 19,2 | 4,4 | 2,2 | 16,8 |
| Действующая величина (в мм) | " 0,05 " 0,005 | 23,1 | 11,0 | 0,9 | 5,5 | 16,7 |
| Кoeffициент однородности | Менее 0,005 | 3,6 | 1,1 | 0,5 | 5,5 | 5,2 |
| Пористость ² (в % от объема) | — | 0,02 (?) | 0,045 | 0,03 | 0,10 | 0,02 (?) |
| | — | 3,5 (?) | 4,0 | 2,5 | 7,0 | 8,0 (?) |
| | — | 43,1 | 3,57 | — | — | — |

1. Плейстоценовый аллювий из конуса выноса древней реки Мохав близ Иермо, Калифорния. Теперь его пересекает современная река.

2. Плейстоценовый аллювий, залегающий приблизительно на 1,5 м глубже № 1 и отделенный от № 1 галечником.

3. Аллювий из современного русла реки Мохав на конусе близ нижнего конца реки.

4. Аллювий близ источника Ньюберри в долине нижней Мохав, вероятно отложенный древней рекой Мохав.

5. Аллювий из нижней части аллювиального склона, на расстоянии около 15 км от подошвы Сьерра-Невада, образованный небольшими потоками в долине Индиан Уэльс, Калифорния.

¹ Зерна с диаметром менее 0,05 мм были разделены путем осаждения материала в воде, как объяснено на стр. 151.

² Пористость определена А. Ф. Мельчером.

небольшую часть разреза всего колодца. Главная часть проходимых пород чаще всего представляет более или менее разнородную массу, которую буровые мастера обычно называют глиной и которая может дать значительное количество просачивающейся воды колодцам большого диаметра, но которая не принимается во внимание при бурении, когда ищут мощные водоносные горизонты. Даже обильные вододержатели аллювиальных отложений часто содержат много перемешанного тонкого материала, от которого приходится очищать колодец, чтобы он свободно давал воду.

Приведенная выше таблица 29 показывает механический состав и пористость нескольких образцов аллювия, выполняющего пустынные долины Калифорнии и изученного Д. Г. Томпсоном (Thompson). Все породы, указанные в таблице, вероятно должны давать воду, причем некоторые в несомненно достаточном количестве для ирригации. №№ 1, 2 и 3 довольно тонкозернисты и хорошо сортированы; №№ 1 и 2 и несомненно также № 3 обладают высокой пористостью; №№ 4 и 5 не так хорошо отсортированы, но подобно №№ 2 и 3 они содержат достаточное количество галечника и грубого или среднего песка, чтобы служить источником воды, если из них извлечь откачкой тонкий материал при проведении колодцев. Такой способ подготовки колодцев возможен лишь при рыхлых породах, из которых мелкие зерна могут быть легко вынесены водой. № 4, графически изображенный на рис. 61, вероятно должен представлять наиболее водоносную породу, так как содержит большое количество галечника и крупного песка. Многие водоносные пласты аллювия состоят из более грубого материала, чем образцы, показанные в этой таблице, и должны легко давать воду без всякой специальной подготовки.

ИЗВЕСТНЯК И СХОДНЫЕ С НИМ ПОРОДЫ

Ни одна порода не обладает такими непостоянными свойствами в отношении водоносности, как известняк. Некоторые известняки считаются одним из лучших водоносных горизонтов, другие так же не продуктивны, как сланцеватая глина. Эти различия лишь отчасти зависят от первоначальной структуры породы; большей частью они являются результатом различной степени выщелачивания, которому подверглась порода.

Недавно образовавшийся известняк может содержать многочисленные промежутки между отдельными глыбами, из которых он состоит. Но вследствие легкости, с какой известковые материалы уплотняются или растворяются и снова отлагаются, первоначальные промежутки могут легко закрыться или заполниться. Поэтому более древние известняки обычно бывают плотными и непроницаемыми, за исключением плоскостей напластования и трещин (см. рис. 42 и 43), а также карстовых каналов, образующихся большей частью вдоль плоскостей напластования и трещин (см. рис. 50). Если известняк все время находился на глубине, в условиях медленной циркуляции воды, он должен оказаться скорее плохим водоносным горизонтом; если же топографическое или структурно-геологическое положение его допускало активную циркуляцию воды, он обычно оказывается кавернозным и образует хороший водоносный горизонт (см. рис. 42).

Растворение известняка быстрее происходит выше зеркала грунтовых вод, где идет обильное и быстрое движение просачивающейся воды и где циркулирующие воды содержат углекислоту, необходимую для растворения известняка. Но пустоты, встречающиеся выше зеркала грунтовых вод, не могут являться действительными резервуарами грунтовой воды; только пустоты ниже водного зеркала могут давать постоянные запасы воды для колодцев. Очевидно, что идеальным стечением обстоятельств будет такое, когда известняк сначала, находясь в условиях благоприятных для выщелачивания, становится кавернозным, а затем благодаря перемене условий, вызывающей поднятие водного зеркала, кавернозная часть оказывается погруженной в зону насыщения. Такая картина наблюдается в северных и центральных штатах США, где известняки образуют прекрасные водоносные горизонты (например галенский и ниагарский известняки). До ледниковой эпохи эти известняки на обширном пространстве лежали на поверхности и в большой мере подвергались выветриванию. Затем, после последовательных наступлений ледников, они оказались покрыты ледниковыми отложениями. В настоящее время водное зеркало в большинстве мест проходит через покров ледниковых отложений, и нижележащий известняк оказывается в зоне насыщения. В этих районах известняк рассматривается как прекрасный водоносный горизонт, и многие колодцы в известняках дают от 400 до 1 000 л в минуту и даже более. Там, где эти же самые известняки залегали так глубоко, что никогда не подвергались выщелачиванию, буровые мастера обычно не рассматривают их как водоносные и при бурении скважин ищут водоносные песчаники, залегающие между известняками.

При подобных условиях сделались кавернозными некоторые известняки Флориды. Район поднялся, и известняки подверглись выщелачиванию, в результате чего в них образовались крупные пустоты. После этого он опустился на несколько десятков метров, и кавернозный известняк оказался ниже водного зеркала. Эти погруженные пустоты сделались крупными проводниками воды, дающими начало некоторым из крупнейших источников в США (22).

Большое колебание в степени водоносности наблюдается не только в различных свитах известняков, но и в одной и той же свите в различных местностях и даже в различных колодцах в одной и той же местности, оканчивающихся в одном и том же известняке. Причина этого очевидна. Поиски воды в трещиноватых породах зависят в большой степени от удачи. Один колодец может попасть на большую каверну с почти неисчислимым запасом воды; другой, находящийся всего на расстоянии нескольких метров, может миновать все крупные пустоты и вследствие этого получает лишь малое количество воды. Различные условия иллюстрированы рис. 68.

Известняковые отложения дают начало крупным источникам. Вода в них встречается в крупных определенных пустотах и большей частью изливается на поверхность из таких пустот. Одним из крупнейших источников в США является Сильвер-Спринг во Флориде, вытекающий из одиночной крупной каверны в известняках. По измерениям, сделанным Геологическим комитетом Соединенных штатов, он дает от 9,69 до 23,30 м³ воды в секунду или от 579 000 до 1 392 000 л в минуту (23). Вода вытекает из бассейна, находящегося на глубине

более 10 м, образуя поток около 15 м шириной и около 3 м глубиной. Вода настолько прозрачна, что предметы, лежащие на дне, отчетливо видны (22). В США известно около 15 или 20 источников, берущих начало в известняках и дающих более 2,83 м³ в секунду (главным образом во Флориде и в Озаркском районе, Миссури, и в Арканзасе); число источников, дающих 0,03 м³ в секунду (около 1 800 л в минуту), очень велико.

Многие районы, сложенные известняками, не имеют поверхностного стока; вся поверхностная вода района проникает через воронки в подземные каналы в известняке. Таким путем образуются крупные подземные реки. Иногда они текут близко под поверхностью земли целыми километрами по подземным ходам и затем снова появляются на поверхности. На плато и горах, сложенных известняками, грунтовые воды большей частью находятся глубоко под поверхностью, и добывать грунтовую воду бывает трудно или даже невозможно. Хороший пример таких условий представляет горный округ Тинтик в штате Юта (см. стр. 89 и рис. 30), а также плато центральной Новой Мексики (24).

Граница между зоной насыщения и зоной аэрации в известняках обыкновенно так же отчетлива, как и в других породах. Крупные и маленькие трещины и карстовые каналы обычно образуют сеть сообщающихся пустот, наполненных водой до определенного уровня, представляющего водное зеркало. Но в некоторых местах колодец, проведенный

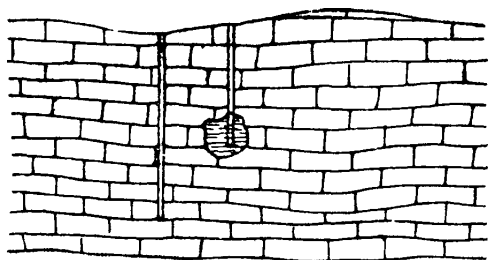


Рис. 68. Различные условия для скважин, расположенных в известняке, в недалеком расстоянии одна от другой.
(По Матсону.)

в известняке, не пересекает водоносных трещин, хотя он и углублен ниже водного зеркала. Когда он пересекает водоносную трещину, вода обыкновенно поднимается в колодце приблизительно до уровня водного зеркала. Некоторые крупные пещеры содержат реки, мало отличающиеся от поверхностных рек. Подобно поверхностным рекам они обычно текут приблизительно на уровне водного зеркала. После обильного дождя или быстрого таяния снега они могут получить большое количество поверхностной воды непосредственно через карстовые колодцы и, подобно поверхностным рекам, могут сильно увеличиваться. Во время таких паводков они могут терять некоторые количества воды, просачивающейся в более мелкие пустоты. При низком уровне подземных рек их могут питать грунтовые воды. В редких случаях в известняке образуется канал, ведущий от карстового колодца, в который натекает вода, к уровню более низкому, но не достигающему водного зеркала. Такой подземный канал по существу является сухой промоиной, перекрытой естественным мостом. Поток его чрезвычайно неправилен и перестает существовать, как только сбывает паводок. Подземные потоки в редких случаях не доходят до водного зеркала, так как вода, попадающая в карстовый колодец, использует все доступные пустоты, ведущие вниз к водному зеркалу,

и если его русло находится выше водного зеркала, он стремится прорыть его до этого уровня. Эти процессы хорошо освещены в следующем описании условий нахождения и работы воды в известняке, залегающем в долине Шенандоа в Виргинии (25).

«Каверны в долине Шенандоа значительно многочисленнее, чем это кажется с первого взгляда. Породы, в которых вода прорыла эту широкую канавообразную долину, представляют главным образом известняки, и повсюду, где эти породы встречаются, существование каверн характеризуется двумя постоянными особенностями — присутствием бесчисленных воронок и отсутствием притоков у довольно правильно расположенных речек. В таких областях дождевая вода не стекает в речки и реки по поверхности, а проникает в подземные каналы и затем питает реки, образуя обильные источники в глубоких долинах. Воронки являются теми естественными путями, по которым поверхностные воды переходят в подземные водотоки.

Развитие обширных подземных каналов в известняках, какое наблюдается в долине Шенандоа, обуславливается двумя геологическими факторами — тем, что крупные массы породы всегда разбиты трещинами, и тем, что известняк растворяется дождевой водой, которая всегда содержит то или иное количество углекислоты. Поверхностная вода, проникая в трещины и по плоскостям напластования, действует на известняк и, разъедая его, превращает узкие трещины в сравнительно широкие пустоты. По мере того как идет процесс растворения, образуются боковые каналы, связывающие отдельные пустоты, и постепенно процесс захватывает все более глубокие горизонты, пока каналы не достигнут водного зеркала, положение уровня которого определяется поверхностными реками».

В отношении водоносных свойств мрамор по существу не отличается от плотного известняка.

Доломит, или магнезиальный известняк, несколько менее растворим, чем чистый известняк, но он также становится кавернозным вследствие выветривания.

Мел, представляющий мягкий, тонкозернистый, рыхлый известняк, часто встречается в Европе; где он является важным источником воды (26), но он редко встречается в США. Он залегает среди верхнемеловых отложений Великой равнины, где питает некоторые колодцы. Он отдает умеренное количество воды из трещин и карстовых каналов, открытых близ поверхности, но стремящихся закрыться на значительной глубине под влиянием давления (27).

Глинистый известняк, известковая сланцеватая глина и мергель представляют образования, промежуточные по составу между известняком и сланцеватой глиной. Как источник воды эти образования занимают также промежуточное положение. Они в общем мягче и менее кавернозны, чем известняк, но несколько более рыхлы и хрупки и следовательно более трещиноваты, чем сланцеватая глина. «Калиш» (Caliche)¹ встречается в наносах пустынь. Он представляет так сильно сцементированные наносы, что имеет вид массивного конгломерато-

¹ Caliche — американское слово, имеющее несколько значений: 1) залежи селитры, 2) аллювий пустынь, 3) пустынные образования, сцементированные карбонатными солями; иногда обозначает также мергель. *Прим. ред.*

видного известняка. Калиш образуется близ поверхности и большей частью не встречается глубже нескольких метров (28). Слои его могут однако оказаться погребенными под осадками, отложенными позже, и при бурении можно встретить несколько таких слоев (28). Калиш слишком плотен, чтобы давать много воды, и там, где он залегает близ поверхности, он задерживает просачивание поверхностных вод. Но все-таки калиш не является совершенно непроницаемым. Он содержит некоторое количество трещин, и, если вода смачивает его насквозь, он может стать мягким и хорошо проницаемым.

Матсон (Matson, 29) дает следующее описание условий нахождения воды в хайбриджских и лексингтонских известняках в Кентукки, представляющее хорошую иллюстрацию характера водоносных кавернозных известняков и доломитов:

«Хайбриджский известняк содержит мало крупных подземных рек; большая часть водных каналов в нем имеет малые размеры. Но вдоль ущелья реки Кентукки некоторые каналы образуют каверны больших размеров.

Лексингтонский известняк, там где он не прорезан крупными реками, залегает в слабо волнистой местности, покрытой мощной толщей пористой почвы. Такие условия благоприятствуют скоплению большого количества подземной воды и развитию обширных систем подземного дренажа, и известняк содержит бесчисленные мелкие каналы и много крупных пещер.

Большинство местностей, в которых на большой площади распространен этот известняк, могут похвастаться наличием одной или нескольких пещер. Наиболее известной и вероятно наиболее крупной является пещера Рассель в районе Файетт, исследованная на протяжении почти полутора километра. Ряд других пещер в лексингтонском известняке исследован на меньшее расстояние. В большинстве этих пещер протекают потоки, из которых многие дают начало крупным источникам. Немногие из пещер доступны только в сухую погоду. Небольшие подземные каналы, находящиеся выше уровня поверхностного стока, также часто дают начало источникам. Ниже уровня поверхностного стока подземные каналы лексингтонского известняка имеют, видимо, небольшие размеры, и большинство из них наполнено водой, тогда как каналы, находящиеся ближе к поверхности, практически никогда не бывают совершенно наполненными.

В хайбриджском известняке вырыто лишь небольшое количество мелких колодцев, а большая часть проведенных в нем глубоких буровых скважин дает минерализованную воду. Более 95% буровых скважин в возвышенной части района получают воду из лексингтонского известняка. Возможность добыть воду зависит полностью от удачи встретить один из подземных каналов. В некоторых местностях большинство скважин дает достаточный запас воды; в других известно много неудачных скважин».

Условия нахождения воды в галенском и ниагарском доломитах в Айове описаны Нортоном (Norton, 13):

«Заключенный между двумя пластами сланцеватой глины галенский доломит образует водоносный горизонт, имеющий не малую проницаемость. В том случае, когда доломит не является глинистым, он водонепроницаемый — не настолько, правда, чтобы позволить свободную

циркуляцию, но достаточно для того, чтобы в нем могли наметиться водные пути вдоль трещин, плоскостей напластования и пористых прослоев, превращающиеся затем благодаря растворению в настоящие каналы, способные дать обильное питание колодцам. Нельзя заранее с уверенностью сказать, что колодезь попадет в один из таких каналов, но большинство колодцев Айовы встретило их. Галенский и платтвильский доломиты местами дают обильное количество воды, достигающее в некоторых колодцах Дэвенпорта и Рок-Айленда до 1 100 или 1 500 л в минуту. В Мейссен-Сити городское водоснабжение целиком получает воду из этих доломитов. В местах выхода на поверхность галенский доломит дает превосходную воду мелким колодцам. Нижние пласты его насыщены, и он продолжает быть водоносным в южном и западном направлениях, где уходит под макокетскую сланцеватую глину. Таким образом он остается главным источником воды для ферм на большом пространстве, где буровые скважины проводятся через макокетскую глину до глубины 100—120 м, чтобы вскрыть галенский доломит.

В западном Дьюбеке имеется область, так сильно изрезанная лабиринтом подземных каналов, наполненных водой, что она получила название «Польский пруд» (Poland Pond). В одном месте в шахту была опущена маленькая лодка, чтобы исследовать этот подземный участок. Источники, выходящие из галенского доломита, являются одними из наиболее мощных в штате. Это объясняется существованием многочисленных каналов (иногда расширяющихся в пенеры), образованных путем растворения пород вдоль плоскостей напластования и пересекающихся трещин. Главным водоносным горизонтом является нижний, залегающий непосредственно над непроницаемой сланцеватой глиной. На обширных площадях, где распространен галенский доломит, поверхность изрыта карстовыми воронками, по которым дождевая вода попадает непосредственно в трещины, что обуславливает образование больших запасов воды. Иногда дождевые воды прямо стекают по подземным каналам в ближайшую долину, значительно увеличивая тот или иной источник; в некоторых источниках после каждого дождя наблюдается пропорциональное увеличение воды, и они становятся мутными. Но следует избегать брать воду из таких источников, так как она может оказаться загрязненной органическими отбросами, попадающими в карстовые воронки вместе с водой.

В шнагарском доломите вода легко циркулирует не только по мелким пустотам, но и особенно по многочисленным трещинам и по плоскостям напластования, где вследствие растворения образуются открытые каналы. Однако открытые пенеры здесь менее многочисленны и имеют меньшие размеры, чем в галенском доломите. Вода, поглощаемая на большой площади распространения этих отложений, задерживается залегающей ниже непроницаемой сланцеватой глиной, так что по крайней мере нижние пласты известняка насыщены водой, и на контакте со сланцеватой глиной образуется мощный водоносный горизонт, питающий колодцы и источники. На полосе вдоль крутого восточного склона породы так хорошо дренированы, что часто бывает трудно получить достаточное количество воды. У подножия склона уровень грунтовых вод повышается, и вдоль границы с вышележащими девонскими породами известняка почти насыщены водой, так что

колодцы получают обильное количество воды, как только войдут в известняки. Хотя нижние пласты редко бывают сухими, может случиться (как это бывает и в других известняках), что бурение пройдет на большую глубину, иногда даже через всю толщу доломита до



Рис. 69. Мягкий глин с плоскостями напластования и трещинами.
(По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

сланцеватой глины, и не встретит водоносной трещины или канала. Наиболее постоянным водоносным горизонтом этих отложений видимому является пористый, зернистый пласт, залегающий на некотором расстоянии от основания известняковой толщи. Ниагарский



Рис. 70. „Большие источники“ в Айдэго. Эти источники вытекают из обсидиана и дают около 5,4 м³ в секунду.
(По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

доломит обычно дает запас воды, достаточно обильный для водоснабжения населенных пунктов с одной-двумя тысячами жителей или для снабжения небольших промышленных предприятий, хотя местами вода слишком жестка и непригодна для питания котлов. Источники очень многочисленны вдоль основания Ниагарского обрыва и в вер-

ховьях узких ущелий, глубоко врезающихся в него. Вследствие многочисленных тонких пропластков сланцеватой глины, переслаивающихся с известняками, источники в изобилии встречаются и на более высоких горизонтах в пределах распространения этих отложений».

ГИПС И СОЛЬ

Гипс чаще всего встречается в виде включений в сланцеватых глинах и известняках, но местами он образует пласты мощностью до 30 м (30). Он мягче известняка и более растворим. Вода может медленно просачиваться через него, и в нем легко образуются карстовые воронки и каналы, которые однако не остаются открытыми под большим давлением (рис. 69; см. также рис. 49, 51, 52, 53, 54). В немногих местах США, главным образом на юго-западе, существуют колодцы, получающие воду из отложений, состоящих преимущественно из гипса. Дебит этих колодцев невелик, если только они не пересекали канала, в последнем случае дебит может быть большим. Вода сильно минерализована (31).

Ооловые отложения гипса бывают двух родов: 1) зернистый гипсовый песок, который сначала бывает очень пористым, но вскоре уплотняется вследствие перекристаллизации, и 2) не чистая гипсовая пыль, несколько похожая на лёсс, становящаяся плотной и глинистой, но повидимому дающая небольшое количество плохой воды немногим колодцам (24, 30).

Пласты каменной соли и другие соляные отложения легко растворяются, и следовательно большей частью содержат воду, которая заключает в себе так много растворенных солей, что ее нельзя употреблять для обычных целей.

ТОРФ И УГОЛЬ

Отложения торфа и угля большей частью содержат хорошую грунтовую воду, если залегают ниже водного зеркала. Угольные пласты питают многие источники и колодцы в Пенсильвании и представляют важный источник воды для колодцев в восточной Монтане и соседних районах. В некоторых пустынных частях Запада угольные пласты образуют хорошие водоносные горизонты. Во многих местах они подстилаются почти непроницаемыми глинами или сланцеватыми глинами, которые способствуют накоплению воды. Некоторые угольные пласты можно проследить по зелени растительности на их выходах. Вода из угольных пластов большей частью прозрачная, но бывает бурая и почти черная. В общем она пригодна для питья и не особенно минерализована, но может быть сернистой. Так как уголь хрупок и не особенно тверд, то он легко дает трещины, из которых повидимому и получается большая часть воды (32).

БАЗАЛЬТ

Базальт стоит в ряду важнейших водоносных пород в США. Залегая в виде покровов на больших площадях, он образует единственный источник водоснабжения во многих районах на северо-западе

США, а также на Гавайских островах. Вода встречается в больших трещинах (см. рис. 44) и в других пустотах (см. рис. 38 и 39); она встречается также в пуччатых и обломочных зонах между лаво-

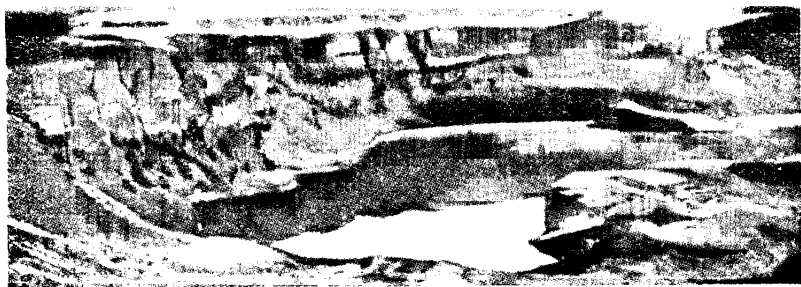


Рис. 71. Базальт Колумбийского плато, обнаруживающий слоистость. Место бывших водопадов реки Колумбии в Гран Кулэ, 120 м высоты. (По фотогр. А. Т. Швензена.)

выми покровами (рис. 71 и 72). Эта порода настолько пронизана большими пустотами, что очень быстро поглощает поверхностную



Рис. 72. Базальт Колумбийского плато. Линия источников по контакту между последовательными пластами лавы. (По фотогр. О. Э. Мейндера.)

воду. Многие поверхностные искусственные водоемы, сооруженные на их выходах, оказались неудачными, так как вода уходит в породу.

Но не все базальты дают воду. Внутренние части мощных базальтовых потоков вероятно непродуктивны, если только они не трещиноваты, и пустоты в древних базальтах могут закупориваться. Так называемые траппы в восточной части США и древние базальты в северном Мичигане дают лишь незначительное количество воды.

В северо-западной части США скважины, пробуренные в базальте, большей частью дают успешные результаты. Как и в известняке, пустоты в базальте колеблются в размерах и неправильно распределены, но в большинстве буровых скважин водоносные пустоты были встречены на значительной глубине под водным зеркалом. Дебит нередко до 400 л в минуту. В долине Квайнси, Вашингтон, одна буровая скважина давала от 3 500 до 4 000 л в минуту в течение длительной откачки. На Гавайских островах многие мощные колодцы получают воду из базальта. Многие из самонизливающихся скважин на острове Оаху, по измерениям Геологического комитета Соединенных штатов, дают более 120 л в минуту, некоторые дают более 240 л в минуту и один дает около 7 500 л в минуту (33).

Условия нахождения воды в базальте, подстилающем долину Квайнси в Вашингтоне, описаны Швеннезеном (Schwennesen) и автором (34) следующим образом:

«Базальт, подстилающий долину Квайнси, состоит из серии пластов, из которых каждый представляет отдельное излияние. Верхняя кора лавового покрова обыкновенно имеет пузырчатую или сотовую структуру, обусловленную выделением пара и других газов из расплавленной лавы, и верхняя поверхность ее обычно ровная и трещиноватая, что объясняется быстрым охлаждением лавы. Вследствие этого между последовательными пластами встречаются многочисленные — иногда крупные пустоты, которые могут содержать большое количество воды. В некоторых местах последовательные пласты разделены пластами туфа, но эти промежуточные пласты имеют слишком малую мощность и почти непроницаемы и следовательно не могут служить хорошими резервуарами для воды. Внутренняя часть пласта, образованная медленно остывающей лавой, обычно тонкозернистая и плотная, но так как процесс охлаждения сопровождался сокращением объема, то по всей массе образовались трещины, способствующие накоплению и циркуляции воды. Общая водоносность базальта следовательно довольно велика.

В западной части бассейна почти все колодцы получают воду из базальта. Близ Квайнси и Винчестера большое количество воды получается для ирригации. Ряд колодцев дает от 950 до 1 900 л в минуту, и один колодец близ Квайнси дает от 3 400 до 3 800 л в минуту при непрерывной откачке. Близ края Колумбийского ущелья некоторые колодцы оказались мало удачными, но в остальной части района неудачи редки. Большая часть крупных запасов воды получается из пластов с сотовой структурой, встреченных между слоями плотной породы. Небольшая часть получается из массивного базальта».

Следующие данные относительно запасов воды, полученных из колодцев в базальте на Гавайских островах, основаны на измерениях, сделанных Геологическим комитетом Соединенных штатов. Они дают представление об очень больших запасах, которые можно получить

из пород этого типа при благоприятных условиях. На 31 декабря 1916 г. в Гонолулу было 142 буровых скважины, из которых 109 были действующими, т. е. или самоизливающимися или годными для откачки. Когда все скважины этого района изливаются или откачиваются при нормальных условиях, из артезианского бассейна может быть получено 215 000 000 л воды в день (35). В среднем это составляет около 1 500 л в минуту на каждую скважину. По вычислениям Седжвика (Sedgwick) общая производительность колодцев в Гонолулу равнялась в 1912 г. около 95 000 л в минуту (см. Pierce and Larrison, 36). Количество извлеченной насосами воды для водопровода Гонолулу и пяти крупных плантаций на острове Оаху в течение года (с 1 июля 1915 г. по 30 июня 1916 г.) равнялось 240 миллиардам л — в среднем около 650 000 000 л в день, или 450 000 л в минуту (35). Насколько известно, вся эта вода выкачивалась из скважин, окапчивающихся в базальте.

Следующие данные (табл. 30) относительно производительности скважин трех главных насосных станций города Гонолулу на 9 или 11 марта 1920 г. были сообщены ответственным инженером В. Х. Бромлеем (Bromley). Эти скважины получают воду из базальта.

Таблица 30

Производительность скважин, снабжающих городскую водопровод в Гонолулу

| Насосная станция | Число скважин | Глубина скважин (в м) | Диаметр колодца (в см) | Производительность | | Понижение (в м) | Удельный дебит (в литрах в секунду на каждый метр понижения) |
|---------------------|---------------|-----------------------|------------------------|--------------------|----------------|-----------------|--|
| | | | | в день (в тыс. л) | в минуту (в л) | | |
| Беретания | 4 | 185 | 30 | 29 145 | 20 000 | 2,1 | 12,0 |
| Калихи | 3 | 152 | 30 | 19 683 | 14 000 | 0,9 | 25,2 |
| Канмуки | 4 | 152 | 30 | 20 819 | 14 400 | 0,37 | 47,9 |
| „ | 1 | 152 | 30 | 15 141 | 10 600 | — | — |

Количество грунтовой воды, получавшееся откачкой в 1912 г. одной сахарной компанией на острове Кауаи, равнялось в среднем 1 000 000 л в день, или около 67 500 л в минуту (45).

Во время короткого посещения острова Мауи в 1920 г. автор заметил следующее.

Вследствие того, что более глубокие воды здесь соленые, сборный каптаж на Мауи состоит главным образом из тоннелей, проложенных несколько ниже уровня водного зеркала и сообщающихся с шахтами, через которые вода выкачивается на поверхность. Плантация Пуунене имеет несколько установок для выкачивания грунтовой воды, с общей производительностью полных 380 000 000 л в день. В 1919 г. было откачено около 68 миллиардов л. Одна установка (Кигей № 3),



Рис. 73. „Тысяча источников“ — каньон реки Снэйк в Айдахо. Вода вытекает из пористой части лавового пласта. Высота водопадов 55 м. Источники дают достаточное количество воды для снабжения Нью-Йорка.
(По фотогр. И. С. Русселя.)

находящаяся на 92 м выше уровня моря, дает 75 000 000 л в день (около 53 000 л в минуту), при понижении на 3,65—4,25 м, из тоннеля, имеющего 80 м длины, 1,8 м высоты и 1,2 м ширины; дно тоннеля находится приблизительно на 5,2 м ниже нормального уровня воды.

Базальт питает многочисленные крупные источники. Многие из них подходят на источники в известняках, так как приурочены к большим определенным пустотам и вытекают мощными потоками. Часто они вытекают из пористых зон между последовательными пластами лавы и в некоторых местах образуют отчетливые линии источников вдоль обрывов, образованных лавой (см. рис. 72). Можно привести много примеров крупных источников, вытекающих из базальтовых лав в западной части США и на Гавайских островах. Наиболее выдающиеся источники этого типа находятся в Айдаго, особенно близ северного склона каньона реки Снэйк ниже водопада Шопон на протяжении 60 км между Мильнер и Кинг-Хилл (рис. 73). Согласно данным, собранным Крэндалем (Crandall, 38), общий дебит источников, находящихся между Мильнер и Кинг-Хилл, достигал в 1902 г. 110 000 л в секунду, а после того как на возвышенностях были проведены ирригационные работы, он достиг в 1918 г. полных 140 000 л в секунду.

Хотя пласты траппа в триасовых породах восточных штатов обычно слишком плотны, чтобы давать воду, тем не менее эти эффузивные пласты могут в некоторых местах давать умеренные запасы воды. Кюммель (Kümmel, 39) описывает группу из пяти самоизливающих буровых скважин в Нью-Джерси, питающихся главным образом из эффузивных траппов. Эти скважины, известные под названием First Watchung, находятся близ основания западного склона хребта, сложенного траппами; они имеют от 25 до 30 см в диаметре. Четыре из них оканчиваются в траппах на глубине от 88 до 108 м; пятая скважина, пробуренная до глубины 256 м, оканчивается в песчанике, подстилающем трапп. Керны показали, что траппы состоят из нескольких пластов эффузивного базальта, плотных близ основания, но переходящих выше в пористую пузырчатую породу; некоторые части породы оказались чрезвычайно пористыми и почти губчатыми. Наименее производительная из этих скважин (глубиной 100 м) давала при выкачивании от 40 до 45 л в минуту; наиболее мощная (глубиной 88 м) давала от 150 до 190 л в минуту при самоизлипании и 830 л в минуту при восьмичасовой пробной откачке. Когда 25-метровая скважина была пробурена до глубины 91 м, она, оставаясь в траппах, при откачке давала 400 л в минуту, что вызвало понижение уровня воды в скважине на 22,8 м. Первое время эти скважины при откачке давали вместе 2 275 000 л в день, но после нескольких лет действия их общий дебит уменьшился приблизительно до 1 700 000 л.

РИОЛИТ, ОБСИДИАН И СХОДНЫЕ С НИМИ ТОНКОЗЕРНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Более богатые кремнеземом разновидности вулканических пород значительно отличаются от базальта в отношении водоносности и как правило дают значительно меньше воды. Они содержат меньшее ко-

личество крупных пустот и не характеризуются такими определенными водоносными горизонтами между последовательными отложениями. Они питают большое количество мелких копаных колодцев водой, медленно просачивающейся из их верхних выветрелых частей, а также более глубокие колодцы, которые пересекают сбросы и зоны смятия, где породы могут быть раздроблены и выветрены до глубины нескольких десятков или сотен метров. В этих породах глубокое бурение дает мало результатов, но, если встречается необходимость, иногда проводят большое число мелких скважин или глубоких выработок — глубже водного зеркала — и получают достаточно большое количество воды. Хорошим примером такого способа водоснабжения в пустынном районе, где воды очень мало, является Джеминайская насосная установка в рудном районе Тинтик, Юта, описанная следующим образом (40):

«Вода для Джеминайской насосной станции в Хоменсвил-Бэйзиш получается из одной или более шахт, имеющих 18 м глубины и оканчивающихся в частично выветрившейся породе (риолит), и из двух тоннелей на уровне 18 м, которые имеют от 1,5 до 2 м в поперечном сечении и около 275 м общей длины. Во время посещения станции уровень воды был только на 6 м ниже поверхности, но по отчетам известно, что в сухие сезоны он опускался почти до дна. Насос работает около 14 часов в день с расчетом на производительность в 100 л в минуту, и инженер-руководитель подсчитал, что максимальный дебит при непрерывной откачке составляет лишь около 95 л в минуту. Вода считается удовлетворительной для питания котлов».

Источники, вытекающие из этих более плотных, богатых кремнеземом или промежуточного типа вулканических пород, очень отличаются от обычных базальтовых источников. Они дают менее значительные и менее постоянные запасы воды и выходят на поверхность не из больших подземных пещер, а медленно просачиваются через сравнительно проницаемую близ поверхности породу. В рудном районе Тинтик, недалеко от только что описанной Джеминайской насосной станции, многочисленные источники встречаются в тех частях гор, где на поверхности залегают тонкозернистые богатые кремнеземом или промежуточного типа изверженные породы. Нсвыветрелая порода почти непроницаема, но в тех местах, которые защищены от активной эрозии, она покрыта плащом рыхлой, пористой, разрыхленной породы. Дождевая вода просачивается в эту разрыхленную часть, но ниже задерживается на подстилающей невыветрелой породе. Соответственно этому грунтовая вода или скопляется, или просачивается вдоль по поверхности плотной породы до того места, где породы обнажаются и где она возвращается на поверхность в виде источника или мелких струек. Большинство этих источников не крупные, и так как питание их происходит с небольшой глубины, то их расход сильно колеблется. Дебит группы источников, вода которых отводится по трубам с Сильвер-Сити, колебался примерно от 8 до 115 л в минуту за период трех с половиной лет, в течение которых дебит измерялся.

В редких случаях крупные источники выходят из трещин в риолите. На реке Уорм близ Эсте в Айдахо источник, дающий много

кубических метров в секунду, выходит из нескольких определенных трещин в одном месте риолитового утеса, образуя каскад около 15 м высоты.

Обсидиан, или вулканическое стекло, сравнительно мало распространен в США, и поэтому его водоносные свойства мало изучены. Он встречается на большом пространстве в Йеллоустонском парке и в соседних районах, где он переходит в обыкновенный риолит. В этом районе он имеет сходство с базальтом по своей трещиноватости и по тому, что дает обильное количество воды из крупных открытых трещин. Иногда трещины несколько расширены вследствие растворения породы циркулирующими водами.

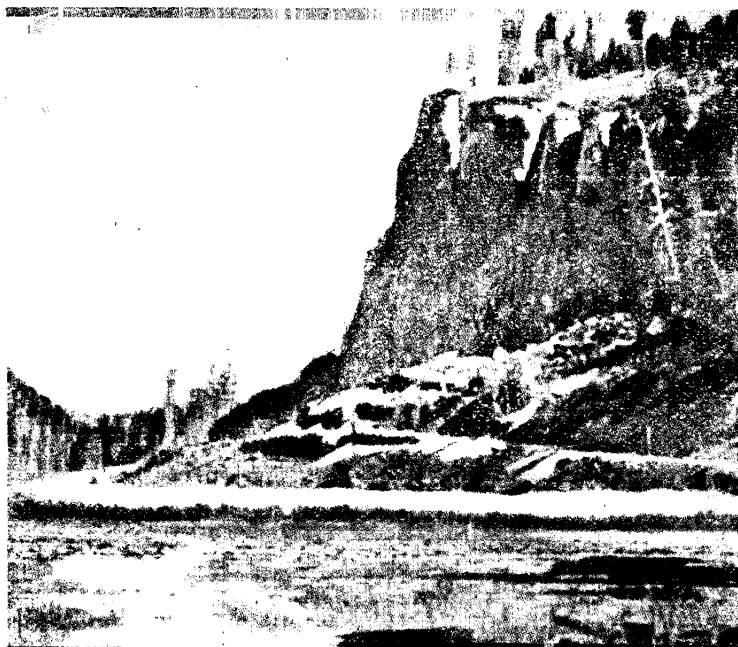


Рис. 74. Утес обсидиана в Йеллоустонском национальном парке, с водоносными трещинами.
(По фотогр. И. С. Гейнес.)

Знаменитый Обсидиановый утес в Йеллоустонском парке имеет определенную столбчатую структуру (41), как можно видеть на рис. 74, а также на рис. 45. Вода просачивается из породы на некоторой высоте над болотистой местностью, находящейся у подошвы утеса. Речка Обсидиан-Крик питается вероятно источниками, выходящими из обсидиана. Риолитовая порода, к которой этот обсидиан принадлежит, покрывает большую часть Йеллоустонского парка. Стекловатый характер делает его более хрупким и следовательно более проницаемым для воды, чем обычный риолит с зернистой структурой, который остывал медленнее и потому менее трещиноват.

«Большие источники» в Бит-Спринге (Айдаго) вытекают у подножия высокого утеса, сложенного риолитом и сферолитовым обсидианом.

дианом. Этот утес стоит на краю обширного покрытого лесом плато, имеющего небольшой сток. Большая часть воды этих источников выходит из нескольких крупных грифонов на пространстве менее половины километра (между прудом, показанным на рис. 70, и утесом непосредственно с правой стороны от пруда). Вода большой массой вытекает из пещер в обидиане и риолите. По измерению, сделанному 25 июня 1922 г. в реке на расстоянии около полутора километра от источников, общий дебит источников равнялся 5 300 л в секунду, а по измерению, сделанному 29 августа 1922 г. приблизительно на 120 м ниже моста, показанного на фотографии, он равнялся 5 200 л в секунду.¹ Следовательно эти источники являются одними из крупнейших в США. Температура воды 22 июля 1921 г. была около 12° С.

ГРАНИТНЫЕ ПОРОДЫ

В отношении водоносности грубокристаллические изверженные породы различного минерального состава очень сходны между собой и в значительной степени походят на обычные плотные или фельзитовые разности риолита. Они представляют слабые водоносные горизонты и на значительной глубине почти лишены доступной для извлечения воды. В тех случаях, когда гранитные породы погребены под толщей в несколько десятков или сотен метров других пород, бурение следует прекратить, когда оно дойдет до гранитных пород, так как возможность получить там достаточное количество воды так мала, что практически этим можно пренебречь. Когда же гранитные породы залегают на поверхности, они дают небольшие, но надежные запасы воды многим колодцам. В таких случаях они большей частью являются единственными источниками воды, и следовательно их можно рассматривать как ценные водоносные горизонты. Вода в гранитных породах встречается или в мелких пустотах несколько выветрелых частей породы близ поверхности или в трещинах, простирающихся до большой глубины (см. рис. 46 и 47). В соответствии с этим вода из гранита добывается при помощи колодцев двух совершенно различных типов: копанных колодцев с большими инфильтрационными поверхностями, получающих воду главным образом из выветрелых частей породы, и более глубоких буровых колодцев, питаемых преимущественно водой из трещин.

Гранитные породы состоят большей частью из нестойких минералов, разлагающихся под действием агентов выветривания близ поверхности. Если они слабо эродируются, они могут оказаться до некоторой степени измененными до глубины 30 м и даже более. Находящаяся близ поверхности совершенно выветрелая порода, очень постепенно переходит на глубине в плотную неизмененную породу (10). Выветрелая порода становится зернистой и несколько пористой благодаря присутствию кварцевых зерен, а в пустынных районах также благодаря присутствию частиц полевого шпата и других минералов, которые становятся рыхлыми не выветриваясь.

¹ Первое измерение было сделано Брайаном (L. L. Bryan) и второе Джоном (B. Johnson).

Мелкие копаные колодцы, получающие воду из выветрелой гранитной породы, широко используются во многих частях США для получения воды на нужды домашнего хозяйства и для скота, и для этих целей они бывают достаточными. В немногих местностях из выветрелых частей гранита получается достаточное количество воды для общественных водопроводов и для ирригации. Во многих гранитных массивах в Сан-Диего (Калифорния) водой из этой породы часто снабжаются небольшие ирригационные насосные установки. В тех случаях, когда требуются большие запасы, необходимо создать обширные инфильтрационные поверхности проведением ряда колодцев или тоннелей из колодцев на глубине ниже уровня водного зеркала. Горы, сложенные гранитом, большей частью содержат значительное число источников и более благоприятны в отношении запасов грунтовой воды, чем горы, сложенные известняком, кварцитом или глинистым сланцем.

Относительно условий нахождения воды в выветрелых частях гранита в районе Сан-Диего Эллис и Ли сообщают следующее (42):

«Наиболее важным источником грунтовой воды в возвышенных областях является остаточный, или «разрушенный» гранит, покрывающий неразрушенную коренную породу во всех депрессиях возвышенности и широко распространенный во всем районе. Он состоит из мелких кусочков или зерен первичных кристаллических пород, разложившихся вследствие удаления или изменения некоторых из слагающих их минералов. Выветривание более полно выражено на поверхности, где во многих местах порода совершенно превращена в почву; с глубиной выветривание проявляется все слабее, пока на глубине, колеблющейся от 1 до 30 м и более, выветрелая часть не сливается с плотной породой. Гранит является одной из наиболее легко изменяющихся кристаллических пород, и в то же время он является преобладающей породой района; поэтому наибольшая часть элювия происходит здесь из гранита.

Пористость таких элювиальных образований очень колеблется, так как она зависит от степени выветривания, которая бывает очень различна как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. В одном месте, например, колодец можно легко вырыть с помощью кирки и лопаты до глубины 15 м и более, в то время как в другом месте на расстоянии десятка метров от первого могут потребоваться взрывные работы на глубине 5—7 м. Но как правило элювиальная порода достаточно пориста и разрыхлена, чтобы создавались условия для накопления воды. Существует много районов, сложенных почти водонепроницаемыми породами, покрытыми значительным количеством продуктов выветривания, в которых собирается вода. Грунтовая вода может извлекаться с большой площади при помощи колодцев и тоннелей, проведенных в выветрелой породе, или помощью буровых скважин, проведенных под прямым углом к склону поверхности.

Дебит колодцев колеблется, в зависимости от различных условий, от очень малого количества воды до 570 л в минуту. Наименьшее количество воды получается из колодцев, не имеющих боковых ходов, проведенных в поверхностной выветрелой породе или в неизменной породе в верхних частях склонов или в небольших ущельях и в других местах, где условия неблагоприятны для поглощения.

Наибольшее количество воды получается из колодцев, проведенных в плаще выветривания до значительной глубины, имеющих боковые тоннели и буровые скважины и расположенных в долинах, орошение которых происходит за счет воды, получаемой из других источников. В общем можно сказать, что удельная производительность лучших колодцев в плаще выветривания составляет около 30 л в минуту на 0,3 м понижения уровня, а для многих колодцев она равна лишь 3,75 л в минуту на 0,3 м понижения, и наконец для самых слабых колодцев она значительно меньше 3 л».

Водоносность скважин, пробуренных в гранитной породе, зависит главным образом от водоносных трещин. В гранитах часто наблюдается система горизонтальных трещин, пересеченная другими менее правильными системами. Так как трещины в общем непостоянны по своим размерам и распределению, то колодцы в одной и той же местности очень различаются по своей производительности. В этом

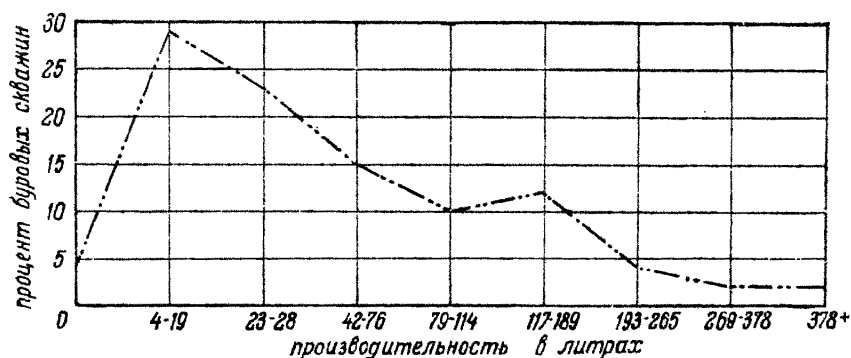


Рис. 75. Диаграмма производительности буровых колодцев, с забоями в кристаллических породах или в траппах в Коннектикуте. (По А. Д. Эллису.)

отношении колодцы в гранитах походят на колодцы в известняках и базальтах, но так как трещины в граните значительно более узки, то общее количество воды меньше. Как в известняках и базальтах, трещины в граните с глубиной обычно становятся более редкими и узкими. В редких случаях бывает удачным бурение в граните до глубины более 100 м, хотя иногда крупные пустоты встречаются на глубине сотни метров под поверхностью. Одна скважина, проведенная в граните, близ Джикарилла в Новой Мексике, встретила на глубине 120 м пустоту, из которой в течение 48 часов выкачивали воду, получая 560 л в минуту (24). Успех поисков воды в кристаллических породах в значительной степени является делом удачи, но все же шансы могут быть повышены правильным выбором места для скважины, сходясь с существованием и падением выходящих на поверхность трещин.

Э. Э. Эллис (11) сделал следующую сводку сведений о бурении в кристаллических породах Коннектикута (см. также рис. 75).

Средняя глубина в коренной породе для 163 скважин равняется 27 м, а средняя общая глубина включая поверхностные отложения,

лежащие над коренной породой, равняется 33 м. Около 90% скважин имеют глубину менее 100 м и 82% — менее 60 м. В скважинах, проведенных до глубины более 75 м, главная масса воды, а иногда и вся вода получается с глубины меньшей 75 м.

На основании изучения описаний скважин можно прийти к выводу, что если скважина прошла 75 м по породе без успеха, то правильнее всего бросить ее и проводить в другом месте. Средняя производительность 123 скважин в кристаллических породах равна 48 л в минуту и средняя глубина — 33 м. Сухие скважины редки, но 12% изученных скважин дают воды меньше 7,5 л в минуту. На всех глубинах, по крайней мере до глубины 250 м, можно встретить некоторое количество воды.

Клапп (Clapp, 43) сообщает следующие сведения относительно скважин в Мэне, проведенных в граните:

«Так как большинство трещин в граните имеет малые размеры, то количество содержащейся в них воды естественно невелико. В виде исключения при откачке паровым насосом было получено 115 л в минуту, но большинство скважин дает не больше 40 л в минуту. Вследствие большой неправильности распределения трещин в граните успех бурения в породах этого типа является случайным и целиком зависит от удачного выбора места в отношении расположения трещин. Для обычного домашнего хозяйства в восточных штатах считается достаточным для одной семьи от 3,5 до 7 л в минуту; при меньшем количестве воды скважина считается неудачной. Опытные буровые мастера указывают, что из сотни скважин только одна или две не дают достаточного количества воды.

Из 82 скважин в Мэне, имеющих глубину не менее 15 м и кончающихся в граните, 87% дали достаточно воды для домашних надобностей. Остальные 13% или не содержали воды, или содержали ее в недостаточном количестве, или вода была непригодна из-за того, что скважины были пробурены близ океана и соленая вода проникла в них по трещинам. Из 72 удачных скважин только 3 давали свыше 190 л в минуту...

Суммируя все данные, можно сказать, что в условиях, преобладающих в штатах Новой Англии, 90% буровых скважин в граните обнаружили воду в количестве, достаточном для домашних нужд одного семейства. В 85 случаях из 100 достаточное количество воды получалось до глубины 30 м от поверхности. Не следует бросать бурение, не достигнув глубины по крайней мере 60 м, но глубже 60 м бурение не рекомендуется, хотя несколько скважин и добыли воду на более глубоких горизонтах. Если владелец скважины не получает воды до 60 м, ему надо рекомендовать провести вторую скважину на расстоянии 30 м или больше, и эта вторая попытка будет иметь много шансов на успех».

ГНЕЙСЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Различные типы гнейсов и кристаллических сланцев в отношении водоносности походят на кристаллические изверженные породы. На рис. 47 показан выход трещиноватого водоносного гнейса, дающий хорошее представление о характере пород этого типа, хотя часть

воды, видимой на фотографии, может быть поверхностного происхождения. Кристаллические сланцы содержат некоторое количество воды в небольших пустотах, параллельных сланцеватости, но большей частью породы эти мягче, чем граниты и гнейсы, и потому водонесные трещины их закрываются на меньшей глубине. В них не имеется хорошо развитых горизонтальных трещин, обычных в граните. Характер пустот некоторых трещиноватых и сильно сланцеватых пород кристаллических сланцев показан на рис. 76 и 77.

Работая в Коннектикуте, Эллис исследовал 23 скважины в кристаллических сланцах и 73 в гнейсах и установил, что колодцы в кристаллических сланцах имеют среднюю глубину 33 м и среднюю

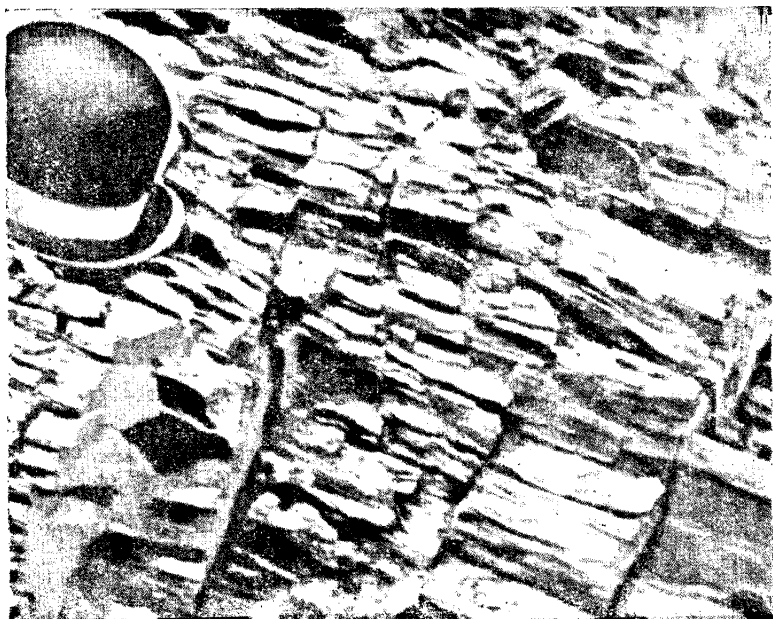


Рис. 76. Трещиноватый и сильно сланцеватый кристаллический сланец. Показан характер пустот, через которые может проникать вода. (По фотогр. Э. Э. Эллиса.)

производительность 53 л в минуту, а скважины в гнейсах имеют среднюю глубину 40 м и среднюю производительность 42 л в минуту (4). Ниже приводится описание условий нахождения воды в кристаллических сланцах и гнейсах, сделанное Эллисом (11).

«Распределение и характер трещин в кристаллических сланцах и гнейсах очень сходны, что вполне понятно, так как эти породы полностью переходят одна в другую, и иногда бывает трудно определить, представляет ли порода кристаллический сланец или гнейс.

Заметное развитие горизонтальных трещин, характерное для гранита, в этих породах не наблюдается, а более правильный характер вертикальных трещин обуславливает иной способ циркуляции в породе. Отдельная скважина будет извлекать здесь воду не с площади,

окружающей ее со всех сторон, а с большого расстояния вдоль питающих трещин и из сообщающихся с ними вертикальных трещин.

Скважины в кристаллических сланцах и гнейсах имеют приблизительно одинаковую среднюю производительность, но 15% скважин в гнейсах глубже, чем в кристаллических сланцах. Возможно, что в кристаллических сланцах скважины получают воду не только из крупных трещин, но и из тонких отдельностей или мелких трещин, параллельных сланцеватости. Такие трещины обычны близ поверхности и благодаря наклону могут поглощать значительное количество воды. Вследствие своих небольших размеров и отсутствия постоянности эти трещины будут медленно отдавать воду колодцу, но в сумме могут давать много воды, особенно из трещин, расположенных главным образом близ поверхности, что обуславливает небольшую глубину скважин в кристаллических сланцах.



Рис. 77. Кристаллический сланец. Видны трещины, которые на больших глубинах могут давать воду.
(По фотогр. А. Д. Эллиса.

Что трещины, параллельные сланцеватости, могут быть важными водоносными путями, хорошо видно на восточном берегу реки Коннектикут, выше Хадлайм Ландинг, где имеется длинный выход сильно рассланцованного кристаллического сланца и где ряд небольших источников выходит из отдельностей, параллельных сланцеватости».

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения обломочного вулканического материала — такие, как аггломераты, вулканические брекчии и туфы — часто бывают достаточно пористыми, чтобы давать значительное количество воды. В некоторых местах они образуют хорошие водоносные горизонты между последовательными покровами лавы. Согласно Брайену (44) в до-

лине Сакраменто в Калифорнии многие скважины, пробуренные в то-сканском туфе (содержащем, правда, некоторое количество окатанного галечника), дают более 2 275 л в минуту. В окрестностях Голлулу имеется много грубого пористого вулканического пепла, легко проникаемого и дающего начало ряду довольно крупных источников. На острове Гавайи большое количество плотного желтого пепла покрывает лаву и перемежается с ней. Этот пепел в некоторых местах дает небольшие запасы воды, но он играет более важную роль, не допуская просачивания воды вниз и образуя таким образом висячие водоносные горизонты в вышележащей лаве.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Рыхлые отложения отдают воду из промежутков между слагающими их более или менее окатанными обломками. В отношении водоносности среди рыхлых пород на первом месте стоит грубый чистый галечник. На втором месте стоит крупный песок. Рыхлые отложения, состоящие из более тонких зерен, как лёсс или тонкий песок, и представляющие смесь крупных и мелких зерен, как валунная глина, многие аллювиальные отложения и продукты выветривания пород, остающиеся на месте, дают малое количество воды, но все же являются водоносными и питают многие колодцы.

Плотные породы бывают двух родов: образовавшиеся путем затвердевания расплавленных магм и образовавшиеся путем уплотнения рыхлых осадочных пород вследствие давления, цементации и перекристаллизации. Породы того и другого типа обычно разбиты трещинами и дают воду из этих трещин или из пористых зон и открытых каналов, образованных выветриванием и растворением породы водой, проникающей в трещины. Менее плотно сцементированные песчаники дают большую часть воды из первичных пустот между зернами, и в отношении водоносности они в общем являются наиболее важными из плотных пород. На втором месте после песчаников стоят известняки, отдающие большую часть воды из крупных открытых каналов, образованных растворением породы, и базальтовые лавы, отдающие воду из крупных пустот, образовавшихся во время затвердевания лав, а также из открытых трещин, появившихся при быстром остывании затвердевавших масс. Большая часть остальных плотных пород, как гранит, кварцит, сланцеватая глина, глинистый сланец и кристаллический сланец, в небольшом количестве дают воду из трещин или из зон выветрелой породы.

Среди всех типов пород лучшими водоносными горизонтами являются отложения галечников. За галечниками следуют песок, песчаник, известняк и базальт. Слабо водоносными, но все-таки эксплуатируемыми в тех местах, где отсутствуют первоклассные водоносные горизонты, являются плохо отсортированные рыхлые отложения и плотные породы с узкими трещинами.

Наиболее непродуктивными из всех пород являются настоящие глины и тонкие силты, первичные пустоты которых слишком малы для того, чтобы отдавать воду, и которые являются слишком мягкими, чтобы в них могли образоваться трещины и другие вторичные пустоты.

Литература ко II главе

1. Clarke F. W. The data of geochemistry, 4th ed. U. S. Geol. Survey, Bull. 695, p. 420—421, 1920.
2. Fuller M. L. Summary of the controlling factors of artesian flows. U. S. Geol. Survey, Bull. 319, p. 8—15, 1908.
3. Daubrée A. Les eaux souterraines à l'époque actuelle, vol. I, p. 129—145. Paris, 1887.
4. Ellis E. E. Occurrence of water in crystalline rocks. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 160, p. 21—23, 1906.
5. Fuller M. L. Summary of the controlling factors of artesian flows. U. S. Geol. Survey, Bull. 319, p. 11, 1908. См. также Keilhack Konrad. Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde, p. 231—246. Berlin, 1912. Katzer Fr. Karst und Karsthydrographie. Sarajewo, Daubré, 1909; Martel E. A. Nouveau traité des eaux souterraines. Paris, 1921.
6. Spear W. E. Report on water supply, Long Island sources, vol. I, p. 56—66. Board of Water Supply of the City of New York, 1912.
7. Mendenhall W. C. The hydrology of San Bernardino Valley, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 142, p. 52, 53, 68, 1905.
8. Dake C. L. The problem of the St. Peter sandstone. Missouri Univ. School of Mines and Metallurgy Bull., August 1921, p. 152—177.
9. Goldman M. J. Petrographic evidence on the origine of the Catahoula sandstone of Texas. Am. Journ. Sci., 4th ser., vol. 39, p. 263, 1915.
10. Hall C. W., Meinzer O. E. and Fuller M. L. Geology and underground waters of Southern Minnesota. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 256, especially p. 295—297, 332—334, 1911.
11. Gregory H. E. and Ellis E. E. Underground waters of Connecticut, with a study of the occurrence of water in crystalline rocks. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 232, p. 99, 1909.
12. Bascom Florence. Water resources of the Philadelphia district. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 106, p. 49, 1904.
13. Norton W. H., Hendrixson W. S., Simpson H. E., Meinzer O. E. and others. Underground water resources of Iowa. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 293, p. 917, 1912.
14. Water Supply, Paper 159, 164, 256, 259, and 293; and Geologic Folios 105, 156, 188, and 195.
15. Ries Heinrich. Clays: their occurrence, properties, and uses, p. 163. New York, John Wiley Sons, 1906.
16. Warington Robert. Physical properties of soils, p. 67. Oxford, Clarendon Press, 1900.
17. Meinzer O. E. Ground water for irrigation in Lodgepole Valley, Wyoming and Nebraska. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 425, p. 56, 62, 63, 1919. Brief statements regarding water in shale are also given in Water Supply, Paper 110, p. 232, 233, 254, 257, and 259.
18. Meinzer O. E. Geology and water resources of Big Smoky, Clayton, and Alkali Spring valleys, Nev. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 433, p. 127, 1917.
19. Clapp F. G. Undergroundwaters of Southern Maine. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 223, p. 33—34, 1909, Occurrence and composition of well waters in the slates of Maine. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 258, p. 32—39.
20. Palmer H. S. Ground water in the Southington-Granby area, Conn. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 466, p. 49—50, 1921.
21. Water Supply, Papers 114, 232, 254, 256, 257, 293, 374 and 400, and Geologic Folios 96, 97, 100, 113, 114, 149, 166, 188.
22. Matson G. C. and Sanford Samuel. Geology and ground waters of Florida. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 319, p. 207—210, 1913.
23. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 27, p. 45, 1899; также Water Supply, Paper 452, p. 61, 1920.
24. Meinzer O. E. and Hare R. F. Geology and water resources of Tularosa Basin, N. Mex. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 243, p. 170—175, 1915.
25. U. S. Geol. Survey, Press. Bull., July 17, 1922, на основании исследований A. C. Spencer.

26. Woodward H. B. The geology of water supply, p. 158—169. London, Edward Arnolt, 1910.
27. U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas, Folios 100, 113, 114, and 156, содержит короткое описание воды в меле.
28. Meinzer O. E. and Kelton F. C. Geology and water resources of Sulphur Spring Valley, Ariz. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 820, p. 65—66, pl. 10, 1913.
29. Matson G. C. Water resources of the Blue Grass region, Ky. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 238, p. 46—49, 1903.
30. Meinzer O. E. Geology and water resources of Estancia Valley, N. Mex., with notes on groundwater conditions in adjacent parts of Central New Mexico. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 275, p. 13, 1911.
31. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Papers 148, 154, and 343, в которых имеются данные о воде в отложениях гипса.
32. Un. St. Geol. Survey: Bull. 300, p. 133—134, 1907; Bull. 447, p. 135—136, 1911; Bull. 627, p. 12, 1916; Folio 174, p. 15, 1910.
33. Martin W. E. and Pierce C. H. Water resources of Hawaii, 1909—1911. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 318, p. 188—191, 1913.
34. Schwennessen A. T. and Meinzer O. E. Ground water in Quincy Valley. Wash. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 425, p. 147—150, 1919.
35. Larrison G. K., Smith A. G. and Sedgwick T. F. Report of the Water Commission of the Territory of Hawaii to the Governor of Hawaii, p. 8—9. Honolulu, 1917.
36. Pierce C. H. and Larrison G. K. Water resources of Hawaii, 1912. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 336, p. 128, 1914.
37. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 336, p. 99, 1914. См. также Water Supply, Papers 318, 373, 430, and 445. The yield of basalt wells on the island of Molokai is given in Water Supply, Paper 77, by Waldemar Lindgren.
38. Grandall Lynn. The springs of Snake River canyon. Joint Conference of irrigation, engineering, and agricultural societies of Idaho, Proc., 1918 and 1919, p. 147.
39. Kummel H. B. New Jersey Dept. Conservation and Development, Ann. Rept. for 1922 (in press).
40. Meinzer O. E. Ground water in Juab, Millard, and Iron counties, Utah. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 277, p. 84, 1911.
41. См. Iddings J. P. Obsidian Cliff, Yellowstone National Park. U. S. Geol. Survey, Seventh Ann. Rept., p. 249—295, 1888.
42. Ellis A. J. and Lee C. H. Geology and ground waters of the western part of San Diego county, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 446, p. 191—221, 1919.
43. Clapp F. G. Occurrence and composition of well waters in the granites of New England. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 258, p. 40—47, 1911.
44. Bryan Kirk. Ground water for irrigation in the Sacramento Valley, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 375, p. 9—10, 1916.

СВИТЫ ПОРОД

Земная кора состоит из пластов различных пород, лежащих один на другом, и массивных или сланцеватых тел, которые подстилают или рассекают эти слоистые толщи. Большинство осадочных пород и некоторые изверженные и метаморфические породы в той или иной степени слоисты (рис. 78 и 79; см. также рис. 42, 43, 58, 60, 63, 64, 69, 71, 72). Но большей частью изверженные породы залегают в виде массивных тел, затвердевших из жидких лав, которые интродировали в слоистые породы или изливались через них.

Системой пород является более или менее определенная единица земной коры, состоящая из слоистых, массивных или сланцеватых пород одного или более типов.

Мощность геологических свит, сложенных слоистыми породами, колеблется от частей метра до сотен метров; они могут распространяться на тысячи ква-

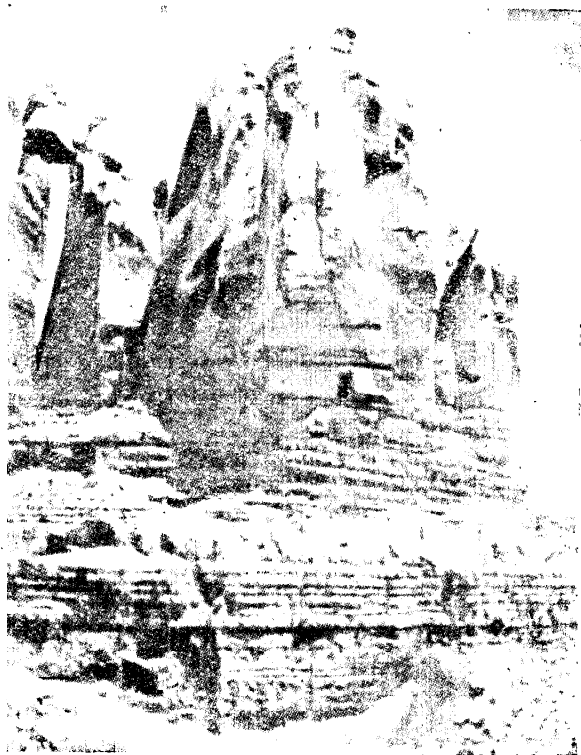


Рис. 78. Тонкослоистые известковые породы, покрываемые более массивными песчаниками. Видна слоистость.

(По фотогр. В. Кросса.)

дратных километров как на поверхности, так и под другими отложениями. В большинстве случаев имеется несколько систем, залегающих одна на другой, и они постепенно пересекаются при углублении колодцев. Системы отличаются одна от другой по своим водоносным свойствам, и часто в этом отношении существуют важные различия

в одной и той же системе на различных горизонтах и в различных местностях. Поэтому при изучении подземных вод района необходимо изучить распространение геологической системы на поверхности, ее свойства, мощность и глубину залегания в каждом участке.

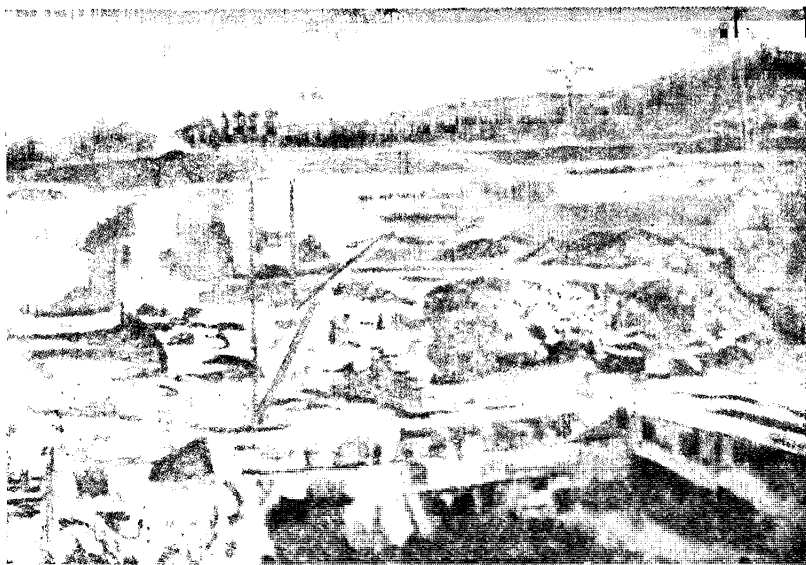


Рис. 79. Каменоломни в известняке. Видна слоистость.
(По фотогр. В. С. Альдена.)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Осадочные породы и эффузивные изверженные породы отлагались последовательно одна на другой. Так, данный район мог в течение долгого времени находиться под водой или в каких-либо других физико-географических условиях, когда последовательно накапливались отложения осадков или лав. Эти отложения слагают недра района таким образом, что более древние находятся внизу, а более юные наверху. Они свидетельствуют об истории района, относящейся ко времени их отложения. Свойства каждой системы отражают те физические условия, при которых она отложилась, а ископаемые, заключенные в ней, показывают, какие виды животных и растений жили во время ее отложения.

Глубокая скважина может пересечь различные геологические образования, отложенные в данном районе в пропедшие геологические времена. Как правило она пересекает сначала наиболее молодые образования, а затем проходит по все более и более древним отложениям. Исключения из этого правила бывают: 1) там, где интрузивные породы подстилают отложения, существовавшие до интрузии; 2) там, где земная кора подверглась интенсивной складчатости и складки были опрокинуты, так что более древние отложения оказались лежащими на более молодых, и 3) там, где земная кора претер-

пела разлом и породы одной стороны разлома были надвинуты на породы другой.

Правильная документация скважины или колодца дает геологический разрез земли в том месте, где они заложены, до той глубины, которая колодцем или скважиной достигнута. Геологические разрезы можно получать и в других выемках, искусственных и естественных — таких, как рудничные шахты, выемки железных дорог или ущелья, промытые потоками. Копанный колодец или другая выемка, достаточно широкая, чтобы человек мог в нее войти, имеет большое преимущество, так как последовательность отложений может быть тщательно изучена в том виде, как она существует в месте их залегания; буровая скважина дает менее детальные и менее точные сведения, но имеет то преимущество, что легко может быть проведена на значительно большую глубину, чем широкая выработка. Геолог должен использовать все возможности для сбора данных, по которым он строит разрез изучаемого района. Он должен изучать естественные выходы и обнажения в искусственных выемках и должен также получить документацию колодцев и буровых скважин, особенно глубоких, которые проникают в отложения, не вскрытые другими выемками.

Главным ключом к познанию условий залегания подземных вод района является геологический разрез. Характер, мощность и последовательность отложений дают наиболее важные указания относительно возможности существования водоносных горизонтов и глубины, на которой они могут быть встречены. Для изучения подземных вод района сведения о колодцах и буровых скважинах особенно ценны, так как они дают прямые указания о количестве, качестве и напоре воды, получаемой из последовательных отложений, в то время как по изучению одних выходов все эти свойства могут быть предсказаны со значительно меньшей точностью. Исходя из изучения обнажений и применяя принципы, изложенные в двух предшествовавших главах, можно заранее в значительной мере охарактеризовать водоносные свойства отложений, но большей частью гидрогеологические предсказания встречают затруднения, если приходится базироваться исключительно на литологических признаках. Главное затруднение заключается пожалуй в том, что в большинстве доступных обнажений, особенно естественных, породы наблюдаются не в первоначальном своем виде, а значительно видоизмененные выветриванием.

Можно привести множество примеров использования геологических разрезов для целей водоснабжения, но применяемые при этом принципы столь просты, что могут быть выяснены на одном примере. Городской буровой колодец в Манчестере (Айова) имеет глубину 570 м и расположен в местности, возвышающейся на 282 м над уровнем моря. Он дал разрез, приведенный в сокращенном виде в таблице 31, на стр. 186 (см. 1).

По отчетам наиболее продуктивным водоносным горизонтом разреза является джордэнский песчаник; достаточно водообильными горизонтами являются также шнагарский доломит и сент-питерский песчаник. Макокетская сланцеватая глина не должна дать большое количество воды; отложения, подстилающие джордэнский песчаник, почти не содержат доступной воды, так как слагающие их песчаники тонкозернисты, глинисты и сцементированы.

Сводные данные разреза бурового колодца в Манчестере, Айова

| Название породы | Мощность свиты (в м) | Глубина подшвы свиты (в м) | Высотная отметка по- дошвы свиты над уровнем моря (в м) |
|---|----------------------------|-------------------------------------|---|
| Ниагарский доломит | 68,6 | 68,6 | + 213,7 |
| Макокетская сланцеватая глина . . | 62,5 | 131,1 | + 151,2 |
| Галенский известняк до платтвиль- ского включительно | 107,9 | 238,9 | + 43,3 |
| Сэнт-питерский песчаник | 10,1 | 249,0 | + 33,2 |
| Шэкопийский доломит | 19,8 | 268,8 | + 13,4 |
| Нью-ричмондский доломит | 14,9 | 283,8 | — 1,5 |
| Опеотский доломит | 83,8 | 367,8 | — 85,3 |
| Джордэнский песчаник | 27,4 | 395,3 | — 112,8 |
| Сэнт-лоренская свита (доломит, песчаник и т. д.) | 73,8 | 446,7 | — 186,5 |
| Дресбахский песчаник | 53,9 | 522,6 | — 240,4 |
| Сланцеватая глина | 47,2 | 570,3 | — 287,7 |

Сведения, приведенные в полном разрезе, опубликованном в цитированной работе, очевидно будут иметь большое практическое значение, если в окрестностях Манчестера будут проводиться другие буровые колодцы. Потеря таких сведений весьма нежелательна, но она часто случается, если документация колодцев не публикуется. Этот разрез показывает с большой точностью, что при будущем глубоком бурении сэнт-питерский песчаник будет пересечен на глубине 43,3 м над уровнем моря, что джордэнский песчаник, представляющий лучший водоносный горизонт района, будет пересечен приблизительно на глубине 90 м ниже уровня моря и что вряд ли будет выгодно бурить глубже джордэнского песчаника. Отчеты по другим глубоким буровым колодцам в той же местности будут также иметь ценность, потому что дополняют и проверяют сведения, даваемые отчетом по первому колодцу. Журналы всех глубоких колодцев (буровых скважин) — или, по крайней мере, некоторые наиболее точные и детальные из них — должны быть сохранены для каждой местности. Эти отчеты должны воспроизводить разрез с большей детальностью, чем приведенный сокращенный отчет: в них должны быть указаны все сведения о количестве, напоре и качестве воды из каждого имеющего практическое значение водоносного горизонта.

Практическое использование журналов по колодцам и скважинам для предсказания условий подземной водоносности можно иллюстрировать опытом в Уостерлоо (Айова), в 72 км к западу от Манчестера. После эпидемии тифа в этом городе, вызванной использованием поверхностной водой, было обращено внимание на возможность водоснабжения из буровых колодцев, и В. Х. Нортону (1) было поручено произвести детальное исследование. На основании отчета о манчестерском буровом колодце и о некоторых других скважинах штата он составил предположительный разрез. Предсказанная им мощность и результаты бурения приведены в таблице 32.

Сводный предположительный разрез отложений в Уотерлоо, Айова, и разрез глубокого бурового колодца, пробуренного позднее

| Название породы | Глубина до основания свиты (в м) | |
|---|----------------------------------|----------------|
| | Проектная | Действительная |
| Девонский известняк | 38,1 | 48,1 |
| Ниагарский доломит | 79,2 | 80,7 |
| Макокетская сланцеватая глина | 129,5 | 146,3 |
| Галенский известняк до платтвильского включительно | 254,5 | 248,4 |
| Сэнт-питерский песчаник | 278,9 | 262,7 |
| Шэкопийский доломит, нью-ричмондский песчаник и онеотский доломит . . | 400,6 | 367,5 |
| Джордэнский песчаник | 431,6 (?) | 414,9 |

Следует отметить, что джордэнский песчаник был встречен на 33,5 м ближе к поверхности, чем было предсказано. Нортон также предсказал, что буровой колодец будет при самоизлиянии иметь дебит, не превышающий 20 л в секунду, из скважины диаметром в 15 см; скважина в 20 см, которая была пробурена, давала в секунду 18,3 л артезианской воды.

НАПЛАСТОВАНИЕ

Большая часть осадочных пород состоит из слоев или пластов пород, весьма тонких по сравнению с площадями их распространения. Так, сэнт-питерский песчаник, являющийся одним из весьма важных водоносных пластов в северной и центральной частях США, залегает в большей части Мичигана, Охайо, Кентукки, Индианы, Иллинойса, Висконсина, Миннесоты, Айовы, Миссури, Арканзаса, Небраски, Канзаса и Оклахомы, образуя почти непрерывный пласт песчаника, с площадью распространения 777 000 м², при средней мощности всего лишь около 30 м. На большей части этой обширной площади он состоит из чистого кварцевого песка. Он настолько характерен, что во многих местностях легко определяется опытными буровыми мастерами как сэнт-питерский (2).

Отложения, лежащие в манчестерском разрезе выше и ниже сэнт-питерского песчаника, также характерны и отличаются постоянством. Они отложились одни после других, и поэтому, где бы эти отложения ни встретились, они залегают в той же последовательности, хотя верхние свиты манчестерского разреза могут отсутствовать, или могут присутствовать более молодые свиты, не встречающиеся в манчестерском разрезе.

Эти условия хорошо представлены на рис. 80. Последовательность отложений одинакова для каждого из четырех городов, указанных на рисунке, причем сэнт-питерский песчаник лежит под галенским и платтвильским и покрывается на шэкопийском доломите. В Уотерлоо и

Эклее макокетская сланцеватая глина лежит над галенским доломитом, а ниагарский доломит (силур) лежит на макокетской сланцеватой глине, но в Дьюбеке пласты ниагарские, макокетские и большая часть галенских и платтвильских отсутствуют, будучи без сомнения смыты рекой Миссисипи. Здесь буровая скважина начинается в нижней части платтвиля и скоро достигает сент-питерского песчаника. С другой стороны, в Уотерлоо присутствует девонский известняк, отсутствующий в Манчестере, а в Эклее скважина сначала проходит по киндерхукской группе, затем по девонскому известняку и далее встречает слои доломита, лежащие на поверхности у Манчестера. Последовательность во всех четырех пунктах тем не менее одна и та же. Глубже сент-питерских слоев скважина пересекает последовательно

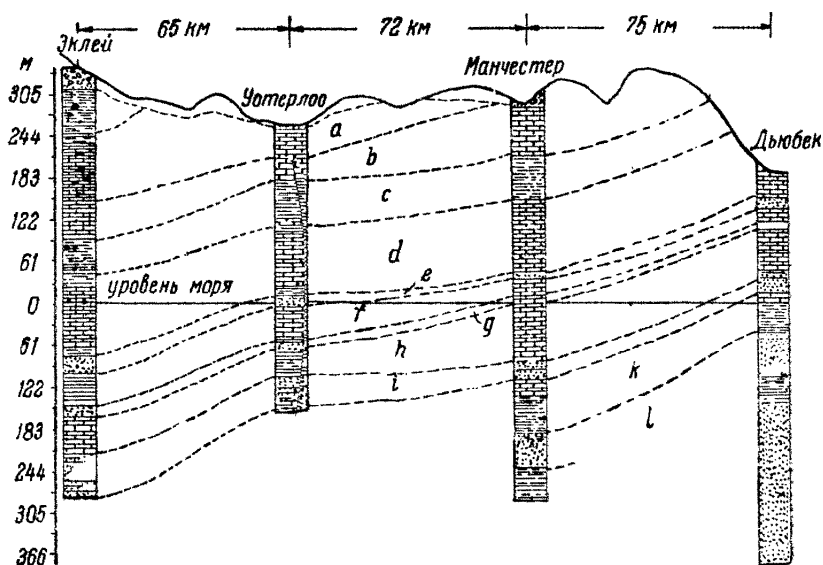


Рис. 80. Геологический разрез между Эклеем и Дьюбеком, Айова. (По В. Х. Нортону.)

a — девон; *b* — силур; *c* — макокетская сланцеватая глина; *d* — галенские отложения до платтвильских включительно; *e* — сент-питерский песчаник; *f* — шэкопийский доломит; *g* — нью-ричмондский песчаник; *h* — онеотский доломит; *i* — джордэнский песчаник; *k* — сент-лоренская свита; *l* — дребахокий песчаник.

шэкопийский доломит, нью-ричмондский песчаник и онеотский доломит и затем в каждом пункте входит в наиболее продуктивный водоносный горизонт — джордэнский песчаник. Буровые колодцы в Дьюбеке и Манчестере опущены в отложения, лежащие значительно глубже джордэнского песчаника, и по всей вероятности эти же самые отложения были бы встречены в Уотерлоо и Эклее, если бы скважины были опущены глубже.

Последовательность отложений, изображенная на рис. 80, не является исключительной, но она была избрана как хороший пример геологических условий и условий залегания подземных вод в районе, сложенном осадочными породами. Такие же хорошие примеры постоянства свит пород на обширных площадях мы имеем в осадочных породах, залегающих в Прибрежной Атлантической равнине и

в дакотском Песчанике и вышележащих отложениях в Великой равнине и в Скалистых горах.

Осадочные свиты лежат одна на другой, как стопка книг, и кроме того каждая свита большей частью в свою очередь слоиста, т. е. состоит из последовательных слоев или пластов, лежащих друг на друге, как страницы книги (см. рис. 63, 64, 78 и 79). Последовательные слои могут отличаться по составу и плотности или же они могут быть очень оходны, но разделены прослоями других пород. Многие свиты известняка состоят из слоев в несколько сантиметров мощности, разделенных глинистыми прослойками (рис. 79). Некоторые свиты сланцеватой глины состоят из чрезвычайно тонких слоев, имеющих вид листов бумаги (рис. 63 и 64).

Слоистость является всегда следствием перемен физико-географических условий, при которых происходит отложение. Крупные различия между последовательными свитами обусловлены крупными и

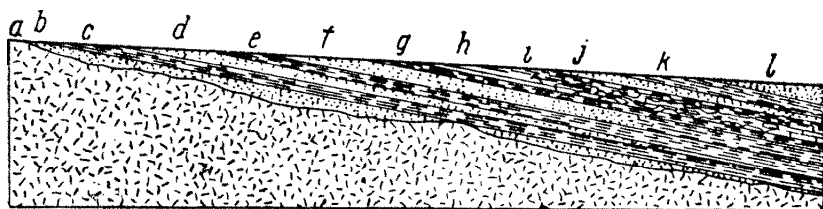


Рис. 81. Схематический разрез через Прибрежную Атлантическую равнину, показывающий смену свит по падению.
(По Л. В. Стефенсону и Дж. О. Вичу.)

a — базальный комплекс кристаллических пород; *b, d, j, l* — песчаные пласты, водоносные; *c, e, g, i, k* — глинистые пласты, не дающие много воды; *f* — песчаный водоносный пласт, замещаемый по падению неводоносной глиной; *h* — известняк кавернозный в верхней части и становящийся не кавернозным и плотным по мере того, как он опускается на большие глубины. Водоносный пласт *b* прерывается неровностями рельефа базального комплекса, водосодержащий пласт *d* выклинивается между подстилающими и налегающими пластами глин.

длительными переменами, меньшие отличия в последовательных слоях обусловлены местными или временными переменами. Глинистые прослои между одинаковыми пластами известняка можно объяснить чрезвычайно сильными штормами, вызвавшими помутнение обычно чистой воды, а многочисленные прослои в глинистых сланцах могут быть результатом обычных перемен погоды или годовых циклов погоды.

Слоистость имеет весьма важное значение для условий залегания грунтовой воды. Значение переслаивания неводоносных слоев с водоносными было иллюстрировано на манчестерском разрезе. Мелкая слоистость в пределах свиты также очень сильно влияет на условия залегания воды. Так, доступная для извлечения вода какого-либо водоносного горизонта может быть сосредоточена в некоторых пористых пластах или в пористых прослоях между пластами (см. рис. 43).

ФАЦИАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПЛАСТОВ

Слоистые отложения обычно постепенно изменяются как в мощности, так и в характере пород (рис. 81). Очевидно это обусловлено

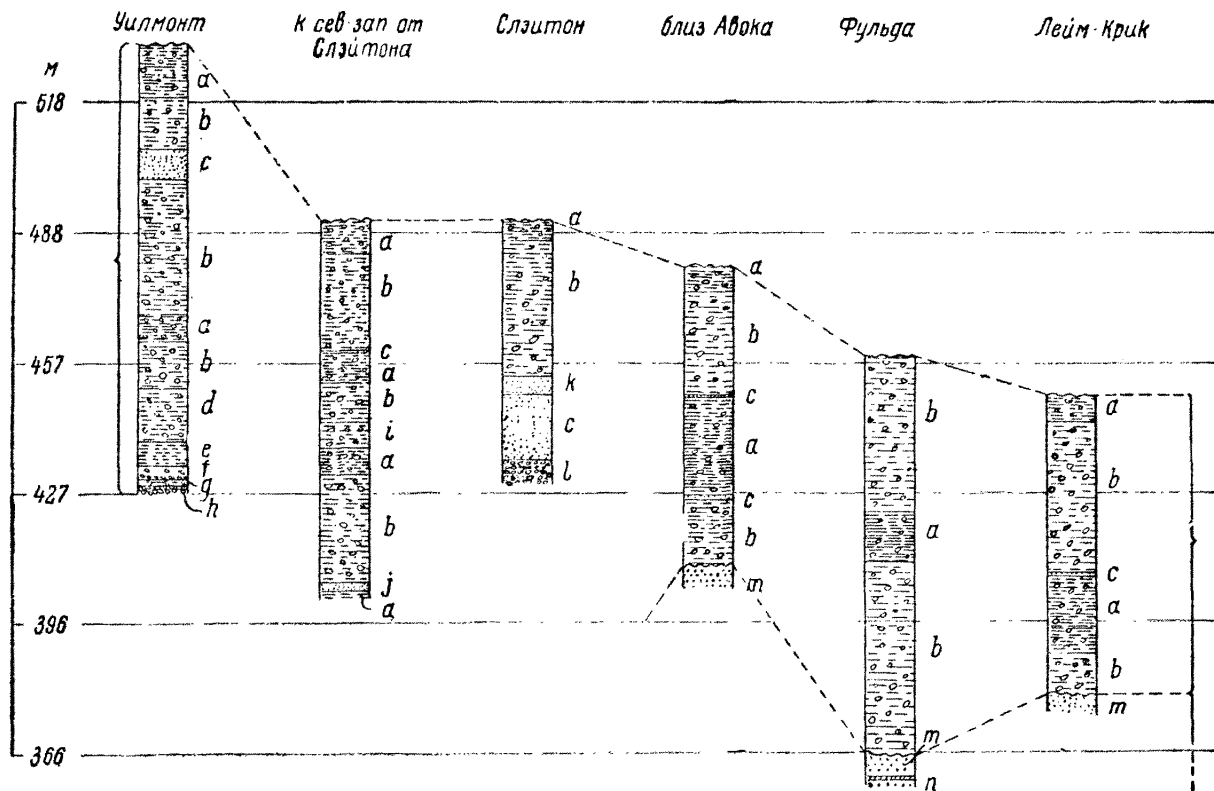


Рис. 82. Геологические разрезы ледниковых отложений в южной части Мэррей-Коунти и северной части Ноблес-Коунти, Миннесота, показывающие изменения в отложениях.

а — желтая глина; б — синяя глина; с — песок; d — синяя плотная глина; e — конгломерат; f — песок, смешанный с известняком; g — белый конгломерат с желтыми гальками; h — грубый галечник; i — светлая глина; j — равномерно-зернистый песок; k — плывун; l — галечник; m — кварцит альгонской системы; n — гончарная глина.

местными различиями в условиях отложения. Так, река, текущая с высоких тор на равнину, обычно отлагает валуны и гальки близ гор и уносит глину и ил далеко по равнине. Точно так же в некоторых местах вдоль берега существуют отлогости, состоящие из чистого гравия, так как движение волн и течения обладает здесь силой, достаточной чтобы подымать и совершенно выносить весь тонкий материал, который уносится водой; в других местах вдоль берега волны и течения не столь сильны, и тогда отлагаются песок или ил. Дальше от берега наблюдается обычно постепенная смена мощных накоплений грубых обломков мелкозернистыми отложениями, а там, где вода чистая, может образоваться известняк.

Такие фациальные изменения очевидно имеют большое значение в отношении нахождения грунтовой воды и должны изучаться при всех гидрогеологических работах. Водоносные горизонты Атлантической Прибрежной равнины сравнительно грубозернисты на выходах и как правило становятся более тонкозернистыми и менее мощными по направлению к морю, при удалении от источника отложений. Вследствие этого некоторые слои в геологическом

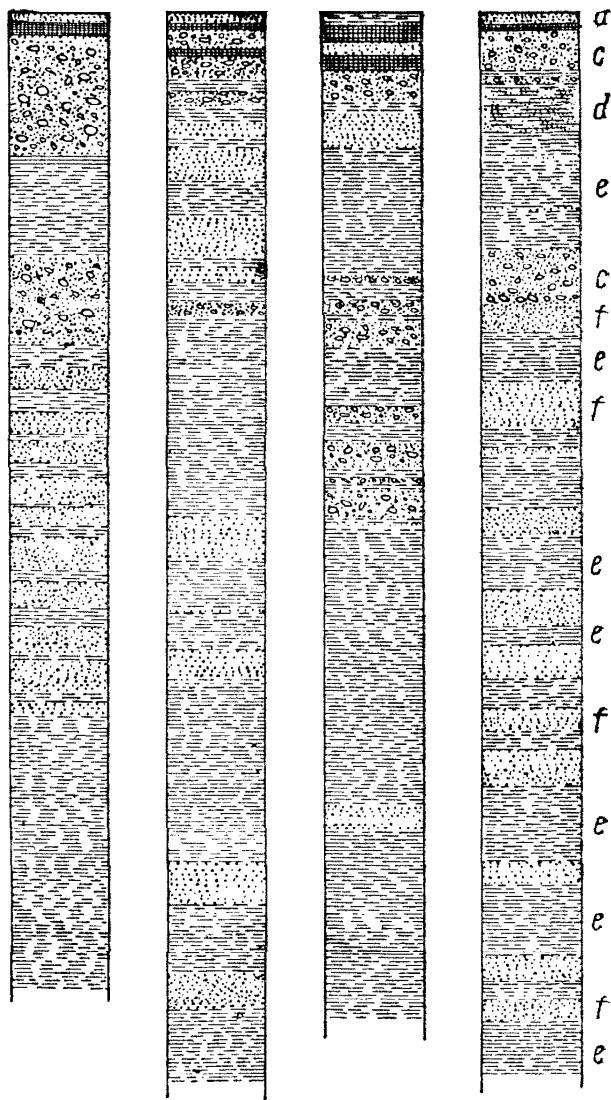


Рис. 83. Разрезы аллювиальных отложений пустынной долины близ Эль-Пазо, Техас, показывающие быстрое изменение в разных местах.

Скважины, на основании которых составлены эти разрезы, все расположены в одной и той же полосе нескольких гектаров. (По Г. Б. Ричардсону.)

a — почва; b — калиш; c — песок и гравий; d — песчаная глина; e — глина; f — песок.

разрезе Прибрежной равнины близ выходов являются прекрасными водоносными горизонтами, но становятся все менее и менее удовлетворительными по направлению к берегу моря (таковы например пласты, обозначенные d, f и h на рис. 81). Подобное фациальное изменение, сопровождаемое изменением водоносных свойств, констатировано в северной части Великой равнины. Мощная свита перемежающихся пластов сланцеватых глин и водоносных песчаников в Монтане (монтанская группа верхнего мела) чрезвычайно постепенно изменяется к востоку в сторону от бывшего континента, который давал материал для осадков; и в южной Дакоте она уже представлена свитой почти чистых сланцеватых глин с меньшей общей мощностью, являющихся безнадежными в отношении воды (пьеррская сланцеватая глина). На рис. 80 видны только незначительные фациальные изменения, и то часть их должна быть отнесена за счет ошибок при документации колодцев. Но в действительности установленные водоносные горизонты в Эклее дают меньше воды, чем колодцы, расположенные восточнее.

В ледниковых отложениях и аллювии структура весьма хаотична. Линзы и пропластки водоносных песков и гравия распределены незакономерно и внезапно уступают место непроницаемым глинам. Эти частые фациальные изменения показаны на рис. 82 и 83. Рис. 82 представляет разрез ледниковых отложений в двух районах в юго-западной Миннесоте, где ледниковые отложения исключительно мощны. Он указывает, какие радикальные изменения можно ожидать в соседних пунктах. Рис. 83 дает разрез аллювиальных накоплений (valley fill) в пустынном бассейне. Они особенно показательны, так как все четыре скважины, разрезы которых приводятся на рисунке, расположены вблизи друг от друга.

Несмотря на то что общие условия водоносности ледниковых отложений и аллювия хорошо известны, при проведении колодцев в этих отложениях всегда существует неуверенность как в отношении глубины, на которой вода будет встречена, так и в отношении ее количества, даже в том случае, когда по соседству уже проведен ряд колодцев. Крайние местные изменения в ледниковых отложениях и аллювии, показанные на рис. 82 и 83, представляют резкий контраст с однообразием условий, показанным на рис. 80, где на протяжении 212 км (и несомненно на еще большей площади за пределами рисунка) существуют такие незначительные фациальные изменения, что приблизительная глубина и характер главнейших водоносных горизонтов в любом месте могут быть предсказаны с большой точностью.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ПРОИСХОЖДЕНИЕМ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ТЕКСТУРОЙ И ВОДОНОСНОСТЬЮ

Для того чтобы правильно оценить значение породы как водоносного горизонта и чтобы понять местные изменения, полезно знать происхождение пород. Ледниковые отложения, например, обладают весьма хаотической текстурой и состоят из почти непроницаемой валунной глины, переслаивающейся с линзами водосодержащего песка и гравия. В долинах, проходящих в области развития ледниковых

отложений и даже за пределами плаща ледниковых отложений, имеются мощные отложения галечников, образованные потоками, вытекавшими из-под тающего льда. В северо-восточной и центральной частях США такие отложения являются, пожалуй, наиболее мощными водоносными горизонтами.

Аллювий во многих отношениях отличается от ледниковых отложений, но он также имеет неправильную текстуру и содержит водоносный песок и гравий. Он обычно приурочен к речным долинам, но в пустынных низменностях, прилегающих к горам, отложение из рек происходит так быстро и захватывает такое широкое пространство, что вся низменность может покрыться мощным пролювием, как в межгорных бассейнах западной части США и в большей части Великой равнины. Отложения озер и океанов более слоисты, чем ледниковые отложения или аллювий, и они более выдержаны по простиранию. Их состав, подобно составу ледниковых и аллювиальных отложений, в сильной степени зависит от состава пород, разрушение которых дало материал для их образования.

КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Корреляция, или сопоставление по возрасту отложений различных районов часто бывает весьма трудной. Она заключается в том, что

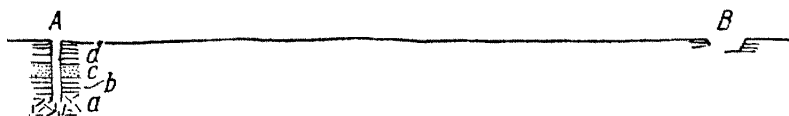


Рис. 84. Схематический разрез, показывающий приложение корреляции к отысканию грунтовой воды.

А — местность, где известны геологический разрез и условия залегания грунтовых вод; а — кристаллическая порода; b и d — сланцеватые глины с различными ископаемыми; c — песчаник, являющийся лучшей водоносной породой в данной местности. В пункте В геологические и гидрогеологические условия неизвестны; очевидно перспективны для отыскания грунтовой воды будут лучше, если в В будет выходить сланцеватая глина d, определенная по ископаемым, чем сланцеватая глина b, так как в последнем случае водоносный горизонт c будет отсутствовать.

один или несколько пластов непрерывно прослеживаются из одной местности в другую или устанавливается тождественность пласта или пластов в двух местностях. Такое отождествление основывается на определении характерных физических свойств или характерных ископаемых. Если два пункта расположены недалеко, пласты могут быть легко сопоставлены по их физическим свойствам, но если расстояние значительно, то такая корреляция становится невозможной или по крайней мере ненадежной вследствие фациальных изменений пласта и вследствие сходства между различными пластами.

Очевидно, что пласт песчаника, выходящий на одной стороне долины, и подобный же пласт на другой стороне будут одним и тем же, но если выходы отстоят друг от друга на несколько километров, они могут принадлежать совершенно различным свитам, и свита, представленная в первом пункте песчаником, может во втором пункте или отсутствовать, или фациально заместиться пластом сланцеватой глины. Если два выхода песчаника расположены в различных частях

района, вероятнее, что пласты не принадлежат одной и той же свите. Лучшим способом корреляции далеко отстоящих разрезов является определение ископаемых; но иногда возможно сопоставлять пласты или разрезы колодцев, отстоящих далеко друг от друга, и по некоторым характерным физическим свойствам. Почти во всех местах Айовы, где бурением была достигнута свита «прэри-дю-шён» (Prairie du Chien), литологический характер этих пород повсюду сохранился тот же, что в обнажениях (1).

Типичный случай приложения корреляции к отысканию грунтовых вод представлен очень простым разрезом на рис. 84.

МЕТОДЫ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ БУРОВЫХ СКВАЖИН

Методы корреляции, основанные на изучении выходов и определении окаменелостей, собранных на обнажениях, относятся в общем к геологии и потому не нуждаются в описании в данной книге. Для изучения грунтовых вод особенно важное значение имеют методы корреляции, основанные на изучении буровых отчетов и образцов, получаемых при бурении. Если не пользоваться кернами скважин, то корреляция по отчетам колодцев и скважин затруднительна. Следующая цитата из работы Нортон (1), относящаяся главным образом к условиям Айовы, может служить руководством и для других районов. Широкий опыт Нортон и близкое знакомство с предметом делают его указания очень ценными.

«Данные, на основании которых производится геологическое изучение глубоких скважин, сводятся к отчетам (буровым журналам) и к образцам, собираемым при бурении. По необходимости данные получаются из вторых рук и не могут быть проверены. Настоящая работа (Water-Supply Paper 293) основана на тысячах журналов и наблюдений, произведенных многими лицами. Автор мог только определить литологический состав образцов из глубоких скважин; что же касается мощности и положения соответствующих им пластов, то эти данные были взяты из отчетов (буровых журналов). К счастью многие владельцы глубоких скважин и многие другие лица, понимающие научное и практическое значение наблюдений, которые можно произвести при бурении и только во время него, привели в отчетах много ценных данных относительно диаметра скважин, крепления, колебаний уровня воды, глубины, дебита и напора водных горизонтов и хранили буровые журналы и образцы. Практически всюду, где такие данные собирались и хранились, они предоставлялись в распоряжение исследователей. К сожалению все же для многих скважин не известно почти ничего, кроме существующего напора, количества и качества воды.

Во многих местах штата автор не мог выяснить условия артезианского бурения и был не в силах сделать заключения для городов, которые хотели осуществить глубокое бурение, но не потому, что в этих районах не было глубокого бурения, а потому, что при производстве его не были зафиксированы наиболее важные данные.

Коллектирование и хранение образцов при бурении. В самом начале организации изучения сделано было все возможное, чтобы получить полные коллекции образцов глубоких буровых скважин

штата. Геологическая часть этого отчета составлена главным образом по этим образцам.

Когда такие образцы брались непосредственно из бурового наконечника и тотчас этикетировались, они давали наиболее надежный материал для установления проходимых пластов. Производя сбор через промежутки, не превосходящие 3 м, и при каждой «перемене» пластов, можно получить литологический разрез, уступающий по своей ценности только обнажению с видимыми границами пластов. Такие заслуживающие доверия данные были получены из весьма большого количества буровых скважин Айовы.

Ценность коллекций из некоторых скважин была понижена вследствие несоблюдения казалось бы очевидных предосторожностей. Так, если образцы брались только при каждой перемене породы, решение вопроса о том, произошла ли перемена, лежало всецело в компетенции рабочего, очищавшего буровой наконечник. Бывали случаи, когда многие десятки метров известняка, принадлежавшего двум или трем свитам, были представлены одним единственным образцом. Не всегда точно отмечалась глубина: измерения, сделанные после окончания бурения, показали, что глубины, отмеченные мастерами на образцах или в журналах, оказались неверными. (Впрочем, если неточность в измерении сказывается одинаково на всех глубинах, то может и не произойти серьезной ошибки.)

Некоторые образцы из буровых этикетировались по видимому много времени спустя, уже по памяти. Этим можно объяснить то обстоятельство, что в журналах ледниковая глина оказалась на глубине 300 и более метров под поверхностью, и быть может также то, что несколько образцов известняка из платтыльской свиты оказались ниже сент-питерского песчаника. В некоторых случаях образцы по видимому выбрасывались из желонки прямо на землю, а не в ящик для образцов. Подмесь угольного мусора не создает больших затруднений при корреляции, но примесь обломков, ранее извлеченных из более высоких горизонтов, может привести к серьезной ошибке. В одном или двух случаях (эти случаи являются крайностью) рабочие по видимому уже после окончания бурения просмотрели материал, взятый из бурового наконечника, выбрали какие полагали образцы и затем по памяти заэтикетировали их.

Но даже такие сведения могут иметь значение, если нет ничего лучшего.

Образцы, собранные под наблюдением Геологического комитета Соединенных штатов, были отосланы в Вашингтон в прочных холщевых мешках, снабженных этикетками, и были там переложены в широкогорлые склянки, с завинчивающимися алюминиевыми крышками. Большинство образцов из коллекции, собранной ранее Геологическим комитетом штата Айовы, были взяты непосредственно с бурового наконечника, положены затем в ящики из-под сигар и заэтикетированы. Они были отосланы автору в Моунт-Вернон, где были переложены в широкогорлые склянки для постоянного хранения. Каждый образец хранился отдельно и был легко доступен. Некоторые образцы, имевшиеся в распоряжении Геологического комитета Айовы, были помещены в длинные стеклянные трубки; образцы пород занимали в трубке отрезки, пропорциональные истинной мощности свит,

из которых они были собраны. Такой метод монтирования очень хорош для выставки, но его недостатки так велики, что его надо категорически отвергнуть. Образцы из разных слоев садятся и могут перемещаться. Их нельзя извлечь из трубки для изучения, а через стекло исследования невозможны. Рано или поздно длинная трубка будет несомненно разбита, и документация геологического разреза будет безвозвратно потеряна.

Бурение не должно идти с промывкой. Если бур работает в чистом известняке, промывка приносит мало вреда, так как она уносит только тонкую муку, порода же может быть полностью охарактеризована по извлекаемым крупным осколкам; но в случае мергелей, сланцеватых глин и глинистых песчаников при промывке выносятся тонкий материал, далеко не характеризующий породу.

В некоторых случаях часть образцов была взята при бурении с промывкой, часть без нее; при определениях это может привести к недоразумениям, если способ работы не помечен на этикетках или если о нем нельзя судить по виду образцов.

Для всех научных целей образцы должны браться прямо из желонки через каждые 1,5 или 3 м¹ при последнем подъеме и при каждой перемене пластов. Их следует помещать в непромытом виде в широкогорлые бутылки или стеклянные банки (емкостью от 30 до 125 г), заполняя их доверху, и аккуратно этикетировать китайской тушью, указывая названия города или местности, владельца, дату и глубины взятия каждого образца.

Петрографическое изучение. Образцы из буровых скважин были изучены петрографически, что помогло определить пласты, из которых они были получены. Для некоторых образцов оказался достаточен макроскопический просмотр, но как правило он дополнялся другими исследованиями. В поляризационном микроскопе можно точно определить минералы, составляющие буровую муку; их относительные количества в породе приблизительно устанавливаются подсчетом в поле зрения микроскопа.

Таким способом были определены кристаллический кремнезем, кремнь и халцедон, гипс и ангидрит, глауконит, пирит, кальцит и др. Микроскоп применялся также для определения структур таких пород, как оолиты, тонкозернистые песчаники, состоящие из угловатых кварцевых осколков, песчаники с зернами кристаллического кварца разной степени окатанности и сортировки и песчаники, зерна которых увеличились за счет отложения вторичного кремнезема. Известняки испытывались слабым раствором холодной соляной кислоты, причем бурное вскипание означало малый процент или отсутствие карбоната магния, а медленное и слабое вскипание — высокое содержание того же карбоната; если только такое вскипание не было вызвано присутствием кремнезема или других примесей. Остаток от растворения в крепкой кислоте указывал глинистые или кремнистые составные части известняка. Относительное количество карбоната магния в известняке грубо определялось после растворения в соляной кислоте и усреднения углекислым аммонием, последовательным осаждением

¹ В СССР при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях рекомендуется брать образцы через каждые 0,5 м. *Прим. ред.*

щавелевокислым аммонием и фосфорно-натриевой солью. В химической лаборатории Корнелль-колледжа было произведено большое число количественных анализов образцов пород, представляющих специальный интерес.

Возможные ошибки. Следует указать на возможные ошибки в определении состава и мощности пород, проходимых бурением.

Наиболее существенные ошибки получаются тогда, когда берут мало образцов. Иногда при глубоком бурении образцы берутся через неправильные или большие промежутки, и естественно предположить, что каждый образец характеризует пласт однородной породы, был взят при смене пород и отвечает таким образом кровле данной породы.

Это предположение не всегда бывает верно. Некоторые образцы могут быть взяты в средней части или в какой-либо другой точке слоя, а не в кровле, и тогда предположенная мощность одной породы может быть настолько же уменьшена, насколько мощность другой увеличена. Такой ошибки можно избежать, если на этикетке пометить не только глубину, с которой взят образец, но и верхнюю и нижнюю границы пласта, которому этот образец соответствует.

Другие ошибки происходят от того, что в буровой наконечник попадает не только разбуриваемая порода. При подъеме инструмента в наконечник могут попадать обломки из других, вышележащих, пластов. Дрожание каната и штанг, поднятие и опускание бура и других приборов могут способствовать обвалу кусков породы из вышележащих слоев. Сланцеватая глина и несцементированный песчаник доставляют много подмеси глины и песка в материал, извлекаемый при проходке нижележащих пород. Так, среди кусочков чистого известняка из миссисипских или более глубоких слоев можно распознать черные углистые глины из угольных пластов (пенсильванских); содержащая окаменелости платтвильская зеленая сланцеватая глина примешивается к образцам доломитов свиты «прэри-дю-шён» (шэкопийский и онеотский); сэнт-питерский и джордэнский песчаники обуславливают большое содержание песчаного материала в образцах подстилающих их доломитов.

В тех случаях, когда пласты различного характера сменяются один другим на коротких интервалах, примеси в образцах делают определение особенно трудным. Образцы, собираемые при бурении в ордовических и кембрийских пластах, подстилающих сэнт-питерский песчаник, во многих случаях содержат примесь окатанных кварцевых зерен и кусочков доломита, и очень трудно разрешить вопрос, является ли песок целиком посторонним, принесенным промывной водой из вышележащих рыхлых песчаников, или он в некоторой части принадлежит той породе, которая представлена образцом, т. е. отвечают ли образцы чистому доломиту и, если нет, то представляют ли они песчаный доломит или известковистый песчаник. Если установлено, что часть этого песка принадлежит пластам, остается еще узнать, рассеян ли этот песок по доломиту или он образует тонкие прослой. Если в некоторых более крупных кусках доломита можно обнаружить включенные зерна или полоски кварца, вопрос решается в пользу рассеянного песка.

Иногда попадающиеся среди бурового материала упавшие сверху

куски могут быть определены по литологическим признакам или по размерам и форме обломков. Выпавшие из стенок скважины куски бывают как правило крупнее, чем получаемые из забоя скважины, и отличаются по форме. Обломки легко истираемой сланцеватой глины, упавшие из выше лежащих пластов, вскоре принимают округленную форму. Но часто — например в тех случаях, когда упавшие куски были раздроблены буром — эти признаки не являются решающими, и истинная природа породы в нижней части разреза скважины должна остаться под некоторым сомнением. Чтобы ясно отграничить факты, наблюдаемые при изучении бурового материала, от выводов, сделанных исследователем, следует дать полное описание состава материала и затем высказать мнение относительно того, какую породу он представляет.

Ископаемые. Определение ископаемых данной породы — наиболее надежный способ, при всякой возможности применяемый геологом для корреляции — невозможно по буровым отчетам и образцам. Бур режет и дробит твердые породы в тонкую муку или порошок, а более мягкие — в мелкие обломки. В чрезвычайно редких счастливых случаях ископаемые остаются нераздробленными в неопределимые обломки. Чем меньше размер окаменелости, тем больше шансов для нее уцелеть. Очень маленькие осколки с фораминиферами *Fusulina* из некоторых пластов угольных свит остаются иногда нетронутыми. Породы, падающие в скважину из выше лежащих пластов, дают обломки значительных размеров, и если они содержат окаменелости и если горизонт, из которого они происходят, может быть установлен по литологическим признакам, то они являются чрезвычайно ценным материалом. Так, платтвильская зеленая сланцеватая глина местами очень богата окаменелостями, и обломки ее, вместе с кусочками ордовических брахиопод, характеризующих этот горизонт, часто извлекаются из скважин при бурении нижележащих пластов. Но такие окаменелости могут быть источником грубейших ошибок, если предположить, что они происходят из той же свиты, одновременно с обломками которой они вынимаются из забоя.

Литологическое сходство. Литологический метод, применяемый геологами в поле при прослеживании пород от одного места к другому, ни в каком случае не является безукоризненным в применении к глубоким скважинам, но он применяется тогда, когда нет других методов. Некоторые породы сохраняют одинаковые хорошо выраженные литологические свойства на большом пространстве Айовы и соседних штатов. Пенсильванская углистая сланцеватая глина вряд ли может быть принята за известковистую макобетскую сланцеватую глину («mud rock»), и ни та ни другая не могут быть приняты за глауконитовые кембрийские сланцеватые глины. Маркирующими являются белые кристаллические энкринитовые известняки и мергелистые оолитовые и содержащие жеоды миссисипские пласты, а также песчаные кремнистые доломиты (шэкопийский и онсотекий). Присутствие ангидрита или гипса в некоторых пластах использовано для корреляции этих пород в далеко отстоящих скважинах.

Как признак для корреляции можно использовать (в Айове) содержание карбоната магния в известняках, но этим следует пользоваться с осторожностью. Так, насколько известно, все известняки

ниже шэкопийской свиты по всему штату доломитизированы. Но в пластах, лежащих выше шэкопийских отложений, изменение содержания магния в той же самой породе может произойти быстро и полностью. Так, в Дьюбеке галенская свита представлена доломитом, а в Манчестере, в 60 км к западу, в разрезе глубокой буровой скважины эта свита оказалась обыкновенным известняком. Точно так же некоторые из девонских известняков восточно-центральной Айовы переходят в доломиты в северных районах штата.

Можно ожидать, что на такой большой площади, как Айова, литологический характер породы должен меняться. Одна литологическая свита уменьшается в мощности и выклинивается, уступая место другой литологической свите того же возраста. Ниагарский доломит северо-восточной Айовы, повидимому, замещается силурийскими песчаниками или песчанистыми известняками в юго-восточной Айове; на том же месте геологического разреза в далеко отстоящих глубоких скважинах (Моунт-Плезант, Демуан, Бедфорд и Глинвуд) появляются гипсоносные пески, по возрасту вероятно соответствующие слоям Salina. Могут исчезать даже целые системы; например, силурийские отложения, развитые в крайней северо-восточной части площади в Айове, замещаются девонскими.

Как единственный метод корреляции литологическое сходство используется только в исключительных случаях. Существует убеждение, — настолько же ошибочное, насколько распространенное, — что геолог может идентифицировать отложения по одной физической характеристике пород. При изучении глубоких скважин этим способом следует пользоваться с большой осторожностью и в комбинации с другими, лучшими, методами».¹

ИНСТРУКЦИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ОБРАЗЦОВ ИЗ СКВАЖИН

Эдден (Udden, 4), тщательно изучивший вопрос, дает следующий план систематического хода изучения:

«Образец прежде всего должен быть подвергнут макроскопическому осмотру и исследованию при помощи лупы.

1. Если образец состоит из песка, песчаника, гравия или конгломерата, необходимо отметить связность (adherence), размеры, форму, состояние поверхности (гладкая или изъеденная) и минералогический характер зерен и галек.

1. Связность бывает слабой в мягких песчаниках и большей в твердых. Она обусловлена присутствием цементирующего вещества. Следует указать природу цемента — обилен он или скуден, является известковым, кремнистым, железистым и т. д. Для этой цели полезно опустить небольшой кусочек породы в каплю разведенной соляной кислоты на стеклянной пластинке и изучить без покровного стекла.

2. Размер зерен лучше всего определять при помощи механического анализа, применяя метод Почвенного бюро Соединенных шта-

¹ В последнее время в Америке и в СССР в целях корреляции тщательно изучаются фораминиферы и микролитология осадочных пород. *Прим. ред.*

тов для зерен до $\frac{1}{8}$ мм в диаметре и давая численные выражения количеству различных фракций.

3. По форме зерен можно судить о том, в какой степени они подверглись разрушению и разрослись ли они вследствие вторичной кристаллизации. Более тонкие зерна в песке отличаются большей угловатостью, чем крупные.

4. Гладкая или изъеденная поверхность большей части зерен песка плохо определима, и этим признаком можно пренебречь, хотя иногда он является важной характеристикой.

5. Минералогический состав зерен песка имеет важное значение. Всегда желательно количественное определение разных составных частей. Большинство имеющихся в геологической литературе описаний минералогического состава песков неточно.

II. Если образец иного состава, чем рассмотренные выше, необходимо испытать на содержание CaCO_3 путем применения холодного 10-процентного раствора соляной кислоты.

1. Если кислота не действует, образец представляет или аргиллит, или гипс. Необходимо определить минералогический состав, отметить структуру, текстуру, цвет, состав минералов и окаменелостей. Если есть необходимость, вымыть образец и затем высушить. Но надо помнить, что слабая кислота не действует на грубый доломит, если только он не нагрет или не превращен в порошок.

а) Механические анализы ситлов, сланцеватых глин и глин желательны, но часто невыполнимы. Вместо них, следует дать описание в общих чертах, как «грубый», «средний», «тонкий» или «тончайший», применяя микроскопические измерения к большей части материала, если это возможно.

б) Отметить, обладают ли обломки сланцеватостью, слоистостью или отсутствием такого сложения. Описать все изменения этих признаков, если они присутствуют.

с) Следует избегать преувеличений при описании цвета.

д) Для определения минералогического состава сланцеватой глины следует исследовать образец под микроскопом и испытать полностью паяльной трубкой. Отмечать природу выделяющегося дыма до и во время накаливания и перемену цвета. Определить отношение породы к магниту после прокалки.

е) Более крупные обломки следует исследовать под лупой на присутствие окаменелостей. Такие образцы следует расколоть острием ножа, если на поверхности не заметно окаменелостей. Более тонкие обломки необходимо отсортировать при помощи сит и каждую фракцию исследовать под микроскопом [лучше под бинокулярной лупой. — Ред.] в отношении мельчайших окаменелостей, как *Foraminifera*, *Vryozoa*, зубы аннелид, споры, спиккули губок, небольшие осколки брахиопод и гастропод и многие другие. Посмотреть, нет ли микроскопических конкреций.

2. Если замечается выделение пузырьков от действия кислоты, образец может быть чистым аргиллитом, смешанным в скважине с известковым илом, глинистым железняком, известковым аргиллитом или мергелем, глинистым известняком, доломитом, чистым известняком или смесями этих пород. Если образец не чист, его следует вымыть и высушить, затем разделить ситами на фракции по

крупности и снова испытать на присутствие известкового материала.

а) Если образец представляет смесь, ингредиенты его обычно распределяются неравномерно по различным частям. Каждый ингредиент должен быть изучен самостоятельно.

б) Глинистый железняк выделяет пузырьки от действия кислоты чрезвычайно медленно и становится магнитным после прокаливании.

с) Мергель, обработанный кислотой, дает значительный нерастворимый остаток.

д) Глинистый известняк после обработки кислотой дает небольшой нерастворимый остаток.

е) Доломит вскипает медленно.

ф) Чистый известняк вскипает бурно. При различении доломитизированного известняка и чистого известняка необходимо действовать кислотой на поверхность свежего излома образца. Доломит в порошкообразном виде вскипает бурно, как кальцит. Хорошим приемом для этой пробы будет поместить каплю кислоты на стеклянную пластинку и затем опустить кусочек породы в эту каплю и исследовать под лупой. Мергели и глинистые известняки должны быть испытаны так же, как аргиллиты. Доломиты редко содержат ископаемые, за исключением ядер или отпечатков их в более крупных обломках.

Для доломитов следует отмечать крупность кристаллов или при помощи изучения мелкозернистых участков под микроскопом, или в шлифах из крупных обломков. Чистый известняк следует описать в отношении как осадочной текстуры, так и структуры, цвета, окаменелостей и состава минералов. Способ изучения — тот же, что и для аргиллитов.

ф¹) Органогенные известняки. Если в известняке присутствуют органические остатки, он носит название *органогенного*. Если органические остатки окружены тонкой известковой оболочкой, порода может быть названа органогенной с зачатками оолитов. Для органических остатков должны быть указаны их размеры, форма, количество, распределение и т. д. Если органические остатки составляют большую часть породы и принадлежат преимущественно к одному и тому же классу организмов, эти организмы определяют название породы, например *энкринитовый известняк*, *фузулиновый известняк*, *ракушечник*, *коралловый известняк* и т. д.

ф²) Характерные минералы в известняках. Известняки, содержащие зерна зеленого глауконита, носят название *глауконитовых*. Известняки и доломиты, пропитанные битумами, называются *битуминозными*. Подобные описательные названия могут быть даны в случае присутствия других порообразующих минералов (например *пиритовый*, *гипсоносный известняк*).

ф³) Структура и текстура известняков. Известняк, состоящий из тончайшего известкового материала без видимой зернистости, называется *плотным*. В некоторых чистых известняках поры заполнены кристаллическим кальцитом. Известняк, содержащий небольшие пустоты, называется *пористым*, а если пустоты имеют крупные размеры — *кавернозным*. Если порода состоит из различных тонких слоев, она называется *слоистой*.

ф⁴) Цвет известняков. Большинство известняков окрашено слабо,

и при описании цвета следует остерегаться преувеличений. Некоторые известняки окрашены неравномерно и имеют пятнистый характер, что заслуживает внимания и особого описания.

f) Ископаемые в чистых известняках и мергелях. Эти породы всегда должны быть изучены со стороны фауны и флоры. Образцы необходимо всегда отмыть, высушить и отобрать обломки по размерам. Отобранные обломки необходимо затем отдельно изучить при помощи хорошей лупы. Обломки должны быть помещены на черную поверхность, смочены водой и затем расположены рядами — достаточно узкими, чтобы их можно было рассмотреть в лупу. Для этой работы всегда желательно сильное освещение».

Недавно было произведено тщательное изучение обломков пород, полученных из глубоких скважин, пробуренных на нефть и газ. Систематическое описание лабораторной работы было опубликовано Трегером (Trager, 5). Оно сходно с приведенной инструкцией Эддена. Детальное изучение обломков из скважин было недавно произведено Гольдманом (Goldman, 6) для Геологического комитета Соединенных штатов. При этом применялись некоторые методы, которыми не пользовались Нортон и Эдден. Ниже приводится описание этих методов, сделанное Гольдманом.

«Настоящая работа представляет результат изучения почти полностью всех образцов, полученных с глубин от 730 до 1375 м (большинство с интервалами в 3 м) из скважины «Симон» (Seamon) № 1 Роксанского нефтяного общества в районе Пало-Питто в Техасе. В каждом образце обломки были разделены под лупой на столько типов ингредиентов, сколько можно было распознать, и было определено относительное количество каждого типа. Для редких типов и для определенного числа распространенных сделали шлифы, которые изучались под микроскопом. Были подсчитаны относительные количества песка, глины и извести в каждом типе. Составлено было три рода графиков: один — показывающий подсчитанное относительное количество песка, глины, извести и кремня в каждом образце; другой — обычного типа, показывающий последовательность пластов (колонка), и третий — обычно составляемый для показателей бурения. Из первого графика (называемого графиком процентного содержания) видно, что в этой скважине имеются отличительные литологические единицы, характеризующиеся различным относительным количеством четырех выделенных ингредиентов, и что границы между ними обычно очень определены. Из второго графика видно, что эти границы обычно приурочиваются к определенным пластам, иногда к конгломератам или песчаникам, но в большинстве случаев к грубым глауконитовым песчаным пластам. Таким образом оказалось возможным определить границу между мэрбл-фальс (Marble falls) — пенсильванская серия — и лонер-бенд (Lower Bend) — миссисипская серия — с абсолютной точностью и в согласии с палеонтологическими данными. Границы между мэрбл-фальс, смисвик (Smithwick) и милсеп (Millsap) были также намечены, хотя за отсутствием палеонтологических данных они не точны. Были указаны другие литологические комплексы, до сих пор еще не определенные. График технических показателей содержит мало или вовсе не содержит необходимых для корреляции данных.

В подтверждение предложенной ранее гипотезы, что несогласия отмечаются глауконитовыми пластами, было обнаружено, что глауконитовый пласт, находящийся в основании свиты лавер-бенд, непосредственно под элленбергским известняком, на выходах в районе Сан-Саба, был прослежен через все три изученные скважины, в которых наблюдается этот контакт (включая скважину «Симон») более чем на 150 км к северу от выхода. Было также обнаружено, что пирит и другие сульфиды встречаются вместе с глауконитом и фосфатами в горизонтах, отмечающих несогласия, и было высказано предположение, что присутствие всех трех минералов объясняется обилием органического вещества в наступившем море».

В пояснении к своей работе Гольдман (письменное сообщение) высказывает следующие соображения:

«Важно понять, что настоящая работа представляет по преимуществу стратиграфическое подразделение и лишь второстепенно корреляцию. Метод изучения в основе не был новым. В этом методе заслуживают особого внимания два момента: во-первых, исследование всего образца должно быть особенно тщательным, так как наиболее важные ингредиенты часто представлены очень скудно; во-вторых, исследователь должен подходить к работе без предвзятой идеи. Признаки, имеющие значение для данной скважины, должны быть определены внимательным исследованием образцов из этой скважины».

НАКЛОН ПЛАСТОВ

Пласты пород, составляющих свиту, редко лежат горизонтально. Небольшое падение пластов может зависеть как от отложения на наклонной плоскости, так и от деформаций после отложения; крутое падение почти всегда зависит от деформации. Аллювиальные отложения обычно имеют слабый естественный уклон по течению реки, а отложения озер или океана — легкий уклон в сторону от берега, но на некотором расстоянии от берега они фактически становятся горизонтальными. Пласты лавы имеют естественное падение в сторону от кратеров, из которых лава изливалась. Движения земной коры могут быть очень слабыми, в результате чего наклоненные пласты будут иметь падение всего лишь в пределах метра или части его на километр, или же они могут быть так резки, что поставят пласты почти вертикально, даже опрокинут их. Рис. 80 дает пример пологого падения. Сэнт-питерский песчаник падает приблизительно на 230 м на пространстве в 200 км от Дьюбека до Эклея, т. е. около 1 м на 1 км. Прекрасным примером очень протяженных водоносных горизонтов с небольшим и относительно однообразным падением являются также последовательные водоносные пески и галечники, лежащие под Атлантической Прибрежной равниной (рис. 85), и дакотский песчаник, лежащий под Великой равниной (рис. 86). В разрезе, показанном на рис. 85, основание пэманкийской свиты понижается на 215 м на протяжении 137 км, или немного более чем 1,5 м на 1 км. Во всех трех районах падение объясняется частью отложением на наклонной поверхности, частью позднейшей деформацией.

Знание падения пластов, составляющих район, необходимо для того, чтобы определить распределение водоносных горизонтов и пред-

сказать глубину их залегания в определенных пунктах района. Это также хорошо иллюстрируется рис. 80. В окрестностях Манчестера ниагарский доломит питает многие колодцы. Но ближе к Дьюбеку этот водоносный горизонт отсутствует из-за поднятия пластов и понижения поверхности земли. В тех местах, где имеются хорошие обнажения пластов, граница ниагарского доломита может быть закартирована полевыми исследованиями; там же, где они скрыты под покровом поверхностных отложений, это невозможно, но приблизительно можно провести границу, если известны падение и высота поверхности земли. Очевидно, что если только падение не изменится или если поверхность не сильно поднимется, сент-питерский песчаник и вместе с ним джордэнский песчаник исчезнут по другую сторону Дьюбека. Когда был сделан прогноз для Уотерлоо (см. стр. 187), глубокие скважины уже существовали в остальных трех городах, показанных на рис. 80, и падение пластов было хорошо известно. Всякое предсказание, сделанное без учета падения, будет крайне ошибочно, даже если имеются сведения о характере, мощности и последователь-

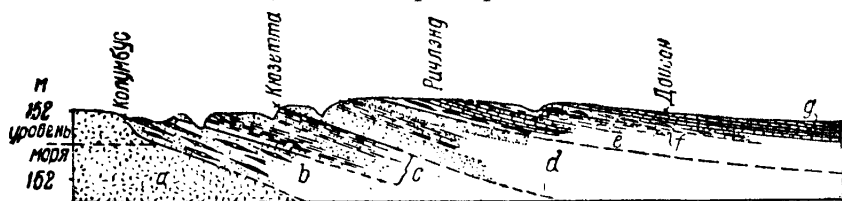


Рис. 85. Разрез через верхнюю часть Атлантической Прибрежной равнины в Георгии.
(По Л. В. Стефенсону.)

a — кристаллические породы; *b* — нижний мел; *c* — ютовская свита; *d* — риплейская свита; *e* — свита мидуэй; *f* — свита вилькок; *g* — виксбургская свита.

ности различных отложений. Даже если падение меньше 1 м на 1 км, такое чрезвычайно пологое падение создает разницу около 230 м между Дьюбеком и Эклеем в глубине залегания последовательных водоносных горизонтов, и эта разница имеет громадное практическое значение при бурении скважин.

Очевидно, что исследование подземных вод района, сложенного слоистыми породами, включает исследование падения пород. Такое исследование состоит в наблюдении за падением пород в местах их выходов и в сопоставлении свит, наблюдающихся в обнажениях и в разрезах скважин, как это с успехом было сделано Нортонем (Water Supply Paper 293, цитировано выше).

Твердые устойчивые при выветривании члены свиты наклоненных пластов, пересеченной руслом реки, могут играть роль барьеров, задерживая грунтовые воды, фильтрующиеся от верховьев потока. Водоносным горизонтом в таких условиях может быть пористая порода, принадлежащая к той же серии, что и устойчивый пласт, или продукты, происшедшие вследствие химического выветривания и разрыхления менее устойчивых пород выше по течению, или наконец толща аллювиальных отложений в русле потока. Когда река пересекает твердый пласт, ее долина сжимается в узкое ущелье, в то время как выше по течению долина может быть более широкой и более

открытой. Если местность, занятая твердым пластом, возвышается над площадью верхнего течения, в таких условиях может образоваться значительное накопление грунтовых вод в аллювии. Ниже приведены два примера грунтовых вод, подпертых твердыми наклонными пластинами в бассейне Сульфур-Спринг в Аризоне (7). Текстура пород не была изучена с детальностью, достаточной для того, чтобы определить, как именно эти барьеры образовались, но эффективность их и экономическое значение совершенно очевидны.

Хребет Дос Кабезас сложен на юго-западе твердыми палеозойскими кварцитами и известняками, которые падают на юго-запад под крутым углом и вследствие их устойчивого характера образуют резкий выдающийся край. Позади края находится широкий, сравнительно низкий бассейн, где залегают гранитные породы, покрытые грубым обломочным материалом. Бассейн дренируется каньоном, прорезающим край. Опрокинутый пласт кварцита образует плотину, которая подпирает воду в осадочных пластах и таким образом создает водоносный горизонт, из которого мелкими колодцами получают обильные запасы воды для деревни Дос Кабезас, расположенной в бассейне (рис. 87). Глубина залегания воды в бассейне уменьшается вниз по течению реки, а близ каньона и в его верхней части грунтовые воды входят на поверхность. Там, где водное зеркало находится на небольшой глубине, великолепно растут различные деревья, как хлопковое дерево, ясень, ореховое дерево, ива. Ниже кварцитового выступа нет сведений о грунтовой воде, и каньон имеет пустынный вид, резко отличающийся от верхней — покрытой деревьями — части. Этот контраст до некоторой степени виден на рис. 88 и 89.

В окрестностях каньона Лесли Свиссхельмские горы состоят из падающих на восток известняков, покрываемых кислыми лавами. Позади гор лежит бассейн, сходный с бассейном хребта Дос Кабезас. Каньон Лесли прорезает свиту лав и известняков и ведет из бассейна к долине Сульфур-Спринг (рис. 90). Лава относительно устойчива и непроницаема, и поэтому она

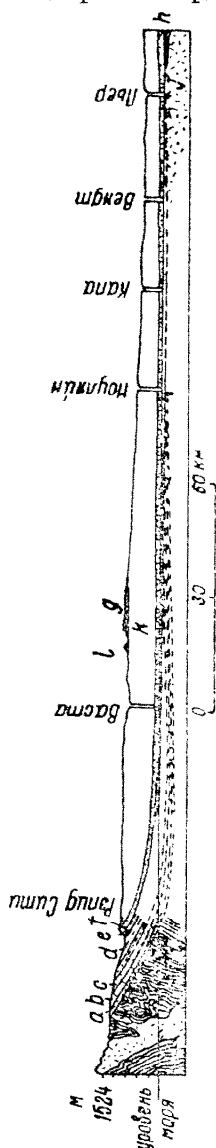


Рис. 86. Разрез через южную Дакоту от Блэк-Хилле до р. Миссури. (По Н. Х. Дартону).

a — девонская свита; *b* — энгльвудские и пахазские известняки; *c* — миннезотский песчаник; *d* — крайние пласты (опалеска, миннезотская и оверфордская свиты); *e* — сандовская свита, аляскинский песчаник и моррисонская сланцеватая глина; *f* — лакотская, линневетская, фьюзская и лакотская свиты; *g* — уайттерская группа в Big Bad-lands; *h* — докембрийский кварцит; *i* — граниты и кристаллические сланцы; *j* — гранит; *k* — 2 500 футов (762 м) сланцеватой глины (от границы до пьереко); *l* — негодные земли; Дакотский песчаник является главным водоносным горизонтом, он питает большинство сильных артезианских колодцев.

образует плотину, подпирающую воду, которая просачивается в толщу осадков, накопленных в бассейне; эта вода может быть вскрыта неглубокими колодцами. У входа в каньон грунтовые воды выходят на поверхность, образуя хороший источник. Вода из источника стекает по каньону — частью по поверхности, частью через гравий, лежащий близ поверхности, — пока не достигнет известняков, где она исчезает, очевидно, попадая в трещины в этой породе. Деревья растут близ источников и в части каньона, которая проходит в изверженной породе; в нижней же части каньона, где он пересекает известняк, растут лишь кое-где ивы.

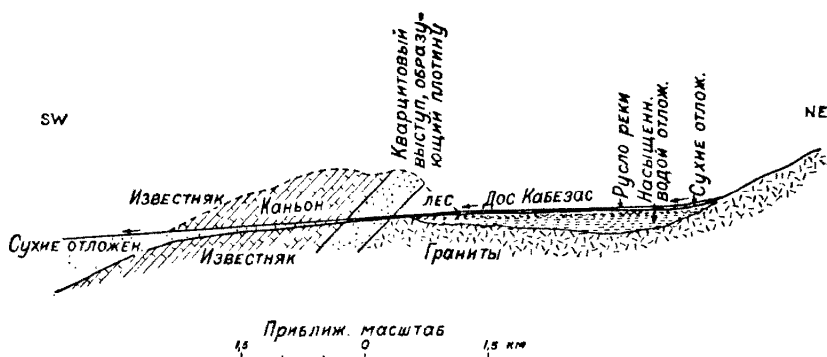


Рис. 87. Разрез, показывающий неглубокое залегание вод у Дос-Кабезаса в Аризоне, обусловленное устойчивым при выветривании наклонным пластом кварцита.

СКЛАДКИ

Если бы свита пластов повсюду имела одинаковые угол и направление падения, было бы сравнительно легко определять распространение и глубину залегания водоносных горизонтов. Но в большинстве районов пласты более или менее изогнуты, образуя складки или неправильные изгибы. Различаются складки выпуклые, или *антиклина́ли*, вогнутые, или *синклина́ли*, и односторонние наклоны пластов, или *моноклина́ли* (рис. 91 и 92). Антиклиналь может протягиваться в виде хребта или образовать купол, в котором пласты падают по всем направлениям в стороны от общего центра, как в Блэк-Хиллской возвышенности (рис. 93). Аналогично этому синклинали могут быть корытообразными или же образуют замкнутый бассейн, в котором пласты падают со всех сторон по направлению к общему центру, как в Парижском бассейне во Франции или в бассейне южного полуострова в Мичигане (рис. 94).

Складчатость осложняет прогноз при проектировании колодцев и вызывает необходимость получить данные во многих точках района для того, чтобы построить точный обоснованный разрез или карту, показывающую залегание водоносного горизонта в районе. Пользование вертикальными разрезами для того, чтобы показать характер складчатости и следовательно положение водоносных горизонтов, иллюстрируется рис. 93, а также рис. 80, 85, 94 и 95. Характер складчатости иллюстрирован также на геологической карте, где по-

казаны площади, на которых различные формации встречаются на поверхности (см. рис. 93, 94 и 95), и на структурных картах, т. е.



Рис. 88. Долина вниз по течению Дос-Кабезаса в Аризоне. Пустынный вид местности, лежащей ниже кварцитового выступа. (По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

картах, на которых показаны последовательные изолинии верхней и нижней поверхности пласта или свиты.

Структурная карта Айовы (рис. 96) иллюстрирует многочисленные неправильности в падении в одной крупной погружающейся син-



Рис. 89. Окрестности Дос-Кабезаса в Аризоне. Общий вид свидетельствует о неглубоком залегании грунтовых вод выше кварцитового выступа. (По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

клинали, ось которой протягивается по диагонали почти до юго-западного угла штата. Карта изображает условия залегания пласта во всех точках представленного ею района, в то время как разрез показывает условия лишь вдоль определенной линии. Но разрез дает

структуру более точно, следовательно он нагляднее, и из него легче сделать необходимые выводы. Часто дается несколько разрезов, так что условия, имеющиеся в промежуточных районах, могут быть найдены интерполяцией; иногда для большей полноты и облегчения интерпретации даются карта и серия разрезов вместе. В трудах по водоснабжению Айовы приводятся не только площадная геологическая карта со структурными изолиниями, показанными на рис. 96, но также 14 разрезов, подобных изображенным на рис. 80.

Зависимость между тектоникой и условиями нахождения грунтовой воды может быть полнее оценена изучением рис. 80, 85, 86, 93, 94 и 95. Например, проведя меридиональный разрез через Блэк-Хиллс и широтный разрез через южный полуостров Мичигана, можно предсказать глубину залегания дакотского песчаника в различных точках на рис. 93; проведя разрез от северо-восточного до юго-западного угла Айовы и разрез от юго-восточного угла на северо-запад к Сиу-Сити, можно установить глубину залегания сент-питерского песчаника.

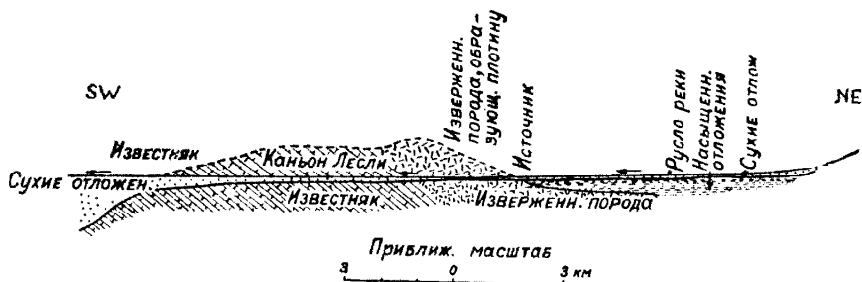


Рис. 90. Разрез, показывающий неглубокое залегание вод у вершины каньона Лесли в Свиссхельмских горах, в Аризоне, вызванное наклоненными пластами.

Водное зеркало может пересекать свиту складчатых пластов таким образом, что данный проницаемый пласт может в некоторых местах лежать в зоне насыщения и поэтому быть водоносным, а в других местах лежать над зоной насыщения и быть лишенным воды, доступной для извлечения. Такие условия существуют в одной местности в северной Франции, которая была занята британской армией во время войны. Их описывает Кинг (8), бывший геологом при британской армии. Кинг был занят главным образом вопросами водоснабжения армии и пробурил много скважин в описываемой местности. Район сложен пористым кремнесодержащим мелом, покоящимся на серо-голубом глинистом мергеле, который практически водонепроницаем. Обе породы слегка собраны в складки, образуя ряд несколько неправильных антиклиналей и синклиналей. Бурение было безуспешным там, где мергель выходит на поверхность или где верхняя граница мергеля проходит выше водного зеркала. Во многих местах, где верхняя граница мергеля проходила выше водного зеркала, скважины добывали меньше 1 л в секунду. Напротив, большая часть скважин, пробуренных в синклиналиях, где водное зеркало лежало значительно выше мела, была более производительной и давала от 6,3 до 12,5 л в секунду.



Рис. 91. Антиклиналь.
(По фотогр. Ж. В. Стоза.)



Рис. 99. Синклиналь.
(По фотогр. К. Д. Уолькотта.)

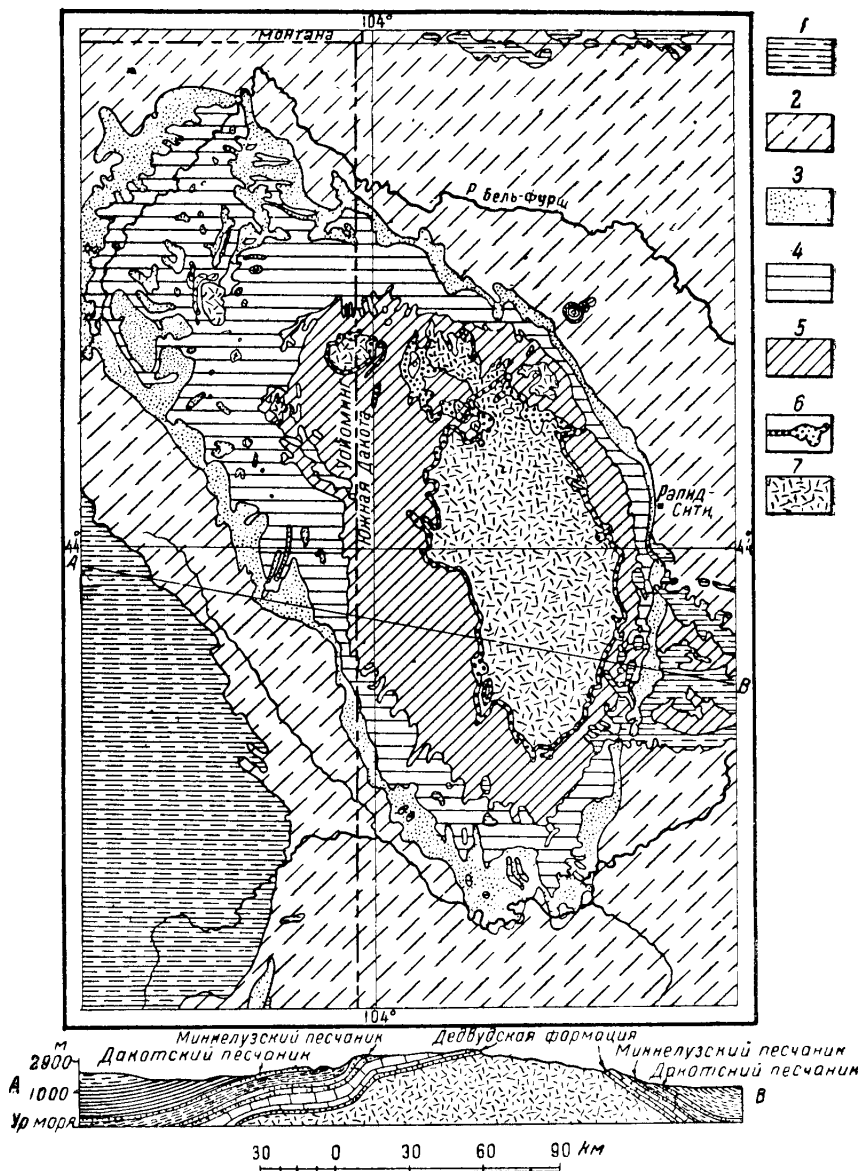


Рис. 93. Геологическая карта и разрез гор Блэк-Хиллс в южной Дакоте и Уайоминге, иллюстрирующие структурный купол.
(По П. Х. Дартону.)

1 — третичные и самые верхние меловые отложения; 2 — пьеррская сланцеватая глина и колорадская группа; 3 — толща от дакотского песчаника до лакотского песчаника включительно; 4 — толща от моррисонской свиты до пермской серии включительно; 5 — пенсильванская, миссисипская серии и ордовичская система; 6 — кембрийская система (дэвудская формация); 7 — докембрийский гранит, кристаллический сланец и т. д. и более поздние интрузивные породы.

Главный водоносный горизонт представляет дакотский песчаник, являющийся очень важным источником артезианской воды. Другими признанными водоносными формациями являются лакотский песчаник (нижний мел), лежащий несколько ниже дакотского песчаника и одинаково с ним обозначенный на карте, а также миннелузский песчаник (пенсильванский) и дэвудская формация. Разрез показывает, как поднятие гор Блэк-Хиллс повлияло на распространение и глубину водоносных горизонтов.

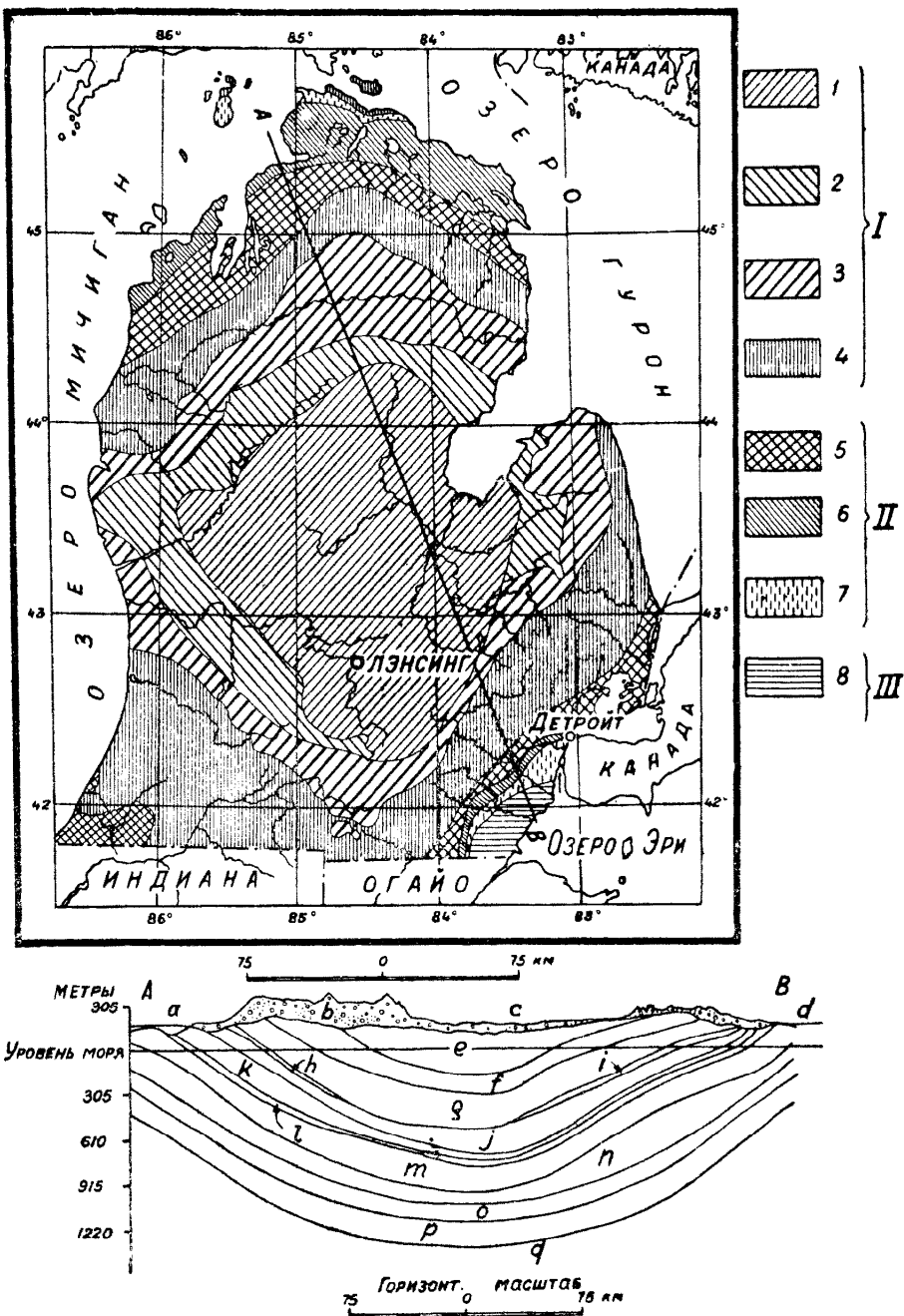


Рис. 94. Геологическая карта и разрез южного полуострова Мичигана, иллюстрирующие структуру муьды.

(По А. К. Лэйну, с изменениями.) (Между 1 и 2 — несогласие.)

1 — свита Saginaw; 2 — песчаник Parma и группа Grand Rapid; 3 — песчаник Marshall; 4 — сланцеватая глина Coldwater и песчаник Berea (I — карбон); 5 — сланцеватая глина Antrim; 6 — свита Traverse; 7 — известняк Dundee (II — девон); 8 — группа Monroe (III — силур).

a — озеро Мичиган; b — ледниковые отложения; c — долина р. Saginaw с самоизливающимися колодцами; d — озеро Эри; e — свита Saginaw, песчаник Parma и группа Grand Rapid; f — песчаник Marshall; h — песчаник Berea; g — сланцеватая глина Coldwater; i — песчаник Berea; j — сланцеватая глина Antrim; k — свита Traverse; l — известняк Dundee; m — группа Monroe; n — свита Saline; o — группа Niagara; p — сланцеватые глины Utica и ордовичского отдела силура; q — трентонские (?) и более древние известняки.

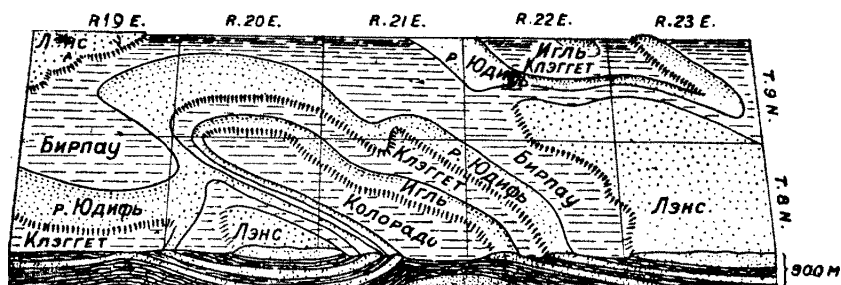


Рис. 95. Стереограмма площади в центральной Монтане, показывающая зависимость условий водоносности от стратиграфии и структуры.

Бирпауская сланцеватая глина, клэгетская и колорадская сланцеватая глина дают немного или вовсе не дают воды колодцам; лэнская свита, юдифь-риверская свита и игльский песчанник — сравнительно хорошие водоносные отложения. Хорошее упражнение представляет составление прогнозов результатов, которые могут быть получены при бурении в этих планшетах.

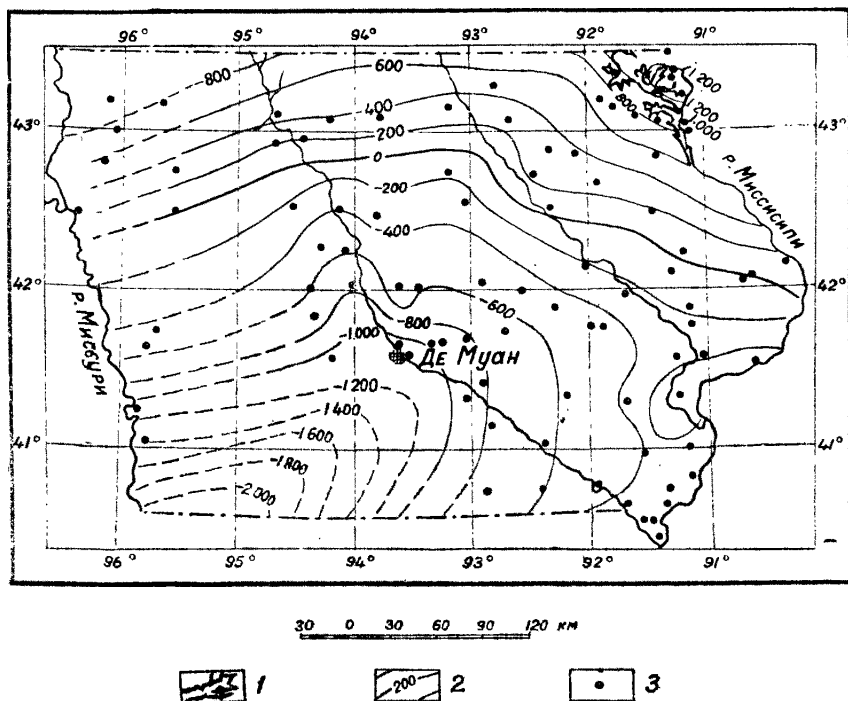


Рис. 96. Карта Айовы с указанием площадей выходов сент-питерского песчанника и горизонталей его верхней поверхности, там где он покрыт другими отложениями.

(По В. Х. Нортоу.)

1 — выходы сент-питерского песчанника; 2 — горизонталы верхней поверхности сент-питерского песчанника; 3 — глубокие буровые скважины.

Падение пластов также играет роль в отношении образования артезианских горизонтов. Самоизливающие скважины чаще бывают в синклиналях, чем в антиклиналях, и чаще там, где пласты наклонены, чем там, где они горизонтальны. Эта тема будет разработана более полно в подготовляемой к печати работе о движении и напоре грунтовых вод в США.

В редких случаях антиклиналь может образовать подпирающую плотину. Менденхолл (Mendenhall, 9) приводит хороший пример таких условий в Калифорнии:

«Движения земной коры проявились в поднятии хребта, протягивающегося от гор Сан-Джезинто к северо-западу вдоль увала, который отделяет каньон Сан-Тимотео от долины Сан-Джезинто. Породы, сложенные в широкую складку, представляют мягкие сланцеватые глины, песчаники и гравиевые древне-аллювиальные отложения, подобные современному аллювию реки долины Сан-Бернардино. Этот сложенный сланцеватыми глинами и гравием хребет предста-

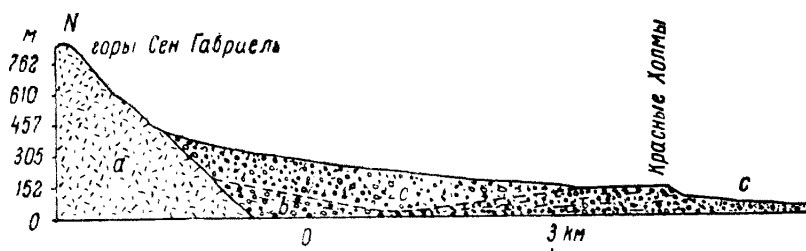


Рис. 97. Схематический разрез через Красные холмы (Red Hills) на равнине Кукамонга в Калифорнии, показывающий влияние складчатости и несогласия на подпор грунтовых вод.

(По Менденхоллу.)

a — гранит; b — древний аллювий; c — современный аллювий. Пунктирная линия представляет предположительную границу между древним и современным аллювием. Древний, относительно водонепроницаемый аллювий образует подземную плотину, вследствие чего вода, просачивающаяся с гор по нижним горизонтам современного аллювия, местами выходит на поверхность.

Выступление древнего аллювия несомненно произошло вследствие антиклинального поднятия.

вляет чрезвычайно эффективную подземную плотину, перед которой современные реки накопили отложения и позади которой скопились воды, просачивающиеся через эти отложения по направлению к морю. Избыток воды выходит в виде источников и переливается через плотину, опускаясь затем опять в нижележащие пески и гравий».

Другой пример подземной плотины, образованной отчасти складкой, показан на рис. 97 и описан также Менденхоллом (10):

«В геоморфологическом отношении Красные холмы (Red Hills) представляют террасообразную гору, нарушающую общий характер склона этой части равнины Кукамонга. На севере терраса выражена пологим склоном, а ее южный край представляет обрыв от 15 до 45 м высоты. Холмы, сложенные отложениями древнего красного аллювия, сохранили древнюю эрозионную поверхность во время отложения современного аллювия. Низкий вал представляет следовательно вершину холма, который сложен красной глиной, песком и галечником и склоны которого глубоко погребены под современным аллювием

(рис. 97). Там, где холмы древнего рельефа проходят поперек линии подземной циркуляции в современном аллювии, они представляют подземную плотину, подпруживая воду подземного потока, движущегося в галечнике, и выводят ее к поверхности и на поверхность, где она вытекает в виде источников или же легко добывается колодцами. Так как древний аллювий местами был сложен в складки орогеническими движениями, которые происходили после его отложения, возможно, что появление его на современной поверхности обусловлено именно складчатостью. Разрез через тоннель Эдди, проведенный в основании Красных холмов близ их западного края, указывает на падение пластов по направлению к северу. Возможно, что ось складки находится вблизи от холмов и что толща древнего аллювия возвышается над равниной вследствие того, что она была выведена из горизонтального положения во время складкообразования».

НЕСОГЛАСНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

Во многих районах существуют серии пород, разделенных одна от другой несогласным залеганием. Несогласие отражает промежутки

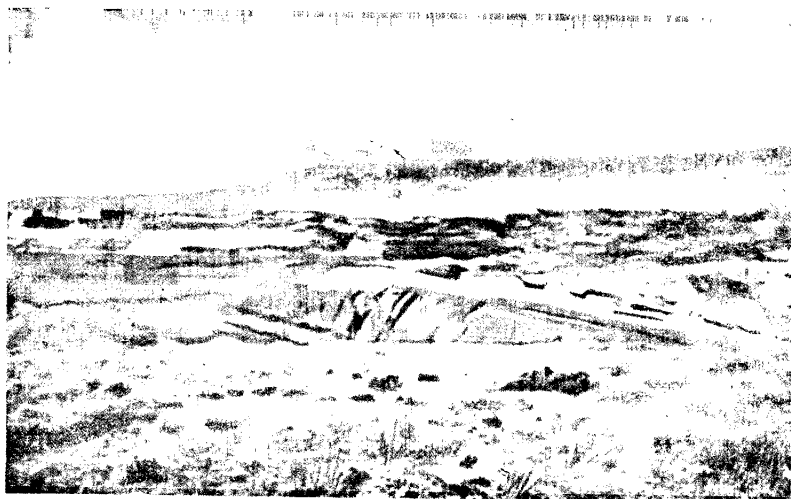


Рис. 98. Несогласие. Горизонтальные пласты покрывают неровную поверхность наклонных пластов.
(По фотогр. Э. Д. Вудраф.)

времени (иногда во много тысяч лет), в течение которого практически не было отложения осадков в данном районе, но в период которого существовавшие породы были эродированы и быть может также наклонены, смяты и разломаны. Породы, залегающие выше несогласия, отвечают более позднему периоду отложений. Несогласное залегание представляет ископаемую земную поверхность. Оно приблизительно дает представление о топографии района непосредственно перед отложением вышележащих пород (рис. 98). Если вышележащие породы были дислоцированы, то была деформирована и ископаемая земная поверхность.

На рис. 99 представлено шесть схематических вертикальных разрезов, дающих представление о различных типах несогласий. Район, показанный на разрезе *A*, не дислоцирован, но после того, как были отложены породы нижней серии, он был эродирован и превратился в холмистую страну.

Верхняя серия отложилась на этой неправильной поверхности. Район, показанный на разрезе *B*, также не дислоцирован. Эродированная поверхность, на которой лежат верхние породы, — правильнее, чем на разрезе *A*, вследствие того что перед вторым периодом отложения район или не был достаточно возвышенным, чтобы эрозия могла сильно его расчленить, или же он подвергался более длительной эрозии. Разрез *C* показывает небольшое несогласие. Нижняя свита пород была слегка изогнута, но очевидно не эродирована до отложения вышележащих пород. На левой стороне разреза обе свиты или лежат согласно, или же между ними имеется пропуск слоев; последнее означает длительный перерыв в отложении. На правой стороне последовательные пласты верхней свиты перекрывают один другой, что вероятно указывает на постепенный захват морем древней земной поверхности.

На разрезе *D* древняя свита была наклонена и эродирована, образовав холмистую страну, ранее отложения более молодой свиты. На разрезе *E* древние породы были наклонены и затем

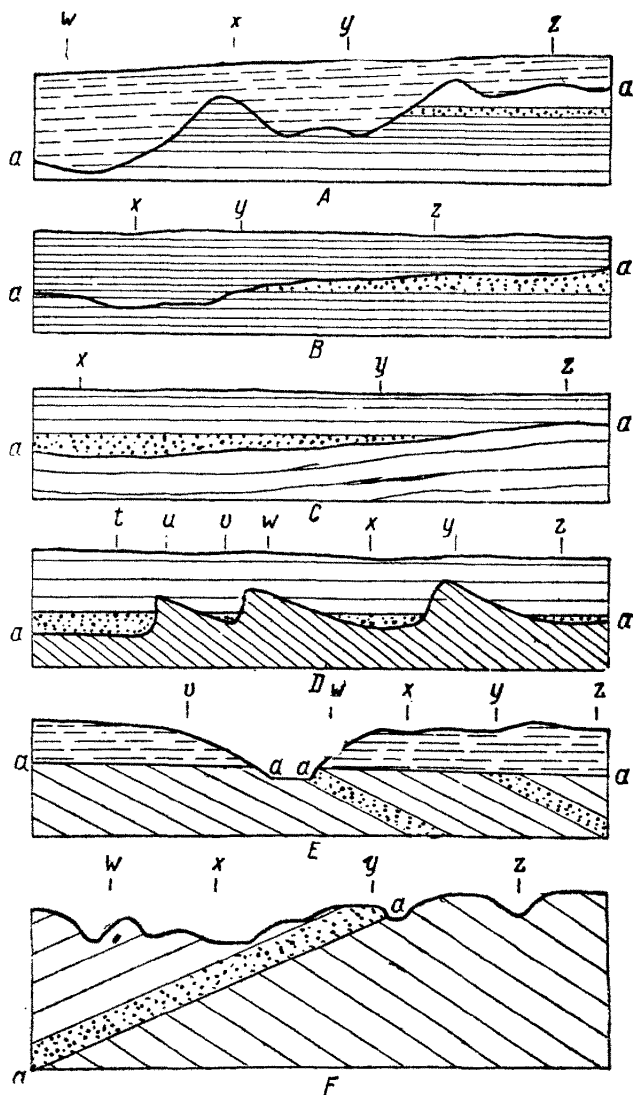


Рис. 99. Разрезы, показывающие значение различных типов несогласий (*a — a*) при поисках воды.

эродированы до такой степени, что образовали почти плоскую поверхность. Несогласия, подобные показанным в разрезах *D* и *E*, где две серии пород отличаются падением, часто называются угловыми несогласиями. Разрез *F* показывает район, который претерпел наклон влево после отложения более молодой серии. Если разрез повернуть и привести более молодые пласты в их первоначальное горизонтальное положение, станет очевидным, что, прежде чем отложились более молодые пласты, древние породы были наклонены вправо и затем выровнены длительной эрозией, подобно древним породам на разрезе *E*. Несогласия представляют очень обычную структуру, и они имеют очень большое влияние на условия нахождения грунтовых вод. Распределение водоносных горизонтов в верхней и нижней свитах может в значительной степени зависеть от несогла-

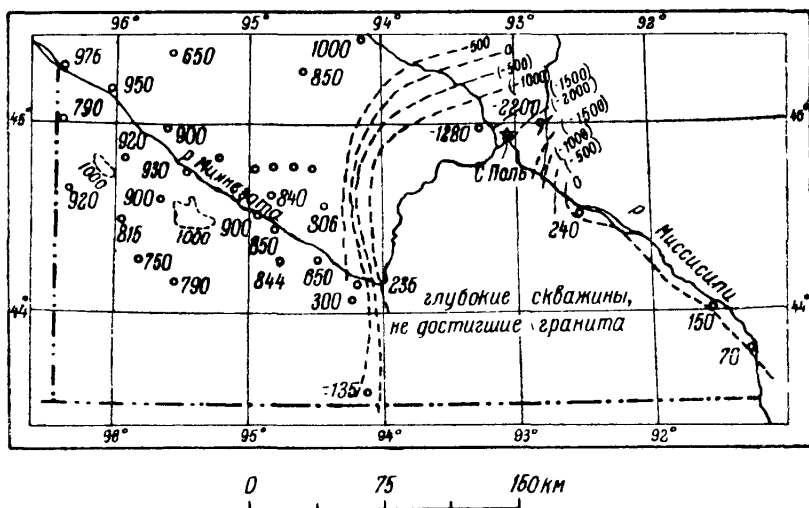


Рис. 100. Карта южной Миннесоты, показывающая глубину залегания над уровнем моря гранитных пород, перекрытых несогласно более молодыми отложениями.

Гранитные породы дают мало воды, или не дают совсем; обычно прекращают бурение, когда доходят до этих пород. (По карте U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 256.)

сия. Эти условия можно полнее представить по разрезам на рис. 99: при бурении из точек *t* до *z* встретились бы различные условия водоносности, если предположить, что пласты, указанные точками, представляют водоносные горизонты.

Изучение несогласий является важной частью многих гидрогеологических работ. Несогласие устанавливается по различному падению двух налегающих одна на другую свит, по неровностям контактовой поверхности, по перерывам в последовательном ряде свит какой-либо серии или по явлениям выветривания вблизи контакта в нижележащей свите. Изучать несогласия можно путем наблюдений в естественных и искусственных обнажениях или по буровым журналам. Несогласия характеризуются большими неправильностями и поэтому вносят много неопределенности в гидрогеологические предсказания. Редко удастся составить структурную карту погребенной или иско-

паемой земной поверхности, которая представляла бы больше чем грубое приближение (рис. 100). Но понимание геологических процессов, участвовавших в образовании несогласия, оказывает большую помощь при выяснении данных о водоносности.

В большинстве районов самая нижняя из известных систем состоит из твердых кристаллических изверженных или метаморфических пород или из комплекса таких пород. Базальный комплекс простирается до неизвестной глубины. Он обычно имеет эродированную верхнюю поверхность, в большинстве мест покрываемую различными более молодыми свитами, иногда содержащими водоносные горизонты. Если при бурении в свите молодых пластов буровая скважина достигает твердого базального комплекса, надежда найти воду на большей глубине очень мала, и в таких случаях обычно рекомендуется бросить скважину (см. рис. 100).

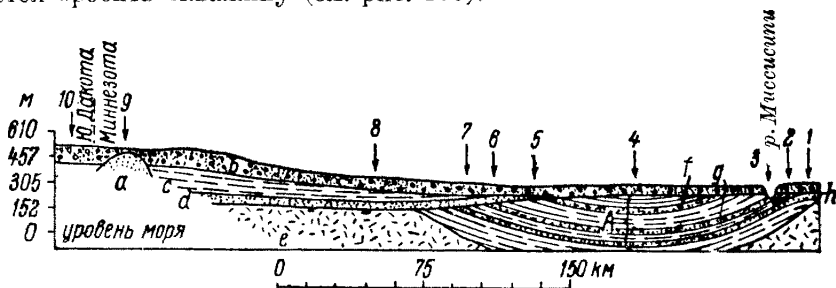


Рис. 101. Обобщенный разрез через южную Миннесоту с востока на запад, дающий представление о несогласиях и их влиянии на нахождение грунтовой воды.

Дакотский, сент-питерский, джордэвский и дреббахский песчаники являются водоносными горизонтами; ледниковые отложения дают воду во многих местах, но не всегда в достаточном количестве; кварцит Сну дает небольшие запасы; гранит не водоносен. По этим данным можно сделать прогнозы для колодцев, местоположение которых отмечено стрелками. (По разрезам из U. S. Geol. Survey Water Supply Paper 256.)

A — палеозойские отложения; a — кварцит Сну; b — ледниковые отложения; c — меловые отложения; d — дакотский песчаник; e — базальный комплекс; f — сент-питерский песчаник; g — джордэвский песчаник; h — дреббахский песчаник.

Имеется большое разнообразие в последовательности пород различных свит согласно лежащих пластов. Нередко самый нижний член серии пластов, лежащих несогласно на более древних породах, представлен отложениями гальки, щебня или песка. Если такой слой состоит из окатанной гальки, то он называется *базальным конгломератом*. Вода часто добывается из галечников или песчаных пластов, лежащих непосредственно выше несогласия в залегании. В Атлантической Прибрежной равнине такие галечниковые водоносные горизонты обычно находятся вблизи или в основании осадочных пластов, лежащих на эродированной поверхности древних кристаллических пород базального комплекса. Такой водоносный горизонт дает обильные запасы воды многим колодцам. Другой пример представляет дакотский песчаник — один из лучших водоносных горизонтов в США, который лежит в некоторых районах несогласно на более древних породах. В осадочной серии большей частью наблюдаются уменьшение крупности зерна и возрастание известковистости по направлению от постели к кровле. Так, дакотский песчаник покрыт

отложениями, в которых преобладают сланцеватые глины. Точно так же палеозойские породы внутренней части США часто представлены песчаниками в основании и известняками в верхних горизонтах, как это видно из рис. 80.

Поучительным примером зависимости между несогласиями и условиями водоносности является разрез через южную Миннесоту (рис. 101). Здесь можно выделить пять крупных свит: 1) базальный комплекс из гранита, гнейса и т. д., мало обещающий как источник воды; 2) кварцит Сиу, дающий скудные запасы воды; 3) мощная свита палеозойских пластов, содержащая несколько хороших водоносных горизонтов, включая сент-питерский, джордэнский и дреббахский песчаники; 4) меловые пласты, базальным комплексом для которых служит дакотский песчаник — хороший водоносный горизонт, и 5) ледниковые отложения, питающие многие колодцы, но местами не дающие большого количества воды. Ледниковые отложения покрывают плащом эродированную поверхность остальных четырех систем, в значительной степени скрывая их взаимоотношения. Мело-

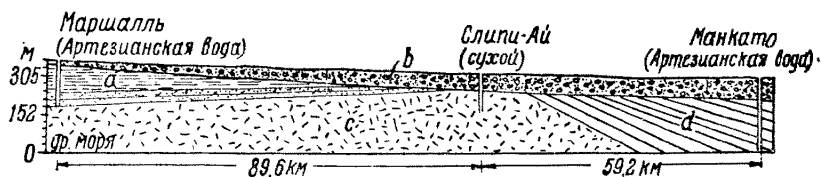


Рис. 102. Разрез через Маршалль, Слипи-Ай и Манкато в Миннесоте, дающий представление о влиянии несогласий на условия водоносности. *a* — меловые отложения; *b* — ледниковые отложения; *c* — базальный комплекс; *d* — палеозойские отложения.

вые пласты, местами имеющие мощность в десятки и сотни метров, протягиваются в восточном направлении, покрывая базальный комплекс, и выклиниваются на севере, не достигнув палеозойских пластов (рис. 102), а на юге распространяются далеко над выровненными головами палеозойских пород (см. рис. 101). Меловые породы облекают самые высокие массивы кварцита свиты Сиу, как море окружает группу островов. В большей части юго-западной Миннесоты базальный комплекс залегает не глубже нескольких десятков или сотен метров под поверхностью, а в нескольких местах выходит на поверхность: в юго-восточной части штата он залегает на большой глубине, образуя погружение, в котором лежат палеозойские породы. При выяснении условий залегания подземных вод в каждом из десяти пунктов, отмеченных стрелками на рис. 101, становится очевидным, что знание несогласий абсолютно необходимо для правильного проектирования скважин.

Значение несогласий ясно видно из рис. 102. Весь показанный на этом рисунке район покрыт ледниковыми отложениями и на поверхности представляется однообразным. Так как самоизливающие скважины были в Маршалле на западе и в Манкато на востоке, то полагали, что самоизливающаяся вода непременно должна встретиться в слипи-Ай (Sleepy Eye), занимающем промежуточное положение.

ние по расстоянию и по высоте. Соответственно с этим была пробурена глубокая скважина, но без успеха. Причину неудачи, выясненную Фуллером, можно легко представить по разрезу на рис. 102. Скважины в Маршалле питаются водой из совершенно иной свиты, чем скважины в Манкато, и хотя обе свиты являются широко распространенными горизонтами, ни один из них не протягивается до Слип-Ай, где ледниковые отложения подстилаются гранитом.

ТРЕЩИНЫ, ЖИЛЫ, КЛИВАЖ, СЛАНЦЕВАТОСТЬ

Трещина представляет естественный разлом в породе. В том случае, когда имело место перемещение глыб породы, находящихся на противоположных сторонах разлома, так что они оказались смещенными по отношению друг к другу, трещина называется *сбросовой*. Трещины уже были рассмотрены выше как наиболее важные водоносные пустоты. Они характерны для твердых, хрупких пород, но не для пластичных и рыхлых материалов. Они образуются главным образом вследствие давления во время движений земной коры и вследствие сокращения, обусловленного высыханием осадков или охлаждением изверженных пород. В массивных изверженных породах обычно существует три направления трещиноватости, приблизительно перпендикулярно друг к другу; два направления приблизительно вертикальны и третье горизонтально. Базальты и другие эффузивные породы иногда имеют столбчатую трещиноватость, которая разбивает породу на вертикальные столбы (столбчатая отдельность). Расстояние между трещинами бывает очень различно: иногда оно равняется нескольким сантиметрам, иногда нескольким дециметрам и даже нескольким метрам (см. стр. 132—134). Трещины сильно разнятся по своей протяженности и глубине. Стенки их могут быть тесно прижаты друг к другу или, напротив, широко раздвинуты.

Если свита рассечена ограниченным числом крупных трещин или зонами разломов с промежуточными поясами более плотной породы, то наиболее благоприятное место для заложения скважины будет там, где имеется много трещин. Если имеется довольно обширная раздробленная зона, может оказаться самым правильным расположить скважину в середине такой зоны. Если имеется сравнительно мало крупных и определенных трещин, следует, если это возможно, определить приблизительно направление и угол их падения и расположить скважину на достаточном расстоянии по одну сторону такой трещины, для того чтобы пересечь ее ниже водной поверхности (рис. 103).

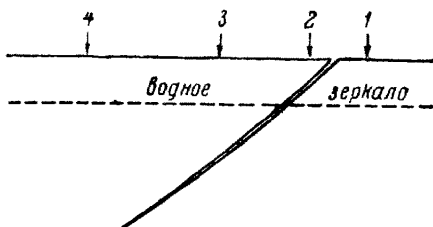


Рис. 103. Схематический разрез, иллюстрирующий отношение скважин к широкой водоносной трещине.

Скважина, пробуренная в точке 1, не пересекает трещины; скважина, пробуренная в точке 2, пересекает ее над водным зеркалом; в точке 3 скважина встретит зияющую трещину, наполненную водой; в точке 4 скважина или не достигнет трещины или достигнет на большой глубине, где она становится узкой и не даст много воды. Точка 3 наиболее благоприятная.

При закладке скважины или колодца возле берега моря опасность подтока морской воды больше, если крупные трещины падают в сторону континента, чем в том случае, когда они падают в сторону моря (рис. 104).

Жилы представляют пустоты, отчасти или полностью выполненные минеральным веществом, отложенным циркулировавшими водами. Поскольку они выполнены, они не функционируют уже как водоносные пустоты, но с ними приходится считаться при бурении.

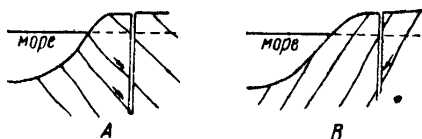


Рис. 104. Схематический разрез, показывающий значение падения трещин в отношении попадания морской воды в колодцы.

Например, если твердая кварцевая жила пересекает сравнительно менее твердый, частично разложившийся кристаллический сланец, в ней трудно производить бурение. Иногда жила заставляет скважину искривляться. При некоторых условиях жила может действовать как плотина, подпирающая грунтовую воду.

Мелкие нарушения, как кливаж и сланцеватость, были рассмотрены в связи с водоносными свойствами пород (см. стр. 152, 177, 178).

СБРОСЫ

ВЛИЯНИЕ СБРОСОВ НА ПОЛОЖЕНИЕ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Сброс представляет разлом, сопровождающийся относительным перемещением сторон (рис. 105). Сбросы бывают двух родов — *нормальные сбросы*, показанные на рис. 106 (разрезы A и B), и *взбросы*,

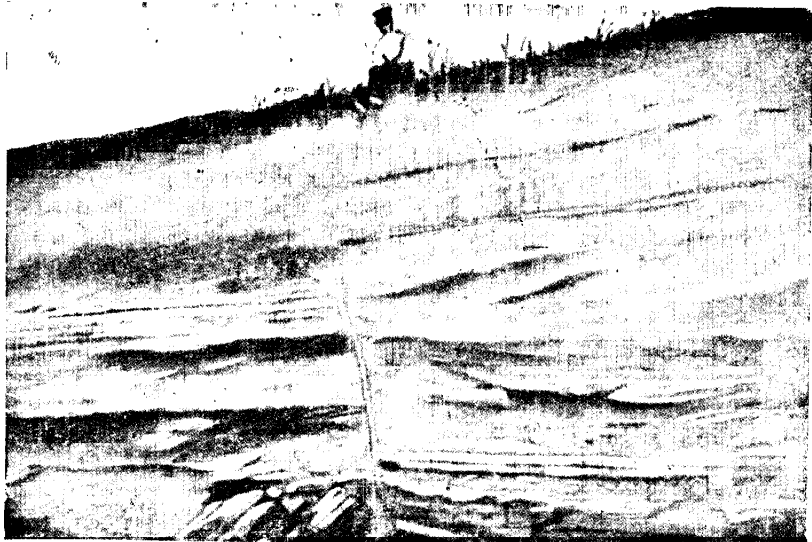


Рис. 105. Сброс.
(По фотогр. Н. Х. Дартона.)

показанные на том же рисунке на разрезе С. Сбросы различаются по протяженности, глубине и величине смещения. В отношении водоносности небольшие сбросы имеют такое же значение, как и все разломы; крупные же сбросы, могущие быть прослеженными по поверхности на большие расстояния, протягивающиеся вниз до больших глубин и образующие смещение в сотни или тысячи метров, имеют очень большое влияние на нахождение и циркуляцию грунтовых вод. Они не только влияют на распределение и положение водоносных горизонтов, но могут также действовать как подземные плотины, подпирая грунтовую воду, или представляют путь для восходящих из недр земли глубинных вод, обладающих часто большим дебитом и высокой температурой.

В некоторых местах вместо одного определенного сброса имеется *сбросовая зона* с многочисленными небольшими параллельными сбросами или массами раздробленной породы, называемыми *сбросовыми брекчиями*. Такие сбросовые зоны могут образовать большое общее смещение и представляют хорошие водопрводящие каналы.

Влияние сбросов на распределение и глубину залегания водоносных горизонтов иллюстрируется рис. 106, где свита, показанная точками, представляет водоносный горизонт, а стрелками показаны направления, в которых были смещены разбитые пласты породы. В районе, показанном на разрезе А, можно закладывать скважины в пунктах *t*, *u* и *v*, встречая воду почти на одинаковой глубине. При бурении в пункте *w* встретятся совершенно иные условия. При бурении в пунктах *x*, *y* и *z* можно встретить тот же самый водоносный пласт, который питает колодцы в *t*, *u* и *v*, но на более низком уровне. В районе, показанном на разрезе В, сброшены наклонные пласты, и получившаяся структура отличается большей сложностью. При бурении в точках *s*, *t* и *u* условия будут теми же, что в пунктах *x*, *y* и *z* этого профиля. В районе, показанном на разрезе С, лежащая в основании неводоносная порода была надвинута на более молодую водоносную свиту, создав необычные условия в колодцах *w* или *x*, где водоносные пласты были обнаружены под базальными породами. Но следует заметить, что в литературе по подземным водам приво-

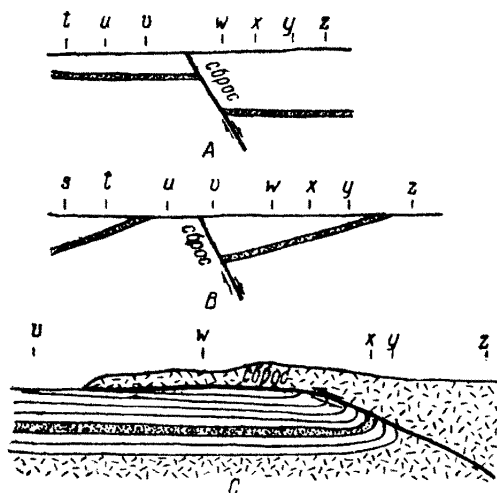


Рис. 106. Схематические разрезы, показывающие, как сбросы могут влиять на распределение и глубину водоносных горизонтов.

Стрелки показывают направления, в которых двигались глыбы по отношению одна к другой. Пласты, показанные точками, представляют водоносные горизонты. Значение сбросов было иллюстрировано результатами бурения в точках от *t* до *z* разреза А, в точках от *s* до *z* разреза В и в точках от *v* до *z* разреза С.

дится сравнительно немного примеров смещения водоносных горизонтов сбросами, как это показано на разрезах *A* и *B*, или изменения в относительном их положении, как показано на разрезе *C*. Буровые работники часто предполагают существование сбросов для объяснения непонятных им изменений условий, но большая часть этих предполагаемых сбросов не существует, и изменения обычно вызываются несогласиями или просто фациальными изменениями. Колодцы большей частью проводятся в районах с полого залегающими или слабо наклонными пластами, а в таких районах крупные сбросы редки. Хилл и Воган (Hill and Vaughan, 11) приводят хорошие примеры сбросов, сильно влияющих на глубину залегания водоносных свит в частях Техаса; один пример предполагающегося сброса, влияющего на условия водоносности в том же штате, дает Дьюссен (Deussen, 12). Наконец хорошие примеры сбросов, влияющих на положение водоносных пластов в Монтане, даны Холлом (13).

ВОДОНОСНЫЕ ГОРИЗОНТЫ, ОБРАЗОВАННЫЕ ЭРОЗИЕЙ СБРОСОВЫХ УСТУПОВ

Приподнятая часть сброса может образовать уступ, как показано на рис. 107, разрез *A*. Образование сбросов влияет следовательно на условия водоносности не только вследствие смещения водоносных горизонтов,

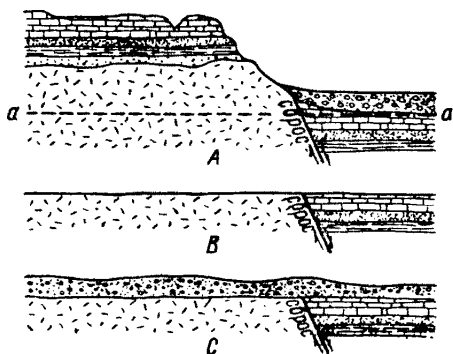


Рис. 107. Схематические разрезы, иллюстрирующие влияние сбросов на условия водоносности.

Условия, изображенные в разрезе *B*, произошли вследствие срезывания до уровня *a—a* верхней части разреза *A*. Условия в разрезе *C* произошли вследствие отложения на выровненной поверхности более молодых пластов.

глыбы был снивелирован до уровня опущенной глыбы (*a—a* на разрезе *A*). В дальнейшем сброс может быть везде в районе скрыт под более поздними отложениями, как это показано на рис. 107, разрез *C*.

В западной части США имеется много крупных сбросов, выраженных уступами, которые представляют яркие примеры влияния сбросов на условия водоносности.

Условия залегания подземных вод в западной части Юта коренным образом отличаются от условий водоносности в восточной части этого штата вследствие того, что большая зона сбросов проходит че-

резует значительное различие в высоте и топографии поверхности на противоположных сторонах сброса. Последнее может обусловить образование на опущенной стороне водоносных пластов из обломочных пород, происшедших вследствие быстрой эрозии обнажившихся пород поднятой стороны. С течением геологических веков эрозия может сгладить уступ, так что на топографии местности сброс не будет совсем отражен. Такие условия показаны на разрезах *A* и *B* рис. 106, а также на разрезе *B* рис. 107. На разрезе *B* показан тот же самый район, что и на разрезе *A*, после того как породы были сильно эродированы и уровень поднятой

рез штат. Район к востоку от зоны сбросов приподнят на несколько сот метров и образует высокое плато, большая часть которого сложена более или менее полого лежащими пластами, иногда водоносными. Район к западу от зоны сбросов был опущен и на большей части покрыт на глубину в несколько десятков метров осадками, образовавшимися в значительной степени за счет размыва плато. Эти осадки содержат прослой песка и гравия, которые снабжают многочисленные колодцы, давая местами очень большое количество воды. Такими же яркими примерами влияния сбросов на условия водоносности являются крупные сбросы, образовавшие многие из хребтов Бейсн-Рейндж и междугорные пустынные долины на западе США. Эти долины выполнены мощными отложениями продуктов разрушения, представляющимися очень ценными как источник воды (14).

ПОДПРУЖИВАЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ СБРОСОВ

Сброс может образовать подземную плотину, подпирая подземную воду, и тем самым он заставляет воду выходить на поверхность вдоль сброса или образует большое различие в уровнях воды на противоположных сторонах сброса. Это подпруживание может быть обусловлено перемещением перемежающихся проницаемых и непроницаемых

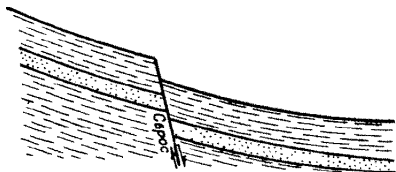


Рис. 108. Схематический разрез, показывающий подпруживание грунтовых вод сбросом.

Проницаемый водоносный пласт обозначен точками. Грунтовая вода, двигаясь вниз по падению пласта направо, подпруживается на поднятой стороне сброса.

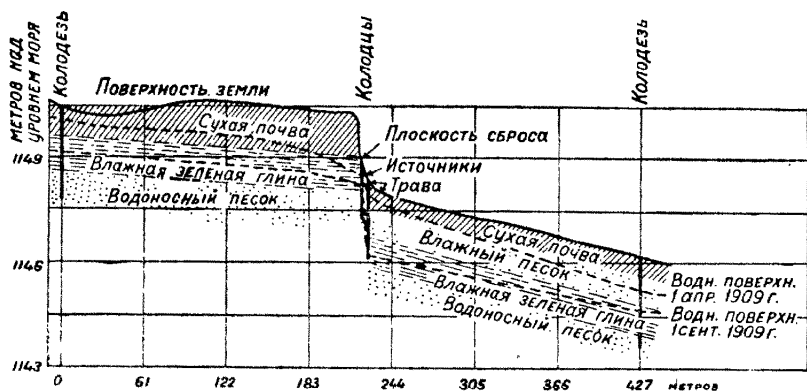


Рис. 109. Разрез долины Оуэн в Калифорнии. Источники, образованные подпиранием действием сброса. (По К. Х. Ли.) «Влажный песок» на опущенной стороне соответствует части «сухой почвы» на поднятой стороне и явно испытывает подпруживающее влияние.

пластов таким образом, что непроницаемые пласты придутся против проницаемых, как это видно из рис. 108 и 109. Оно может быть обусловлено также образованием глинистой примазки вдоль плоскости сброса, происшедшей путем истирания и раздробления пород во

время смещения. Эта примазка замазывает края водопроницаемых пластов. Подпруживающее влияние сбросов наиболее часто проявляется в том случае, когда сбросовая трещина рассекает породы неуплотненные, содержащие значительное количество глинистого материала. В твердых породах противоположные стенки сброса примыкают друг к другу менее тесно, и условия здесь менее благоприятны для образования непроницаемой глинистой примазки, залепляющей края водоносных пластов. В зависимости от направления движения подземных вод явление подпруживания происходит с той или другой стороны сброса. Вода может быть подпружена с поднятой стороны, как показано на рис. 108; такие условия существуют в долине Биг-Смоки в Неваде (15), где имеется целая серия сбросовых источников. Она может быть также подпружена с опущенной стороны, как



Рис. 110. Уступ найльс-ирвингтонского сброса, в долине Санта-Клара в Калифорнии. На переднем плане лагуна. Вид на юго-запад в направлении падения водного зеркала, как это показано на профилях (рис. 111). (По фотогр. В. О. Кларка.)

например в найльс-ирвингтонском сбросе в долине Санта-Клара в Калифорнии, описанном Кларком (16) (рис. 110 и 111).

Сброс поперек русла реки, покрытого галечником, который лежит на непроницаемой породе, может образовать выступ в русле реки, который будет подпирать воду в галечнике выше по течению реки и может поднять ее до поверхности уступа, как это показано на рис. 112. Много примеров долин, заполненных водоносным гравием, образовавшимся вследствие возникновения сброса в условиях, подобных изображенным на рис. 112, известны в Калифорнии (9, 16, 17). Такие условия создаются повидимому только там, где образование сброса произошло быстро или где эрозионная сила реки слаба, как например в пустынных районах.

СБРОСЫ КАК ВМЕСТИЛИЩА ВОДЫ

В то время как некоторые сбросы образуют плотины для грунтовой воды, другие имеют значение как вместилища и проводники ее. Противоположные стороны многих сбросов, особенно нормальных сбросов в твердых породах, не всегда бывают прижаты друг к другу,

но образуют трещины, через которые может протекать вода. Это в значительной мере происходит от того, что поверхности разлома бывают неровными. После того как произошло смещение, обе стороны более не подходят друг к другу, так что выступы на противоположных стенках могут прийти один против другого, оставляя промежуточ-

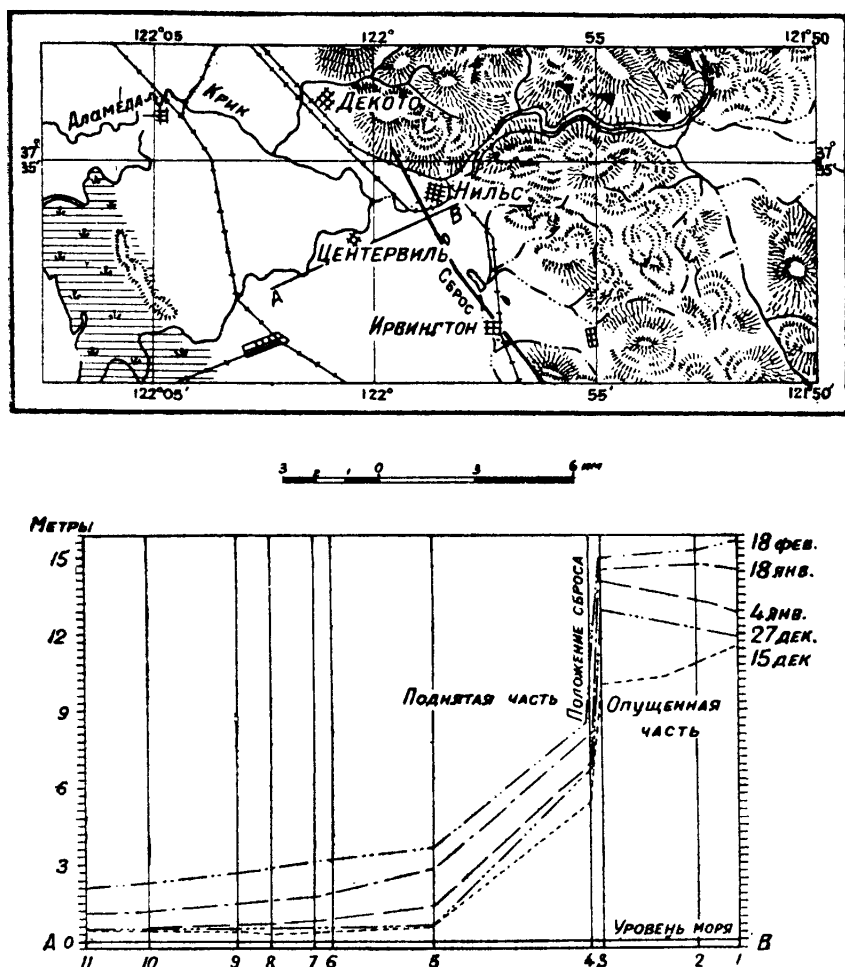


Рис. 111. Карта найльс-ирвингтонского сброса в долине Санта-Клара в Калифорнии и профили водного зеркала, проведенные поперек сброса. Числа у нижнего края разреза указывают наблюдательные колодцы. (По В. О. Кларку.)

ные пустоты, как это показано на рис. 113. Насколько выступы были стерты во время смещения, настолько же уменьшены промежуточные пустоты.

Немногие сбросы представляют одиночные, чисто срезанные разломы. Стенки некоторых сбросов раздроблены на мелкие обломки, называемые *сбросовой брекцией*, и некоторые представляют собой ряд почти параллельных разломов, которые создают обширную зону раз-

дробленной породы, превратившейся в агрегат крупных угловатых глыб с промежуточными пустотами. Такая зона раздробленной породы называется *сбросовой зоной*. Она показана на рис. 114. Эти сбросовые брекчии и зоны могут стать важными резервуарами воды.

СБРОСЫ КАК ПРОВОДНИКИ ВОДЫ

Наибольшее значение сбросов в отношении подземных вод заключается пожалуй в том, что они являются проводниками, выводящими воду из глубоких источников на поверхность. Никакие другие пустоты не простираются вероятно так глубоко и никакие другие структурные элементы земной коры не имеют такого значения для поднятия глубинных вод. Существование многих источников объясняется подпруживающим действием сбросов, но не меньшее количество других представляют собой устья каналов, приуроченных к сбросам. Многие источники последнего типа имеют большой и

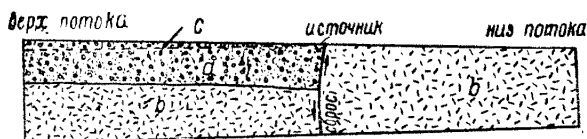


Рис. 112. Схематический разрез, показывающий, как сброс, пересекающий русло потока, может обусловить отложение водоносного галечника на опущенной стороне сброса вверх по течению потока.

а — галечник; б — гранит; с — водная поверхность грунтовых вод.



Рис. 113. Схематический разрез, показывающий пустоты, образованные сбросом с неровными поверхностями разлома. (По М. Л. Фуллеру.)

сравнительно однообразный расход, и многие дают воду высокой температуры, несомненно потому, что она поступает с больших глубин, где температура земли высока.

Прекрасные примеры источников, происшедших благодаря поднятию глубоких вод через сбросовые пустоты, могут быть найдены вдоль краев горных хребтов Невады и западного Юта (рис. 115). Многие из этих источников дают много воды, иногда до нескольких десятков литров в секунду. Обилие этих источников и большой дебит некоторых из них имеют еще более важное значение потому, что они находятся в пустынном районе. Хребты этого района частью представляют собой образованные сбросами глыбы, во многих местах имеются недавние сбросовые уступы в аллювиальных склонах у подножия гор (рис. 116). Многие источники, расположенные вдоль линий сбросов, питаются не только водой, пресачивающейся через аллювиальные отложения, но также водой, поднимающейся по сбросам с большой глубины. Доказательством этого могут служить следующие факты: 1) источники встречаются вдоль общих направлений сбросовых уступов, и некоторые группы имеют более или менее линейное расположение; 2) дебит многих источников больше, чем это можно было бы ожидать, если бы они имели только местное питание, причем некоторые, с наибольшим дебитом, встречаются вдоль узких сухих

гряд, которые не могут снабдить их большим количеством воды; 3) они имеют относительно однообразный дебит в течение года, тогда как дебит обыкновенных источников района значительно колеблется в зависимости от сезона; 4) многие из этих источников имеют температуру воды выше средней температуры района, и в изобилии встречаются горячие источники, не связанные с вулканическими породами; 5) многие источники вытекают из глубоких воронок, которые, как думают, связаны с трещинами (18).

Другой замечательный пример крупных источников, образованных поднятием воды вдоль сбросов, описан Хиллом и Воганом (11). Они находятся вдоль уступа Балконес в Техасе. Этот огромный уступ, тянущийся через восемь округов, образован сбросом или серией сбросов, с общей величиной смещения от 150 до 300 м. На расстоянии 300 км вдоль сбросовой зоны наблюдается серия замечательных источ-

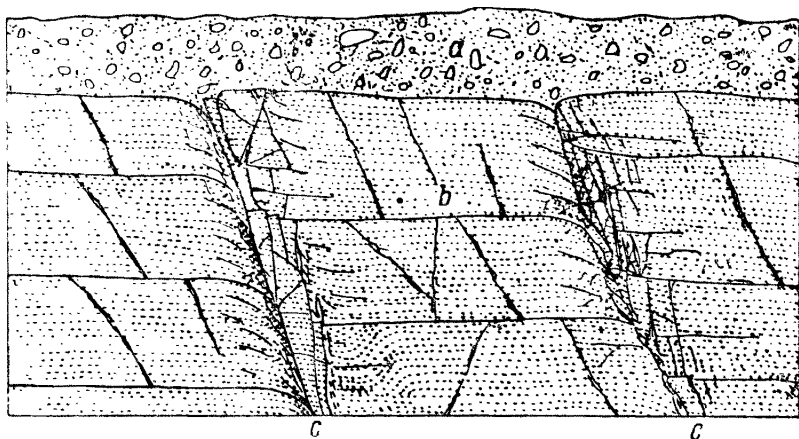


Рис. 114. Схематический разрез, показывающий сбросовые зоны в песчанике.

(По Х. Е. Грегори.)

a — гравий; b — песчаник; c — сбросовая зона.

ников с большим и почти постоянным дебитом. Вода появляется в виде обширных луж, многие из которых лежат на уровне прерий. Средний дебит нескольких из этих источников колеблется между 1 100 и 9 900 л в секунду; дебит Комальских источников варьирует от 7 300 до 11 300 л в секунду.

Много примеров важных источников, расположенных вдоль сбросовых линий в Калифорнии, описаны Уорингом (Waring, 19).

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ, ИМЕЮЩИЕСЯ ТОЛЬКО В ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДАХ

В отношении условий водоносности эффузивные породы отличаются от глубинных и интрузивных; кроме того эффузивные породы, образованные жидкими лавами, как например базальты, отличаются от эффузивных пород, образованных вязкими лавами, богатыми кремнеземом. Различие состоит не только в пористости и водоотдающей



Рис. 115. Карта части провинций Бэйан и Рэйндж. Показаны дочетвертичные сбросы и связанные с ними источники, из которых многие — термальные.

(По И. К. Русселю. U. S. Geol. Survey Mon. 11, pls. 3 and 8, 1885.)

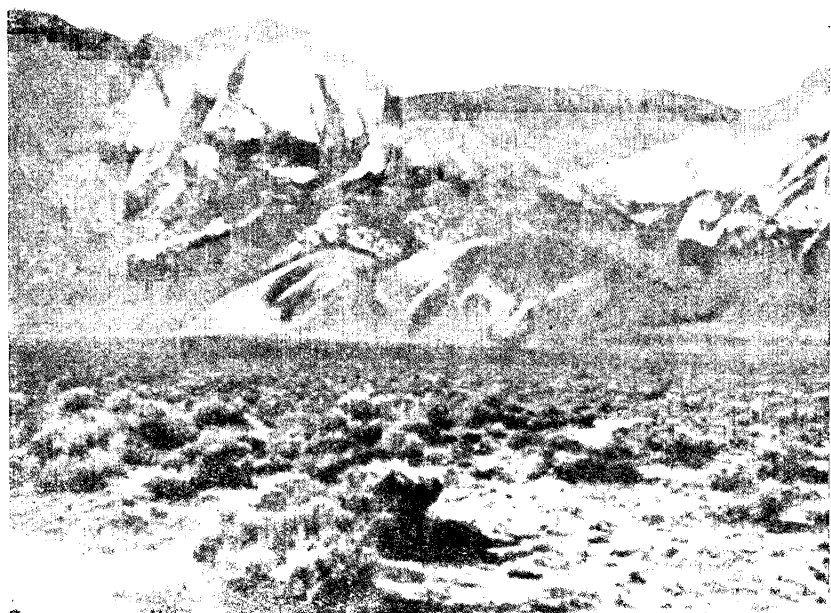


Рис. 116a. Уступ, образованный сбросом, на восточной стороне хребта Тоуаве, Невада.



Рис. 116b. Внутренняя часть хребта Тоуаве, Невада. Этот район менее расчленен, так как его еще не захватил эрозионный пикл, обусловленный поднятием хребта.
(По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

Вследствие эрозии передней части уступа образовался неровный горный рельеф. На переднем плане — отложения покрывающих долину Биг-Смоки продуктов разрушения пород, слагающих этот уступ.

способности, но также и в структурных особенностях, обуславливающих нахождение и поведение грунтовой воды.

Глубинные и интрузивные породы обычно представляют массивные тела, простирающиеся до неопределенной глубины, в то время как эффузивный базальт большей частью образует покровы, имеющие мощность от десяти до ста и более метров и распространяющиеся на много квадратных километров. Поэтому, если скважина войдет в гранит или в другие глубинные или интрузивные породы, то мало надежды, что она пройдет их и дойдет до какой-либо другой породы, даже если будет пробурена на большую глубину; но если она войдет в пласт эффузивного базальта или в другую лаву, вполне возможно надеяться пройти его и добыть воду из нижележащего водоносного горизонта. Богатые кремнеземом лавы как правило более вязки, чем бедные кремнеземом лавы, и поэтому чаще скопляются в виде массивных конусов вокруг вулканического жерла, вместо того чтобы до затвердевания растекаться в виде покровов (см. стр. 120—121).

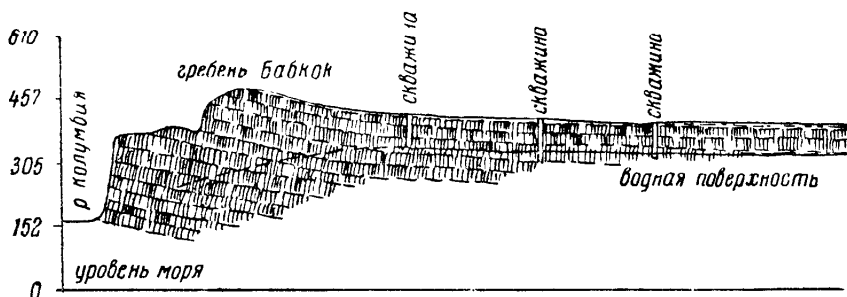


Рис. 117. Разрез от р. Колумбии до долины Квайнси в Вашингтоне. Показаны последовательные пласты эффузивного базальта. (По Швенезену).

Большие площади в северо-западной части США сложены обширными покровами базальта, расположенными один на другом, подобно последовательным пластам осадочных пород (см. рис. 71). В ущелье реки Колумбия, прилегающем к долине Квайнси в Вашингтоне, можно выделить шесть или восемь последовательных пластов базальта (20). Отдельные пласты обычно имеют мощность не более 15—50 м, но их площадное распространение огромно; они могут быть прослежены на много километров вдоль стен каньона без каких бы то ни было признаков выклинивания (рис. 117). Большая часть воды находится близ поверхностей последовательных пластов, где лава более пузырчатая и, возможно, более трещиноватая вследствие быстрого остывания и где может иметься обломочный материал. Таким образом эти лавы имеют водоносные горизонты, проявляющиеся в источниках и различаемые буровыми мастерами, так же как ими различаются водоносные горизонты в осадочных породах (рис. 72).

Прекрасные примеры тонких покровов эффузивного базальта, покрывающих пласты водоносного галечника, находятся в долинах Сульфур-Спринг и Сан-Бернардино в юго-восточной Аризоне (7) (см. рис. 118). В каждой из этих долин на поверхности залегают

пласты лавы, покрывающие галечниковые аллювиальные отложения. На глубине нескольких десятков метров под поверхностью пласты лавы перемежаются с аллювием. Перемежаемость создавалась таким образом, что излившаяся на поверхность лава была позднее покрыта аллювием, как это показывают пузырчатость и выветрелость верхней поверхности этих пластов лавы. Погребенный пласт в долине Сульфур-Спринг был встречен на глубинах 91 м и 103 м в двух различных скважинах. Найденная мощность его равнялась 16 м в одной скважине и около 30 м в другой (рис. 119). В долине Сульфур-Спринг не было найдено большого количества воды в аллювии ниже погребенного пласта лавы, но в долине Сан-Бернардино имеется девять самоизливающих скважин, проведенных через погребенный пласт лавы и питающихся из последовательных пластов галечника на более низких горизонтах (7).



Рис. 118. Пласт лавы, лежащий на аллювии в долине Сульфур-Спринг, в Аризоне.
(По фотогр. О. Э. Мейцера.)

Грубозернистые кристаллические изверженные породы почти всегда представляют большие глубинные или интрузивные массы, остывавшие медленно. Поэтому практически бесполезно бурить в них. Наибольшие запасы можно получить из измененной верхней части и из трещин. В некоторых местах расплавленная магма интродировала между осадочными пластами, образуя относительно тонкие слои, называемые пластовыми жилами (рис. 120); в других случаях она интродировала вдоль разломов, пересекавших осадочные пласты, образуя стенообразные жилы изверженной породы, называемые *дайками* (рис. 120 и 121); и наконец она могла интродировать в другие породы в виде неправильных тел. Если эти интрузивные тела невелики или тонки, они могли остывать довольно быстро и могут не быть грубо кристаллическими. Возможно, что иногда стоит пробурить такие интрузивные тела.

Пластовые жилы и дайки могут, подобно жилам, образовывать барьеры для грунтовых вод. Хорошие примеры этого находим в пластовых жилах и других интрузивных телах в меловых отложениях

в окрестностях Оскуро в Новой Мексике. Они иллюстрированы на рис. 122 и описаны следующим образом (21):

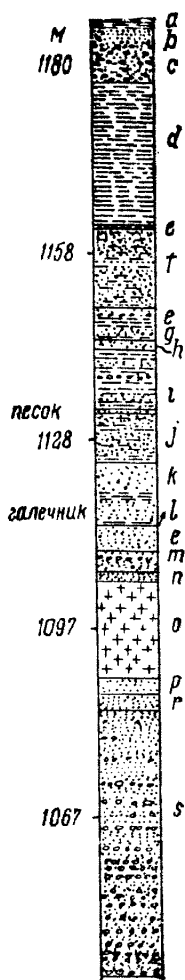


Рис. 119. Разрез скважины у больницы района Дуглас в Аризоне. Видно отношение эффузивной лавы к нижележащему и вышележащему аллювию. (Построен по данным буровых журналов.)

a — сугил; *b* — глинистая почва; *c* — песок, галечник и валуны (вода); *d* — глина; *e* — песок и галечник; *f* — гравелистая глина; *g* — глина и песок; *h* — песок и галечник (вода поднимается до 7,9 м ниже поверхности); *i* — глина и галечник (смешаны); *j* — глина и грубый галечник (смешаны); *k* — тонкий песок и глина; *l* — глина и песок (смешаны); *m* — «цемент», галечник и валуны; *n* — твердый цемент; *o* — вулканическая порода (наверху шлаковидная); *p* — обожженный песок, ярко красный; *q* — рыхлый песок; *s* — сцементированный песок и валуны (ниже вулканических пород воды нет).

«Меловые породы состоят из перемежающихся проницаемых и непроницаемых осадочных пластов, падающих по направлению к горам и интродуцированных массами непроницаемой изверженной породы. Непроницаемые пласты образуют ряд подземных плотин с простиранием, параллельным простиранию пород, залегающих перпендикулярно направлению движения воды. Грунтовая вода ведет себя по отношению к этим плотинам так же, как речная вода по отношению к искусственным плотинам или естественным барьерам в русле реки. Подобно широкой реке с чрезвычайно медленным течением грунтовый поток опускается по проницаемым пластам с гор к низменностям, образуя излучины и быстрины. Позади каждой плотины вода накапливается в резервуаре, состоящем из пористых пластов, и имеет только небольшое наделение, но на плотине вода перетивается и как бы падает каскадами до более низкого уровня, где она снова таким же образом подпружинивается следующей плотинной. Некоторые из этих барьеров различимы на поверхности, но большинство из них скрыто под гладкой равниной тонким покровом продуктов разрушения, и их присутствие может быть установлено только по неправильностям поверхности подземных вод, которые обнаруживаются при проходке колодцев (см. рис. 122).

Возвышенность Милягро образует эффективный барьер для подземных вод. Близ южного конца возвышенности поверхностные воды прорезают в изверженных породах ущелье, в котором подпружиненные грунтовые воды выходят на поверхность, образуя источник Милягро. В этой местности уровень воды резко понижается, будучи бо-

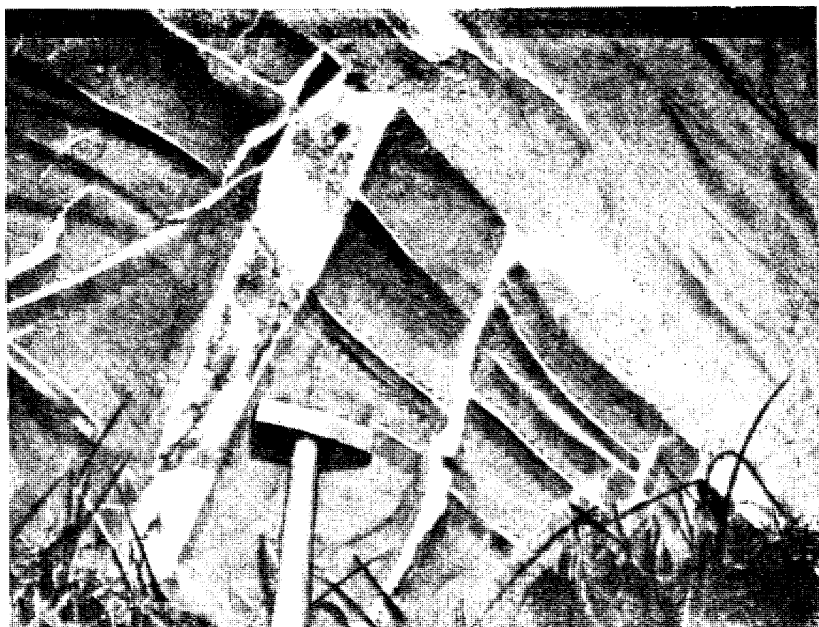


Рис. 120. Небольшие дайки и пластовые жилы в кристаллическом сланце.
(По фотогр. Э. Хоуве.)

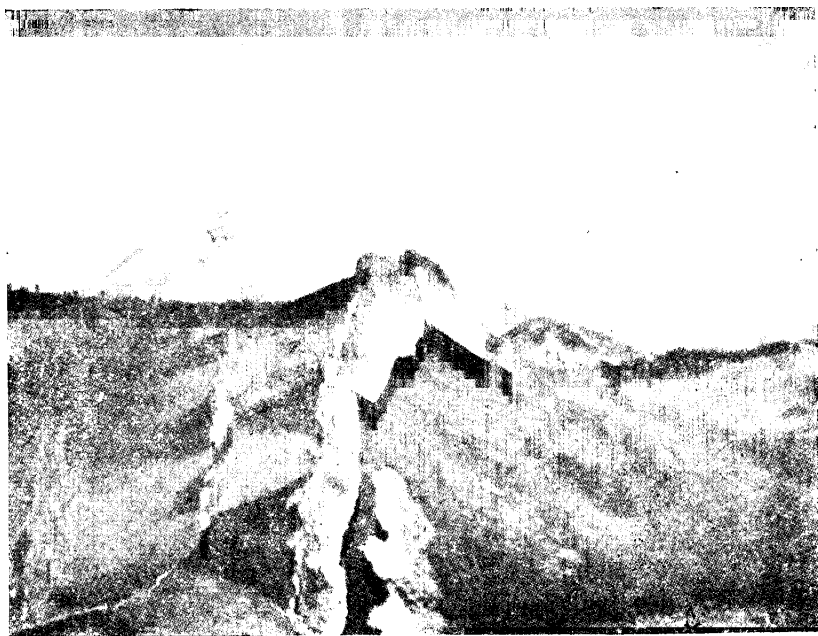


Рис. 121. Большая дайка.
(По фотогр. Р. К. Хиллса.)

лее высоким к востоку от изверженной пластовой жилы или дайки, чем к западу от нее. В одном мелком колодце у южного конца Милягро вода оказалась так близко к поверхности, что представлялась возможность провести ее в дом, находящийся у подношвы уступа, при помощи сифона».

Другой пример изверженной породы, служащей барьером для грунтовых вод, иллюстрирован рис. 123. В изображенной местности

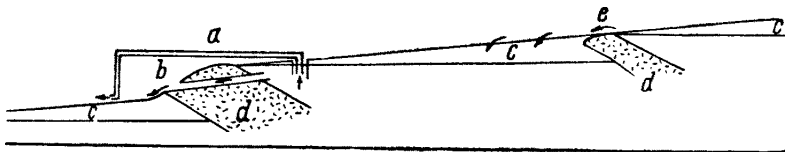


Рис. 122. Схематический разрез, показывающий зависимость водного зеркала от барьеров, образованных интрузивными изверженными породами.

a — сифон; *b* — инфильтрационный тоннель; *c* — водное зеркало; *d* — барьер; *e* — источник.

источник, неглубокий колодец и группа деревьев находятся с верхней стороны уступа, сложенного устойчивым красным порфиром, который повидимому протягивается под землей поперек долины и преграждает путь воде, движущейся вниз по течению по галечнику долины (7).

Гавайские острова дают хороший пример даек, которые подпирают грунтовую воду, а также пластовых жил, которые подпираживают всякие водоносные горизонты. Тоннель Вайя-холь был проведен через



Рис. 123. Муд-Спринг в Кочайз-Коунти в Аризоне. Видна зависимость неглубокого залегания грунтовых вод от порфирового выступа.

(По фотогр. О. Э. Мейнцера.)

главный хребет острова Оаху на протяжении 4 443 м на высоте от 221 до 229 м над уровнем моря. Он пересекает ряд даек, позади которых было запружено большое количество грунтовой воды. Следующее детальное описание этого замечательного тоннеля заимствовано из работы инженера Клюгеля (Klugel, 22), наблюдавшего за проведением тоннеля:

«Мощность даек колеблется от 1 до 4 м. Они состоят из твердой тонкозернистой породы, повидимому водонепроницаемой. Они прохо-

дят почти вертикально и направлены под углом около 45° к тоннелю. Между дайками находится пористая лава, которая была полностью насыщена водой под значительным давлением; поэтому, когда была пройдена дайка, вода стала изливаться из буровых скважин и хлынула из отверстий в забоях, образованных взрывами. Манометр, установленный на некоторых буровых скважинах, показал давление, равное $4,5 \text{ кг на } 1 \text{ см}^2$, отвечая статическому напору около 45 м.

Когда была пройдена первая дайка, находившаяся на расстоянии 60 м от северного портала, была встречена вода в количестве до 7 570 000 л в день. По мере продвижения работ количество воды возрастало. На расстоянии около 275 м от северного портала расход воды достиг 28 000 000 л в день, а на расстоянии около 425 м он составлял 132 500 000 л в день. С южного конца первая дайка была встречена на расстоянии 3 206 м от южного портала. Вода была впервые обнаружена буровыми скважинами, из которых она била под большим давлением. В то время когда два забоя встретились на

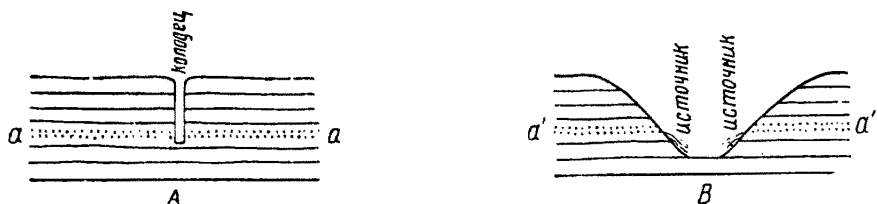


Рис. 124. Схематический разрез, показывающий, как в долине, углубленной до водного горизонта или ниже его, создаются условия, подобные условиям в колодце.

На разрезе А водоносный горизонт а — а прорезан колодцем; на разрезе В подобный горизонт а' — а' прорезан долиной.

3 557-м метре от южного портала, расход из южного забоя достигал 64 000 000 л в день.

Максимальное количество воды, вытекавшее из северного портала 16 октября 1914 г., равнялось приблизительно 132 000 000 л в день. Расход значительно изменялся во времени, и его понижение вероятно показывало, что запасы воды, скопившиеся в горе между дайками, постепенно иссякали. Надо думать, что непрерывный и длительный расход воды из тоннеля зависел от осадков, выпадавших на питающей площади. В настоящее время (1916 г.) расход воды, просачивающейся в главный тоннель, составляет 53 000 000 л в день».

Измерения, сделанные 3—8 февраля 1920 г., показали, что в тоннель просачивалось и выходило из южного портала приблизительно 34 000 000 л в день.

СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ С ГРУНТОВЫМИ ВОДАМИ

Рельеф земной поверхности имеет большое влияние на условия водоносности. В ровных низких районах, не окаймленных более высокими местностями, пористые породы оказываются насыщенными водой почти до поверхности, но как правило циркуляция воды слабая, и вследствие этого образуется мало источников, а если породы

содержат много растворимого материала, то вода сильно минерализована. В холмистом или гористом районе, напротив, вода, просачивающаяся в землю, быстро продвигается вниз и часто вскоре выходит на поверхность на более низком уровне, где породы, через которые она просачивается, обнажаются. Активная циркуляция грунтовой воды привела к эффективному выщелачиванию пород и выносу из них легко растворимых соединений; поэтому грунтовая вода, выходящая из пород в настоящее время, большей частью бывает хорошего качества.

В равнинном районе могут существовать хорошие водоносные горизонты, которые дадут большое количество воды, но запасы эти как правило могут быть получены только помощью колодцев; в районе с пересеченным рельефом, напротив, грунтовая вода чаще возвращается на поверхность через источники, и нет большой надобности проводить колодцы. Так, если долина эродирована до водного горизонта, вода будет вытекать из него, образуя источник. Эти условия по существу не отличаются от образующихся при проходке колодцев до водного горизонта, как видно по рис. 124.

В гористых районах колодцы обычно не многочисленны, так как обильные запасы воды хорошего качества можно получить из источников или из рек, берущих начало из источников. В гористых районах подземная вода конечно имеет важное значение, но с получением ее связано мало проблем, так как вода обыкновенно выходит на поверхность в виде источников.

Литература к III главе

1. Norton W. H., Hendrixson W. S., Simpson H. E., Meinzer O. E., and others. Underground water resources of Iowa. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 293, p. 306—309, 1912.
2. Fuller M. L. Underground waters of Eastern United States. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 114, p. 223, 1905.
3. U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 90, p. 69—94, 1914 (A deep well at Charleston, S. C., by L. W. Stephenson, with a report on the mineralogy of the water, by Chase Palmer). Необыкновенно интересный пример корреляции при помощи бур. скв.
4. Udden J. A. Some deep borings in Illinois. Illinois Geol. Survey, Bull. 24, p. 18—22, 1914.
5. Trager E. A. A laboratory method for the examination of well cuttings. Econ. Geology, vol. 15, p. 170—176, 1920.
6. Goldman M. I. Lithology of the „Bend series“ and contiguous formations of north-central Texas (abstract): Washington Acad. Sci. Journ., vol. 11, p. 425—430, 1921. See also U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 129, p. 1—22, 1921.
7. Meinzer O. E. and Kelton F. C. Geology and water resources of Sulphur Spring Valley, Ariz. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 320, p. 112—113, 1913.
8. King W. B. R. The surface of the maris of the Middle Chalk in the Somme Valley and the neighbouring districts of Northern France, and the effects on the hydrology. London. Geol. Soc., Quart. Journ., vol. 77, pt. 2, p. 135—143, 1921.
9. Mendenhall W. C. The hydrology of San Bernardino Valley, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 142, p. 30, 1905.
10. Mendenhall W. C. Ground waters and irrigation enterprises in the foothill belt, Southern California. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 219, p. 34—35, 1908.
11. Hill R. T. and Vaughan T. W. Geology of the Edwards Plateau and Rio Grande Plain adjacent to Austin and San Antonio, Tex., со сведениями об условиях залегания подземных вод. U. S. Geol. Survey, Eighteenth Ann.

- Rept., pt. 2, p. 258—260, 308, 314—316, 1898. Hill R. T. Geography and geology of the Black and Grand prairies, Tex. с подробным описанием меловых отложений и сведениями об артезианских водах. U. S. Geol. Survey, Twenty-first Ann. Rept., pt. 7, p. 382, 385, pl. 52, 1901.
12. Deussen Alexander and Dole R. B. Ground water in Lasalle and Mc Mullen counties, Tex. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 375, p. 148, pl. 5, 1916.
 13. Hall G. M. Ground water in Yellowstone County, Mount. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper (in preparation).
 14. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Papers 157, 181, 199, 217, 277, 333, 365 and 423.
 15. Meinzer O. E. Geology and water resources of Big Smoky, Clayton, and Alkali Spring Valley, Nev. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 423, p. 90, 1917.
 16. Clark W. O. Ground-water resources of the Niles cone and adjacent areas, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 345, p. 127—168, 1915.
 17. См. 9 и 16, а также Ellis A. J. and Lee C. H. Geology and ground waters of the western part of San Diego County, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 446, p. 37, 1919. Brown J. S. The Salton Sea region, Calif. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 497 (in press).
 18. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Papers 277, 365, 423 и 467. Описание некоторых из источников.
 19. Waring G. A. Springs of California. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 338, p. 11, pl. 3, 1915.
 20. Schwennesen A. T. and Meinzer O. E. Ground water in Quincy Valley, Wash. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 425, p. 131—161, 1919.
 21. Meinzer O. E. and Hare R. F. Geology and water resources of Tularosa Basin, N. Mex. U. S. Geol. Survey, Water Supply, Paper 343, p. 141, 153, 1915. См. также p. 62—64, 133—140; другой пример см. p. 160—162.
 22. Kluegel C. H. Engineering features of the Waiahole water project of the Waiahole Water Co., Island of Oahu, Territory of Hawaii. Hawaiian Eng. Assoc. Press, Bull. 55. Honolulu, 1916.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | Стр. |
|---|----------|
| Предисловие к русскому изданию | 3 |
| Глава первая. Условия залегания подземных вод | 5 |
| Горные породы какместилища воды | 5 |
| Пористость пород | 5 |
| Определение термина | 5 |
| Условия, определяющие пористость | 6 |
| Пористость зернистых пород | 7 |
| Зависимость пористости от расположения зерен | 7 |
| Зависимость пористости от размера зерен | 9 |
| Зависимость пористости от формы зерен | 9 |
| Зависимость пористости от степени сортировки | 10 |
| Числовые значения пористости | 13 |
| Методы определения пористости | 16 |
| Методы механического анализа зернистых пород | 22 |
| Силы, действующие на воду в породах | 24 |
| Молекулярное притяжение воды в породах | 24 |
| Поверхностное натяжение | 27 |
| Капиллярность | 28 |
| Классификация пустот в зависимости от молекулярного притяжения | 31 |
| Проницаемость пород | 32 |
| Зона насыщения | 33 |
| Водная поверхность | 34 |
| Капиллярная зона | 35 |
| Определение термина «грунтовая вода» | 43 |
| Нижняя граница пористых пород | 44 |
| Нижняя граница нахождения грунтовых вод | 47 |
| Водоотдающая способность пород | 58 |
| Определение терминов | 58 |
| Значение водоотдающей способности | 60 |
| Водоносные горизонты | 60 |
| Числовые значения удельной водоотдачи и удельной водоудерживающей способности | 60 |
| Зависимость водоотдачи от структуры породы | 72 |
| Зависимость водоотдачи от периода дренирования | 74 |
| Зависимость водоотдачи от размеров и контакта образца | 75 |
| Методы определения удельной водоотдачи | 76 |
| Лабораторный метод насыщения и дренирования образца | 77 |
| Полевой метод насыщения и дренирования образца | 77 |
| Метод непосредственного опробования | 78 |
| Метод откачки | 78 |
| Метод питания | 81 |
| Метод эквивалента влажности | 81 |
| Метод механического анализа | 85 |
| Зона аэрации | 86 |
| Определение терминов | 86 |
| Мощность зоны аэрации | 88 |
| Подразделения зоны аэрации | 90 |
| Пояс почвенных вод | 91 |
| Характер и мощность пояса | 91 |

| | Стр. |
|---|------------|
| Значение водоудерживающей способности для земледелия | 92 |
| Вода, используемая растениями | 92 |
| Гигроскопическая и другая вода, недоступная для использования растениями | 98 |
| Промежуточный пояс | 103 |
| Отношение пояса почвенных вод к зоне насыщения | 105 |
| Подземный лед | 105 |
| Вода в твердом растворе и в химическом соединении | 109 |
| Глубинная вода | 110 |
| Общие выводы | 111 |
| Литература к I главе | 111 |
| Глава вторая. Типы пород и их водоносные свойства | 117 |
| Происхождение и классификация пород | 117 |
| Главные классы и их происхождение | 117 |
| Изверженные породы | 118 |
| Осадочные породы | 121 |
| Метаморфические породы | 123 |
| Пустоты в породах | 124 |
| Классификация пустот | 124 |
| Первичные пустоты в осадочных породах | 124 |
| Первичные пустоты в изверженных породах | 125 |
| Трещины | 126 |
| Типы трещин | 132 |
| Расстояние между трещинами и протяженность трещины | 133 |
| Глубина | 134 |
| Пересечение трещин | 134 |
| Ширина открытых трещин | 134 |
| Пустоты от выщелачивания | 135 |
| Водоносность пород | 140 |
| Галечники и конгломерат | 140 |
| Песок, сilt, песчаник и кварцит | 143 |
| Лёсс | 147 |
| Глина, сланцеватая глина и глинистый сланец | 149 |
| Тилъ | 153 |
| Неотсортированный или плохо отсортированный аллювий | 157 |
| Известняк и сходные с ним породы | 159 |
| Гипс и соль | 166 |
| Торф и уголь | 166 |
| Базальт | 166 |
| Риолит, обсидиан и сходные с ними тонкозернистые породы | 171 |
| Гранитные породы | 174 |
| Гнейсы и кристаллические сланцы | 177 |
| Вулканические отложения | 179 |
| Общие выводы | 180 |
| Литература ко II главе | 181 |
| Глава третья. Структура пород и ее влияние на подземную воду | 183 |
| Связи пород | 183 |
| Геологические разрывы | 184 |
| Напластование | 187 |
| Фациальное изменение пластов | 189 |
| Зависимость между происхождением горных пород и их текстурой и водо- носностью | 192 |
| Корреляция отложений | 193 |
| Методы корреляции разрезов буровых скважин | 194 |
| Инструкция по изучению образцов из скважин | 199 |
| Наклон пластов | 203 |
| Склады | 206 |
| Несогласное залегание | 214 |
| Трещины, жилы, кливаж, сланцеватость | 219 |
| Сбросы | 220 |
| Влияние сбросов на положение водоносных горизонтов | 220 |

| | Стр. |
|--|------|
| Водоносные горизонты, образованные эрозией сбросовых уступов . . . | 222 |
| Подпругивающее значение сбросов | 223 |
| Сбросы какместилища воды | 224 |
| Сбросы как проводники воды | 226 |
| Структурные элементы, имеющиеся только в изверженных породах . . . | 227 |
| Связь рельефа поверхности земли с грунтовыми водами | 235 |
| Литература к III главе | 236 |

Отв. редактор *М. М. Васильевский*.
 Ред. Издательства *Н. Болдина-Тарноград*.
 Сдана в набор 7/XII 1934 г.
 Формат 62 × 94¹/₁₁.
 Ценгорлит № 563.

Изд. № 611. Бум. л. 7¹/₂.
 Тираж 5.000—авт. л. 19¹/₄.

Технический редактор *А. М. Усова*.
 Корректор *М. Михайлова*.
 Подписана к печати 25/III 1935 г.
 Тип. зн. в 1 бум. л. 103.456.
 Заказ № 3649.

Главнейшие опечатки

| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть | По вине |
|----------|---------|------------------------------------|--------------------------------------|----------------|
| 81 | 9 снизу | $= 100 \left(\frac{Y}{V} \right)$ | $y = 100 \left(\frac{Y}{V} \right)$ | Типогр. |
| 205 | 17 „ | входят | выходят | „ |
| 215 | 17 „ | левой | правой | Отв. редактора |
| 215 | 9 „ | правой | левой | „ „ |

Зак. 2649 О Э. Мейндер — Учение о подземных водах.