

Е. М. Сергеев

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ

Допущено Министерством высшего
и среднего специального
образования СССР
в качестве учебника
для студентов
геологических специальностей
вузов

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
1982

Сергеев Е. М. Инженерная геология, изд. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1982. 248 с., с ил.

В учебнике рассматриваются основные вопросы грунтоведения, инженерной геодинамики, региональной инженерной геологии; значительное внимание уделяется проблемам охраны и рационального использования геологической среды.

Для студентов геологических специальностей, а также для специалистов, работающих в области инженерной геологии, гидрогеологии, мерзлотоведения, почвоведения, строительства, гидротехники и др.

Рецензенты:

кафедра инженерной геологии
Московского геологоразведочного ин-та
им. Серго Орджоникидзе;
профессор,
доктор геолого-минералогических наук
Г. А. Голодковская.

ЕВГЕНИЙ МИХАЙЛОВИЧ
СЕРГЕЕВ

ИНЖЕНЕРНАЯ
ГЕОЛОГИЯ,

изд. 2

Заведующая редакцией *И. И. Щехура*
Редакторы *И. И. Щехура, Р. И. Кривило*
Художественный редактор *М. Ф. Евстафиева*
Переплет художника *М. М. Мержеевского*
Технический редактор *Е. Д. Захарова*
Корректоры *Л. А. Костылева, Т. С. Милякова*

Тематический план 1982 г. № 171
ИБ № 1364

Сдано в набор 28.07.81. Подписано к печати 15.02.82.
Л-80543 Формат 70×100^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарни-
тура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л.
20,15. Уч.-изд. л. 21,02. Тираж 11600 экз. Заказ 190.
Цена 1 р. 20 к. Изд. № 1667.

Ордена «Знак Почета» издательство
Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.
Типография ордена «Знак Почета»
издательства МГУ.
Москва, Ленинские горы

С $\frac{3202000000-021}{077(02)-82}$ 171—82

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	6
<i>Часть I</i>	11
ГРУНТОВЕДЕНИЕ	11
Глава 1	11
Особенности инженерно-геологического изучения состава и строения горных пород и почв	11
§ 1. Роль генезиса и петрографических особенностей горных пород при их инженерно-геологической оценке	11
§ 2. Изучение горных пород как многокомпонентных систем	13
§ 3. Влияние минерального состава и органического вещества на свойства грунтов	13
§ 4. Влияние строения грунтов на их свойства	17
§ 5. Вода в грунтах	23
§ 6. Обменные ионы в грунтах и влияние их на микростроение и свойства грунтов	27
§ 7. Газовый компонент в грунтах и влияние его на свойства грунтов	30
§ 8. Влияние макро- и микроорганизмов на свойства грунтов	31
Глава 2	34
Инженерно-геологическое подразделение горных пород	34
§ 1. Структурные связи в горных породах и влияние их на свойства пород	34
§ 2. Формирование структурных связей в процессе генезиса пород и под влиянием постгенетических процессов	39
§ 3. Классификация грунтов, построенная с учетом структурных связей	40
Глава 3	41
Свойства грунтов и их изменения под влиянием различных факторов	41
§ 1. Физические свойства грунтов	41
§ 2. Физико-химические свойства грунтов	46
§ 3. Физико-механические свойства грунтов	60
Глава 4	67
Инженерно-геологическая характеристика массивов горных пород	67
§ 1. Понятие о массиве горных пород	67
§ 2. Факторы, определяющие поведение массива грунтов	70
Глава 5	75
Скальные грунты	75
§ 1. Инженерно-геологические особенности магматических пород	75
§ 2. Инженерно-геологические особенности метаморфических пород	78
§ 3. Инженерно-геологические особенности осадочных цементированных пород	80

Глава 6	87
Дисперсные грунты	87
§ 1. Инженерно-геологические особенности несвязных грунтов	87
§ 2. Инженерно-геологические особенности связных грунтов	89
§ 3. Инженерно-геологические особенности почв и торфов	100
Глава 7	102
Искусственные грунты	102
§ 1. Подразделение искусственных грунтов	102
§ 2. Искусственные скальные грунты	102
§ 3. Искусственные дисперсные грунты	104
Часть II	110
ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА	110
Глава 8	110
Изучение геологических процессов в инженерной геологии	110
§ 1. Особенности изучения геологических процессов при инженерно-геологических исследованиях	110
§ 2. Понятие об инженерно-геологических (антропогенных) процессах	115
§ 3. Факторы, определяющие развитие геологических и инженерно-геологических процессов	118
§ 4. Классификация процессов в инженерной геологии	123
Глава 9	126
Эндогенные процессы и вызванные ими явления	126
§ 1. Инженерно-геологическое значение новейших и современных тектонических движений	126
§ 2. Задачи инженерной геологии в изучении природных сейсмических явлений	128
§ 3. Движение верхней части земной коры под влиянием производственной деятельности человека	131
Глава 10	133
Экзогенные процессы климатического характера и вызванные ими явления	133
§ 1. Выветривание	133
§ 2. Криогенные и посткриогенные геологические процессы и явления	139
§ 3. Эоловые процессы и явления	151
Глава 11	154
Экзогенные процессы водного характера и вызванные ими явления	154
§ 1. Растворение	154
§ 2. Суффозия	158
§ 3. Размывание	159
§ 4. Заболачивание	164
Глава 12	169
Гравитационные (склоновые) процессы и вызванные ими явления	169
§ 1. Обвалы и осыпи	169
§ 2. Оползни	172
§ 3. Сели	178
§ 4. Снежные лавины	182
Часть III	184
РЕГИОНАЛЬНАЯ ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	184
Глава 13	184
Общие положения региональной инженерной геологии	184
§ 1. Инженерно-геологическое изучение территорий	184
§ 2. Инженерно-геологическая типизация территорий	188
§ 3. Инженерно-геологическое районирование территорий	190
Глава 14	193
Инженерно-геологические особенности территории СССР	193
§ 1. Общая инженерно-геологическая характеристика территории СССР	193
§ 2. Щиты древних и молодых платформ на территории СССР	196
§ 3. Плиты древних и молодых платформ на территории СССР	201
§ 4. Складчатые области, не испытавшие существенного влияния альпийского орогенеза	225
§ 5. Складчатые области альпийского орогенеза и складчатые области, испытавшие на себе его существенное влияние	228

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1978 г. вышел учебник «Инженерная геология», написанный автором и предназначенный для студентов геологических специальностей вузов. Он нашел многих читателей как среди студентов вузов, так и среди специалистов, работающих в области инженерной геологии и смежных наук. Это вполне объяснимо, так как с каждым годом становится все более и более ясна огромная роль поверхностной части литосферы, той части Земли, где живет и трудится человек, на которую человек постоянно оказывает влияние и которая сама, влияет на характер его деятельности. Эту часть литосферы целесообразно назвать геологической средой, что будет подчеркивать ее принадлежность к окружающей среде, связь ее с другими компонентами окружающей среды.

Геологическая среда является объектом изучения ряда геологических наук. Связь между этими науками постоянно возрастает. На наших глазах формируется новое направление в геологической науке — геология окружающей среды, в пределах которого геологические науки сохраняют свои особенности, хотя и имеют общую задачу: рациональное использование геологической среды.

Важность этой задачи неоднократно подчеркивалась на последних съездах КПСС. Проиллюстрировать ее можно такой цифрой: 15% поверхности суши к 2000 г. будут заняты сооружениями человека, находящимися во взаимосвязи с геологической средой. Эти сооружения создаются в связи с добычей полезных ископаемых, при различных видах строительства, в результате промышленной деятельности и сельскохозяйственного производства. Проектирование и эксплуатация этих разнообразных сооружений осуществляются при участии не только специалистов, работающих в области инженерной геологии, гидрогеологии и мерзлотоведения. В решении проблем геологии окружающей среды все большее участие принимают геологи, занимающиеся геологическим картированием, стратиграфией, тектоникой, поиском и разведкой полезных ископаемых. Поэтому в 1974 г. было решено, что курс инженерной геологии должны слушать большинство студентов, обучающихся на геологических факультетах.

Автор читал этот курс на протяжении ряда лет на геологическом факультете Московского университета имени М. В. Ломоносова. Приобретенный опыт позволяет предложить несколько иной вариант учебника по инженерной геологии, оставаясь в пределах программы, утвержденной Минвузом СССР. Основное отличие настоящего учебника от учебника, изданного в 1978 г., состоит в большей концентрации основных положений и исключении второстепенного материала, в результате чего уменьшился объем учебника. Основные его методологические положения остались неизменными.

Автор надеется, что книга будет представлять интерес для специалистов разнообразного профиля и квалификации, сталкивающихся в своей научной и производственной деятельности с вопросами инженерной геологии.

Автор пользуется случаем выразить искреннюю благодарность всем, кто просмотрел рукопись учебника, участвовал в ее оформлении, особенно В. Т. Трофимову, В. И. Осипову, Г. А. Голодковской, Г. С. Золотареву, С. В. Дроздову, И. С. Комарову, Н. Қ. Новик, М. В. Фламинной.

ВВЕДЕНИЕ

Возникновение инженерной геологии и развитие ее на первых этапах были связаны со строительством. Исследования горных пород в строительных целях начали проводиться задолго до появления термина «инженерная геология». Поэтому можно говорить о предыстории инженерной геологии, которая, по существу, складывается из двух этапов.

Первый этап — когда строители и горные инженеры самостоятельно изучали горные породы, являющиеся основанием, средой и материалом для различных сооружений. Вряд ли можно, хотя бы приблизительно, указать, когда начали изучаться горные породы в связи со строительством. Началом же научных исследований и обобщения накопленного материала инженерно-геологического характера, т. е. началом первого этапа предыстории инженерной геологии, можно считать первые десятилетия XIX в. Оно было, безусловно, связано с развитием промышленного капитализма в Европе, и в частности в России. Строительство заводов, фабрик, плотин и других сооружений требовало наиболее рациональных решений: достаточной их надежности при наименьших затратах. Достигнуть этого без изучения горных пород было нельзя, поэтому строители начали уделять им гораздо больше внимания, чем ранее. При этом в их работах горные породы назывались грунтами.

С целью обобщения накопившегося опыта строительства и использования его в сходных условиях строителям самим пришлось разрабатывать классификации грунтов, описывать их особенности, характеризовать свойства грунтов, учитывать воздействие геологических процессов на различные сооружения.

Второй этап предыстории инженерной геологии связан с привлечением геологов к изысканиям под строительство (с начала XIX по 20-е годы XX в.). В это время геологи начали привлекаться к решению вопросов в связи со строительством железных дорог, каналов и других крупных сооружений. Среди геологов, консультировавших строителей, было немало известных ученых. В качестве примера можно назвать: В. Смита (Англия), Ч. Беркли (США), И. В. Мушкетова, В. А. Обручева, А. П. Павлова и др. При изысканиях под железные дороги большое внимание уделялось геологическому строению полосы трассы и геологическим процессам в ее пределах.

Возникновение грунтоведения и механики грунтов. После Великой Октябрьской социалистической революции в Советском Союзе возникло новое направление в изучении почв и горных пород — грунтоведение. Предпосылками для его возникновения явились: генетический подход, разработанный В. В. Докучаевым в почвоведении, и работы П. А. Земятченского по изучению глин, сформулировавшего в 1923 г. положение о том, что глину надо изучать как физическое тело, сложившееся в определенных естественноисторических условиях.

Началом оформления грунтоведения следует считать создание в Петрограде в 1923 г. Дорожно-исследовательского бюро, которое под руководством Н. И. Прохорова, П. А. Земятченского и Н. Н. Иванова организовало исследование почв и осадочных (преимущественно молодых) пород для дорожного строительства. Возникло дорожное грунтоведение, которое позднее, когда генетический подход нашел себе место при изучении горных пород для других видов инженерных сооружений, утратило прилагательное «дорожное» и стало называться более ши-

роко — «грунтоведение». В 1930 г. была открыта кафедра грунтоведения в Ленинградском университете, а в 1938 г. такая же кафедра — в Московском университете.

Под грунтоведением стала пониматься наука, изучающая любые горные породы, почвы и искусственные грунты как объект инженерно-строительной деятельности человека, свойства которых определяются их генезисом и постгенетическими процессами и которые представляют собой многокомпонентные системы, изменяющиеся во времени.

Грунтоведение с самого начала развивалось как естественноисторическая наука. Большое значение для его развития имели работы П. А. Землячского, М. М. Филатова, В. В. Охотина, В. А. Приклонского, Б. М. Гуменского, И. В. Попова, С. С. Морозова и др.

В 1925 г. вышла монография К. Терцаги «Строительная механика грунтов», положившая начало новой науке — «механике грунтов», возникшей на стыке физико-математических, строительных и геологических наук. Механика грунтов рассматривает те общие закономерности, которые вытекают из применения к горным породам законов теоретической и строительной механики. При этом механические свойства грунтов, подчиняющиеся законам механики и укладываемые в определенные расчетные схемы, ставятся на первое место, а геологические особенности грунтов, сформировавшиеся в результате их генезиса, учитываются меньше.

В западных странах изучение горных пород для строительных целей стало осуществляться преимущественно в рамках механики грунтов; в Советском Союзе получили развитие как грунтоведение, так и механика грунтов.

Возникновение и развитие инженерной геологии. При решении вопросов, связанных со строительством, мало знать особенности горных пород, изучаемые грунтоведением и механикой грунтов. До начала строительства, на стадии выбора наилучшего варианта участка и объективной оценки конкурирующих вариантов, необходим широкий круг сведений о геологическом строении территории, геологических процессах, которые уже протекают или могут возникнуть в результате строительства, о гидрогеологических условиях и т. д. Изучение этих вопросов взяла на себя новая наука — инженерная геология.

Сейчас трудно установить, откуда появилось это название. По воспоминаниям И. В. Попова, «оно носилось в воздухе и употреблялось русскими геологами уже в 20-х годах». Впервые под названием «Инженерная геология» в 1929 г. вышла книга Редлиха, Кампе и Терцаги на немецком языке, но в ней обоснование названия и изложение методологических основ инженерной геологии отсутствовали.

Инженерная геология как наука оформилась впервые в Советском Союзе. На первой стадии ее формирования решающее значение имело гидротехническое строительство, явившееся частью ленинского плана



М. М. Филатов

электрификации нашей страны. Большое значение для возникновения и развития инженерной геологии имели работы Ф. П. Саваренского, Г. Н. Каменского, Н. Ф. Погребова, И. В. Попова, Н. Н. Маслова, М. П. Семенова, В. А. Приклонского и др., принимавших участие в изысканиях под строительство гидроэлектростанций на Волге, Днепре, по трассе канала Волга—Москва и др. Большой вклад в становление инженерной геологии как науки внесли крупнейшие советские геологи: Е. В. Милановский, Г. Ф. Мирчинк, Н. С. Шацкий и др.



Ф. П. Саваренский



И. В. Попов

В 1929 г. была открыта кафедра инженерной геологии в Ленинградском горном институте, а в 1931 г. — в Московском геологоразведочном институте. В 1937 г. вышли в свет книги: «Инженерная геология» Ф. П. Саваренского и «Методика инженерно-геологических исследований для гидротехнического строительства», написанная М. П. Семеновым, Н. И. Биндеманом и М. М. Гришиным, которые окончательно закрепили представление об инженерной геологии как новой отрасли геологической науки.

В те же годы за рубежом возникла «геотехника», которая получила широкое развитие в Швеции, Норвегии, Германии, Англии, США и ряде других стран. На первое место в «геотехнике» выдвигались механико-математические методы анализа геологических и инженерно-геологических явлений, влияющих на устойчивость сооружений, а геологическим исследованиям отводилась второстепенная роль. Поэтому многие ученые, работающие в области инженерной геологии в СССР, выступили с критикой методологических основ геотехники. В этой борьбе инженерная геология еще больше укрепила свои позиции как геологическая наука, а ее определение стало более широким.

В 1951 г. вышел учебник «Инженерная геология» И. В. Попова. В нем автор пишет: «Инженерная геология как наука является от-

раслью геологии, изучающей динамику верхних горизонтов земной коры в связи с инженерной деятельностью человека».

Инженерная геология, подобно всей современной науке, развивалась под влиянием процессов дифференциации и синтеза. В результате дифференциации сформировались три основных раздела инженерной геологии (три инженерно-геологические дисциплины): грунтоведение, инженерная геодинамика и региональная инженерная геология. Процесс синтеза в инженерной геологии выражается во взаимопроникновении инженерно-геологических дисциплин и во взаимосвязи инженерной геологии со смежными науками, в первую очередь с гидрогеологией и мерзлотоведением.

Именно в таком понимании инженерная геология стала развиваться в социалистических странах: Польше, Чехословакии, ГДР, Югославии и др. Это направление нашло многих сторонников в капиталистических и развивающихся странах. Благодаря этому оказалось возможным создать в 1968 г. на XII Международном геологическом конгрессе Международную ассоциацию инженеров-геологов (МАИГ).

Однако нельзя сказать, что развитие инженерной геологии завершилось. В настоящее время значительно расширяется круг задач, стоящих перед инженерной геологией. В связи с этим изменяется и понятие самого термина «инженерная геология».

В 1944 г. В. И. Вернадский ввел понятие о «ноосфере» — сфере разума, «где человек становится крупнейшей геологической силой». Справедливость его слов становится все более очевидной по мере развития научно-технического прогресса.

Следующие примеры подтверждают это положение. На 1970 год площадь Земли, занятая под жилые застройки и другие инженерные сооружения, составляла 4% суши, а к 2000 г. по прогнозу эта площадь будет занимать около 15% суши.

Особая роль принадлежит городам, где к концу XX в. предположительно будет жить более половины населения планеты. Уже сейчас по переписи населения 1979 г. в Советском Союзе в городах живет 62% населения страны. Город — это территория, где воздействие человека на поверхностную часть литосферы наиболее интенсивно и разнообразно; это воздействие может достигать глубины 100 и более метров.

Деятельность людей, связанная с горными и строительными работами, по своим масштабам соизмерима с денудационной работой рек. Производственная деятельность людей приводит к ежегодному перемещению 10 000 км³ (Рябчиков, 1973) вещества. На поверхности Земли оказываются тысячи кубокилометров отвалов пород, ничего общего не имеющих с современным четвертичным покровом.

Общая протяженность железнодорожной сети мира составляет около 1 400 тыс. км. Породы, положенные в насыпи железных и шоссейных дорог, сопоставимы с современными отложениями рек.

Протяженность берегов искусственных водохранилищ, построенных только в Советском Союзе, приближается к величине земного экватора; на 1968 г. их протяженность была 33 тыс. км. На всем этом протяжении идет интенсивная переработка берегов, образуются оползни, происходят процессы засоления и заболачивания.

Длина оросительных магистральных каналов в СССР превышает 300 тыс. км, что составляет 3/4 расстояния между Землей и Луной.

Мелиоративное и ирригационное строительство захватывает массивы в десятки и даже сотни квадратных километров. Площадь орошаемых земель к концу нашего века во всем мире, по-видимому, достигнет 200 млн. га. Не меньшая площадь подвергнется осушению.

На этих площадях человек коренным образом меняет водный режим и состояние почв и горных пород, слагающих поверхностную часть Земли.

Количество примеров, показывающих масштабы воздействия человека на поверхностную часть литосферы, можно было бы умножить.

Вся инженерно-хозяйственная деятельность людей тесно связана между собой, и в такой же тесной связи оказываются различные виды воздействия человека на земную кору. Однако в настоящее время наибольшее значение в этом отношении имеет строительная и горнодобывающая деятельность людей, под влиянием которой в первую очередь «меняется лик Земли, исчезает девственная природа» (Вернадский, 1944).

Интенсивное воздействие человека на поверхностную часть земной коры требует изучения инженерно-геологических условий крупных территорий и прогноза их изменения под влиянием деятельности человека на длительное время. При этом под инженерно-геологическими условиями понимаются существующие в данное время особенности геологического строения территории, состава и свойств горных пород, геологических процессов, рельефа и подземных вод. Без знания этих условий невозможно рациональное решение проблем, связанных с инженерным воздействием человека на поверхностную часть земной коры.

Именно благодаря своевременному изучению инженерно-геологических условий на территории Западной Сибири удалось выбрать оптимальные варианты при строительстве линейных сооружений (трубопроводов, ЛЭП, дорог), необходимых для добычи нефти и газа. На всей территории, примыкающей к трассе БАМа и подлежащей хозяйственному освоению, приводится изучение инженерно-геологических условий с тем, чтобы иметь возможность прогнозировать их изменение под влиянием деятельности человека.

Таким образом, в настоящее время инженерная геология не только обеспечивает необходимыми данными проектировщиков и строителей при возведении самых разнообразных сооружений (что само по себе имеет большое практическое значение), но и решает сложные научные проблемы, возникающие при изучении поверхностной части земной коры как объекта воздействия человека на литосферу. На наших глазах инженерная геология из науки, имеющей главным образом прикладное значение, все в большей и в большей степени становится наукой о ноосфере. Сейчас инженерную геологию можно определить как науку о геологической среде, ее рациональном использовании и охране в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

Под геологической средой следует понимать любые горные породы и почвы, слагающие верхнюю часть литосферы, которые рассматриваются как многокомпонентные системы, находящиеся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, что приводит к изменению природных геологических процессов и возникновению новых антропогенных (инженерно-геологических) процессов, изменяющих инженерно-геологические условия определенной территории.

При таком определении геологической среды каждый из трех основных разделов инженерной геологии (грунтоведение, инженерная геодинамика, региональная инженерная геология) приобретает определенный аспект при решении стоящих перед ним задач.

ЧАСТЬ I

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

ГЛАВА I

ОСОБЕННОСТИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЧВ

§ 1. РОЛЬ ГЕНЕЗИСА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ИХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ

Грунтоведение можно определить как науку, изучающую любые горные породы и почвы как многокомпонентные динамичные системы, изменяющиеся в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека. Горные породы изучаются петрографией и литологией, но только грунтоведение подходит к ним как к многокомпонентным динамичным системам.

Основным положением советского грунтоведения является положение о зависимости свойств грунтов от их состава, структуры и текстуры. Состав, структура, текстура, а отсюда и свойства горных пород формируются в процессе их генезиса и изменяются под влиянием постгенетических процессов: диагенеза, эпигенеза и гипергенеза. Поэтому при оценке пород в инженерно-геологическом отношении состав, структура и текстура грунтов и их свойства изучаются в зависимости от генезиса и постгенетических процессов.

Генетический подход при изучении грунтов является методологической основой грунтоведения, благодаря чему оно относится к наукам геологического цикла. Причем под генетическим подходом следует иметь в виду анализ геологической истории развития территории, сложной изучаемыми горными породами, для того, чтобы можно было понять, что испытала порода за период с момента своего формирования до наших дней, какова была ее «геологическая жизнь».

В основе генетического изучения горных пород в инженерно-геологических целях лежит подразделение их на три основные общеизвестные группы: магматические, осадочные и метаморфические, которые одновременно отражают их генезис и важнейшие петрографические особенности. Дальнейшее более дробное подразделение горных пород на генетические и петрографические типы дает еще большую информацию об их особенностях, важных при решении различных инженерно-геологических вопросов.

Это справедливо для всех пород. В качестве примера возьмем граниты. Граниты — интрузивные породы. Термин «интрузивные» ха-

рактирует генетический тип гранитов как породы, образовавшиеся при кристаллизации магматического расплава на глубине, в результате чего они имеют полнокристаллическую равномерно-зернистую структуру. Но по своей структуре граниты могут быть крупно-, средне- и мелкозернистыми, а по составу могут быть микроклиновыми, биотитовыми и т. д. В зависимости от этих петрографических особенностей прочность на одноосное сжатие гранитов (незатронутых выветриванием), например, в районе Красноярской ГЭС колебалась от 50 до 270 МПа. Как видно, величина прочности изменялась весьма существенно, но во всех случаях ее значение оставалось высоким. Высокое значение величины прочности гранитов определяется тем, что они относятся к интрузивным породам, т. е. определяется их генезисом, а разница в значении прочности — их петрографическими особенностями.

Можно сделать вывод, что выделение генетических и петрографических типов при их инженерно-геологическом изучении является обязательным, так как они дополняют друг друга, давая представление об общих закономерностях и частных особенностях изучаемых пород.

Горные породы, сформировавшиеся иногда в одних и тех же условиях и имеющие один и тот же геологический возраст и состав, могут существенно отличаться по своему современному состоянию и свойствам. Это объясняется тем, что такие породы претерпели различные постгенетические преобразования. Влияние постгенетических изменений на формирование свойств пород хорошо прослеживается на примере кембрийских гидрослюдистых глин, широко развитых на севере и северо-западе Русской платформы. В районе Ленинграда эти глины залегают вблизи поверхности. В течение геологической истории они дважды испытывали сравнительно небольшую и кратковременную нагрузку: первую в палеозое — меньшую по величине (6—7 МПа), но продолжительную во времени, а вторую в ледниковый период — большую по величине (8—9 МПа), но менее продолжительную. В течение же значительного геологического времени кембрийские глины были разгружены, происходили их разуплотнение и гидратация. В результате этого кембрийские глины в районе Ленинграда «отстали» в своем развитии от аналогичных отложений, например, в районе Вологды, где они залегают на значительной глубине и от палеозоя до настоящих дней непрерывно испытывали прогрессивно нарастающее гравитационное уплотнение. Поэтому если в районе Вологды глинистые отложения кембрия представлены аргиллитами со следами сланцеватости, с естественной влажностью 5% и пористостью 15%, то в районе Ленинграда это тугопластичные и полутвердые глины с влажностью 14% и пористостью 30% (Ломтадзе, 1973).

Приведенный пример хорошо показывает, что горные породы под влиянием постгенетических процессов могут сильно изменяться. Поэтому когда говорят о генетическом подходе в грунтоведении, то имеют в виду, что состав, строение и свойства грунтов зависят от их генезиса и постгенетических процессов. Эта зависимость не абстрактное понятие; она проявляется в изменении особенностей состава, структуры и текстуры породы, что в конечном итоге обуславливает различие свойств пород. Это три равноценных фактора с точки зрения важности влияния их на свойства грунтов. Однако каждый из них может иметь доминирующее значение в зависимости от генетического и петрографического типа породы, а также от того, какое свойство является предметом изучения.

§ 2. ИЗУЧЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД КАК МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ СИСТЕМ

В понятии термина «грунт» подчеркивается, что это любые горные породы и почвы, которые изучаются как многокомпонентные динамические системы. Составляющими компонентами горных пород являются: твердая компонента — минеральная и органическая часть горных пород, жидкая компонента — содержащиеся в пустотах пород природные воды, газообразная компонента — газы в пустотах пород и живая компонента — главным образом микроорганизмы, обитающие в горных породах. Соотношение компонент в горных породах определяет их состояние и свойства. Так, сухая глина обладает большой прочностью, а та же глина в водонасыщенном состоянии может течь под действием силы тяжести.

Представление о том, что горные породы изменяются во времени, является общеизвестным, но оно будет неполным, если не подчеркнуть, что быстрые изменения горных пород происходят лишь в том случае, когда соотношение между компонентами, составляющими горную породу, меняется достаточно быстро.

Это положение наиболее характерно для дисперсных грунтов, у которых особенно подвижны для компонента: вода и воздух, содержащиеся в их порах. В зависимости от того, полностью или частично будут заполнены поры водой (или газом) и содержатся в них живые организмы или нет, грунты могут являться двух-, трех- и четырехкомпонентными системами.

§ 3. ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА СВОЙСТВА ГРУНТОВ

При инженерно-геологическом изучении горных пород особенно важно знать содержание в них породообразующих минералов, которые находятся в преобладающих количествах и оказывают влияние на их свойства. Поэтому наибольшее значение имеют минералы класса первичных силикатов (полевые шпаты, оливин, пироксены и амфиболы и др., к ним же относится условно кварц), у которых преобладают внутрикристаллические связи ионно-ковалентного типа; простые соли (карбонаты, сульфаты, галоиды), имеющие ионный тип связей; глинистые минералы (гидрослюды, монтмориллонит, каолинит и др.), характеризующиеся большим разнообразием внутрикристаллизационных связей, включая ковалентную, ионную, водородную и молекулярную связи. Кроме того, в горных породах и почвах в значительном количестве может содержаться органическое вещество, в строении которого большую роль играют водородные и молекулярные связи.

Свойства минералов связаны с особенностями их химического состава, внутреннего строения и тех связей, которые существуют внутри самих минералов (атомов, ионов, радикалов). Свойства минералов, в свою очередь, обуславливают свойства грунтов, которые они слагают. Примеров такого влияния можно привести много.

От природы химической связи атомов и структурного типа кристаллической решетки зависит сжимаемость большинства силикатов. Установлено, что увеличение степени плотности упаковки атомов в структуре минералов ведет к уменьшению их сжимаемости. Вот поэтому минералы группы оливина, для которых характерна высокая плотность упаковки кремнекислородных тетраэдров, отличаются меньшей сжимаемостью по сравнению с кварцем и полевым шпатом, имею-

щими менее плотную упаковку атомов. В соответствии с этим, при пористости $< 1\%$, сжимаемость магматических пород основного состава оказывается меньшей по сравнению с породами кислого состава.

Одним из важнейших инженерно-геологических свойств простых солей является их растворимость, обусловленная преобладанием ионного типа связи в решетке этих минералов. Исходя из теории ионных кристаллов, устойчивость простой соли определяется энергией ее кристаллической решетки, т. е. работой, требуемой для разрушения кулоновского взаимодействия ионов в решетке и удаления их на расстояния, при которых можно пренебречь электростатическим взаимодействием между ними. Ионный кристалл будет растворим в воде, если притяжение ионов молекулами воды будет больше энергии их электростатического притяжения, т. е. энергия гидратации ионов будет больше энергии решетки.

Величина кулоновского взаимодействия между ионами, а следовательно, и энергия кристаллической решетки ионных кристаллов зависят от радиуса и заряда ионов. Поэтому растворимость простых солей, как правило, снижается с уменьшением ионных радиусов и повышением валентности ионов (табл. 1).

Таблица 1
Растворимость галлоидов, сульфатов и карбонатов

Минерал	Энергия кристаллической решетки, ккал/моль	Растворимость, моль/л
Галит	183	6,1
Ангидрит	642	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Гипс	650	$8 \cdot 10^{-3}$
Кальцит	700	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Доломит	745	$0,35 \cdot 10^{-4}$

и биохимические (органогенные) породы карбонатного состава всегда имеют растворимость меньше, чем сульфатные, а эти, в свою очередь, меньше, чем галлоидные.

Большое влияние на свойства дисперсных грунтов оказывают глинистые минералы. Глинистые минералы относятся к группе слоистых и слоисто-ленточных силикатов и отличаются от других минералов класса силикатов высокой дисперсностью и гидрофильностью, способностью к сорбции и ионному обмену. Высо-

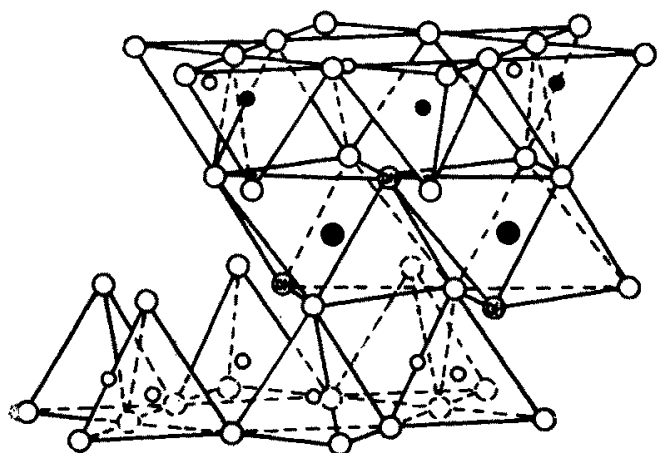
кая дисперсность глинистых минералов является их естественным физическим состоянием. В природных условиях глинистые минералы имеют размер частиц не более 1—10 мкм и поэтому преимущественно встречаются в наиболее дисперсной (глинистой) фракции осадочных пород, к которой обычно относят частицы размером < 1 мкм или < 2 мкм.

Глинистые минералы являются наиболее активной составной частью дисперсных горных пород, в значительной степени обуславливающей их инженерно-геологические свойства. Даже небольшое содержание глинистых минералов в горной породе существенным образом влияет на многие ее важнейшие свойства, такие, как гидрофильность, прочность, водопроницаемость, пластичность, набухание и т. д.

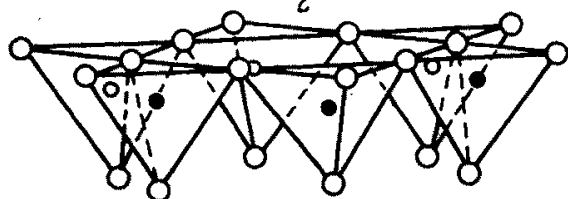
Высокая активность глинистых минералов не может быть объяснена исключительно их большой удельной поверхностью. Многие физико-химические явления, происходящие на поверхности глинистых минералов, определяются особенностями их кристаллохимического строения.

Основу слоистого мотива структуры глинистых минералов составляют тетраэдрические и октаэдрические сетки, неограниченно развитые в плоскости, перпендикулярной оси c (рис. 1, 2). Связь между слоями у глинистых минералов может быть различной в зависимости от осо-

бенностей строения слоя и величины его заряда. У ряда минералов она является достаточно прочной и обеспечивается взаимодействием кислородных и гидроксильных атомов смежных слоев (водородная связь) или катионами, располагающимися в межслоевом пространстве одноименно заряженных слоев (ионно-электростатическая связь). У других минералов связь между слоями менее прочная и обусловлена остаточными (молекулярными) силами.



Обменные катионы
и H_2O



○ 1 ⊙ 2 ● 3 ⊙ ● 4

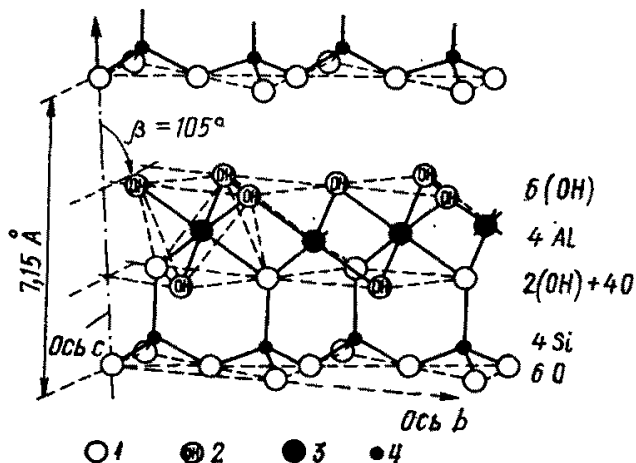


Рис. 1. Структура каолинита: 1 — кислород; 2 — гидроксил; 3 — алюминий; 4 — кремний

Рис. 2. Структура монтмориллонита: 1 — кислород; 2 — гидроксил; 3 — алюминий, железо, магнит; 4 — кремний, иногда алюминий

В первом случае глинистые минералы имеют жесткую кристаллическую решетку, т. е. такую, когда молекулы воды и обменные ионы не могут проникать в межслоевое пространство кристалла. У минералов (каолинит, гидрослюда, хлорит, палыгорскит и др.) с жесткой кристаллической решеткой внутреннее набухание отсутствует. Во втором случае глинистые минералы (монтмориллонит, нонтронит, вермикулит и др.) имеют раздвижную кристаллическую решетку; в межслоевое пространство такой кристаллической решетки проникают молекулы воды и обменные катионы. Минералы, имеющие раздвижную кристаллическую решетку, набухают с увеличением межслоевого пространства.

Третья группа глинистых минералов объединяет смешаннослойные минералы, микрокристаллы которых могут включать как ненабухающие, так и набухающие слои. Следовательно, по своим свойствам смешаннослойные минералы занимают промежуточное положение между минералами с жесткой (нераздвижной) и раздвижной кристаллическими решетками.

Среди глинистых пород более древнего возраста, начиная от девонского и кончая некоторыми породами кайнозоя, преобладающим глинистым минералом чаще всего является гидрослюда (58% всех исследованных образцов), затем монтмориллонит (30%) и каолинит (8%). Следовательно, при инженерно-геологическом изучении глинистых грунтов наибольшее внимание необходимо уделять этим трем глинистым минералам. Интересно, что три наиболее распространенных гли-

нистых минерала (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит) в то же время являются типичными представителями трех разных групп глинистых минералов, существенно различающихся по особенностям их кристаллохимического строения.

Органическое вещество накапливается в земной коре в результате жизнедеятельности и отмирания растительных и животных организмов. Наибольшее распространение имеют растительные остатки; которые могут встречаться как в виде неразложившихся отмерших растений и микроорганизмов, так и в виде разложившихся — гумуса. В почвах содержание гумуса доходит до 80—90% от общего количества органического вещества, которое, в свою очередь, достигает в некоторых почвах 10—20%. В состав гумуса входят гуминовые кислоты, имеющие «губчатое» строение с множеством микропор. Этим в значительной степени определяются их водоудерживающая способность и сорбционные свойства. Под электронным микроскопом видны микроагрегаты гуминовых кислот, имеющих вид мельчайших сферических частиц диаметром в десятые доли мкм (рис. 3).

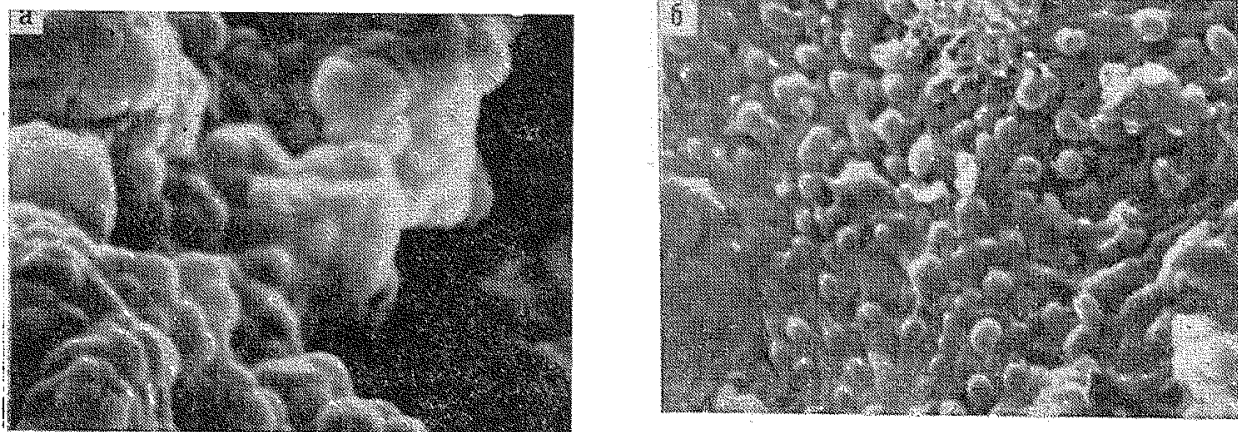


Рис. 3. Органическое вещество в грунтах под электронным микроскопом: а — гуминовая кислота (осажденная HCl), ув. 30 000 \times ; б — гуминовая кислота на поверхности глинистых частиц, ув. 10 000 \times

Присутствие органического вещества в горных породах и почвах в виде гумуса всегда повышает их дисперсность и значительно влияет на свойства грунтов. Одно из свойств грунтов — их плотность — целиком определяется минеральным и органическим составом грунтов.

Плотность минералов и грунтов. Плотность минералов зависит от состава атомов, слагающих минерал, и плотности их упаковки в кристаллической решетке. Плотность не зависит от степени дробления материала; большой кристалл кварца и кварцевый песок имеют одинаковую плотность. Наибольшей плотностью обладают минералы, содержащие тяжелые элементы и имеющие плотнейшую упаковку атомов. Примером таких минералов среди первичных силикатов могут быть оливин, пироксены и амфиболы, в составе которых содержатся ионы железа. К тому же кристаллическая решетка этих минералов построена по принципу плотнейшей кислородной упаковки в заполнении катионами промежуточных пустот. Поэтому плотность оливина, пироксенов и амфиболов составляет 2,8—3,7 г/см³. В противоположность им кварц и полевые шпаты, состоящие в основном из кремния и кислорода и имеющие «ажурную» структуру решетки, обладают меньшей плотностью (2,50—2,69 г/см³).

Плотность глинистых минералов (особенно таких, как монтмориллонит, гидрослюда, вермикулит) варьирует в значительных пределах вследствие изоморфных замещений, а также вследствие того, что параметры кристаллической решетки ряда минералов (а следовательно, и плотность) существенно изменяются в зависимости от степени гидратации их. Так, плотность монтмориллонита может изменяться в зависимости от степени его гидратации 2,35—2,70 г/см³, гидрослюды — от 2,60 до 3,00 г/см³ и т. д. Плотность органического вещества не превышает 1,25—1,80 г/см³.

В соответствии с плотностью наиболее распространенных породообразующих минералов средняя плотность минерального компонента большинства пород колеблется от 2,5 до 2,8 г/см³. Она увеличивается с увеличением содержания в грунте тяжелых минералов. Поэтому у основных пород плотность минеральной части составляет 3,0—3,4 г/см³, что намного выше, чем у кислых пород, плотность минеральной части которых приближается к плотности кварца (плотность минеральной части гранитов, например, равна 2,6—2,7 г/см³). Почвы, содержащие гумус, характеризуются меньшей плотностью по сравнению с материнскими породами. Данные по плотности минеральной части грунтов необходимы для расчета их пористости, значение которой используется для получения ряда других расчетных характеристик.

§ 4. ВЛИЯНИЕ СТРОЕНИЯ ГРУНТОВ НА ИХ СВОЙСТВА

Под строением грунтов понимаются их структура и текстура, которые подразделяются: на макро-, мезо- и микроструктуру и соответственно на макро-, мезо- и микротекстуру.

Макростроение горных пород и почв легко наблюдается визуально. К нему относятся видимые глазом элементы почв и горных пород, трещиноватость и пористость, отсутствие или наличие видимой слоистости и т. п.

Мезостроение горных пород и почв изучается под микроскопом при сравнительно небольших увеличениях, например под поляризационным микроскопом. К мезоструктуре и мезотекстуре относятся: 1) все минеральные зерна, микроагрегаты и микроблоки размером больше 1 мк (см. ниже), 2) ориентировка их в пространстве, 3) мезо- и микропористость пород и трещины, видимые в поляризационном микроскопе.

Понятие микростроение (микроструктура и микротекстура) относится к глинистым и лёссовым породам и почвам, содержащим глинистые минералы и органическое вещество в виде гумуса, т. е. частицы размером <1—5 мкм. Частицы такого размера редко существуют изолированно, обычно они образуют ультрамикроагрегаты и ультрамикроблоки (см. ниже). Их форму, размер и особенно пространственное расположение невозможно изучить без электронного микроскопа и специальной рентгеновской съемки. Между тем знать это при изучении указанных грунтов очень важно, так как их микростроение во многом определяет особенности мезо- и макростроения грунтов.

Важнейшими показателями строения грунтов на любом уровне его изучения являются: размер элементов, слагающих горные породы и почвы, пористость и трещиноватость.

Размер элементов, слагающих грунты, может изменяться от долей микрона до десятков сантиметров. Изменение размеров слагающих грунты элементов в столь широких пределах будет особенно сильно

сказываться на свойствах дисперсных грунтов. Это хорошо видно даже при сравнении общеизвестных свойств песка и глины.

Песок непластичен, не набухает, легко водопроницаем, обладает незначительным капиллярным поднятием, при высыхании не дает усадки. Глина обладает значительной пластичностью, в воде сильно набухает, трудно водопроницаема, имеет большое капиллярное поднятие, при высыхании дает сильную усадку.

Из вышесказанного следует, что структурные элементы состоят из первичных частиц и агрегатов. Первичные частицы принято называть гранулометрическими элементами. Классификация их, широко используемая в грунтоведении, представлена в табл. 2. Из табл. 2 следу-

Таблица 2

Классификация гранулометрических элементов
(по В. В. Охотицу, с добавлениями)

Структурные элементы	Группы фракций		Отдельные фракции	
	название	размеры частиц	название	размеры частиц
Макроструктурные	Валунные (окатанные) и каменистые (угловатые)	>20 см	крупные средние мелкие	>80 см 80—40 см 40—20 см
	Гальковые (окатанные) и щебнистые (угловатые)	20—4 см	булыжник и крупный щебень щебень и крупная галька мелкая галька и мелкий щебень	20—10 см 10—6 см 6—4 см
	гравийные (окатанные) и хрящеватые (угловатые)	40—2 мм	крупные средние мелкие очень мелкие	40—20 мм 20—10 мм 10—4 мм 4—2 мм
Мезоструктурные	песчаные	2—0,05 мм	грубые крупные средние мелкие тонкие	2—1 мм 1—0,5 мм 0,5—0,25 мм 0,25—0,1 мм 0,1—0,05 мм
	пылеватые	0,05— 0,001 мм	крупные мелкие иловатые	0,05—0,01 мм 0,01—0,005 мм 0,005—0,001 мм
Микроструктурные	глинистые	<1 мкм	собственно глина коллоидная глина	1—0,25 мм <0,25 мкм

ет, что граница между макро- и мезоструктурными элементами совпадает с границей между гравийной и песчаной фракциями. К гравийной фракции относятся частицы крупнее 2 мм. Они практически не обладают молекулярной влагоемкостью и капиллярным поднятием воды; водопроницаемость их очень велика. Частицы песчаной фракции обладают молекулярной влагоемкостью и капиллярным поднятием воды.

Граница между мезо- и микроструктурными элементами совпадает с границей между пылевой и глинистой фракциями.

В. Р. Вильямс (1893) к глинистой фракции отнес частицы < 1 мкм на основании того, что начиная с этого размера частицы по своим свойствам близки к коллоидам, и в частности в суспензии обладают броуновским движением. Позднее многие исследователи отмечали, что именно частицы < 1 мкм резко отличаются по своим свойствам от более крупных. Таким образом, микроструктуру обуславливают частицы породы, обладающие свойствами, которые присущи коллоидным системам. Частицы пылевой фракции такими свойствами не обладают. По размеру они занимают промежуточное положение между глинистой и песчаной фракциями и по своим свойствам более близки к песчаной фракции, чем к глинистой. Поэтому пылевая и песчаная фракции объединяются одним общим понятием «мезоструктура». Границей между этими фракциями следует считать частицы, имеющие размер 0,05 мм; частицы $< 0,05$ мм обладают слабой водопроницаемостью и с трудом отдают воду.

Среди структурных элементов выделяются агрегаты и блоки в зависимости от ориентированности слагающих их частиц. В агрегатах текстура беспорядочная; в них обычно присутствуют пылевые или песчаные частицы, вокруг которых группируются глинистые частицы и состоящие из них ультрамикроагрегаты и ультрамикроблоки (рис. 4).

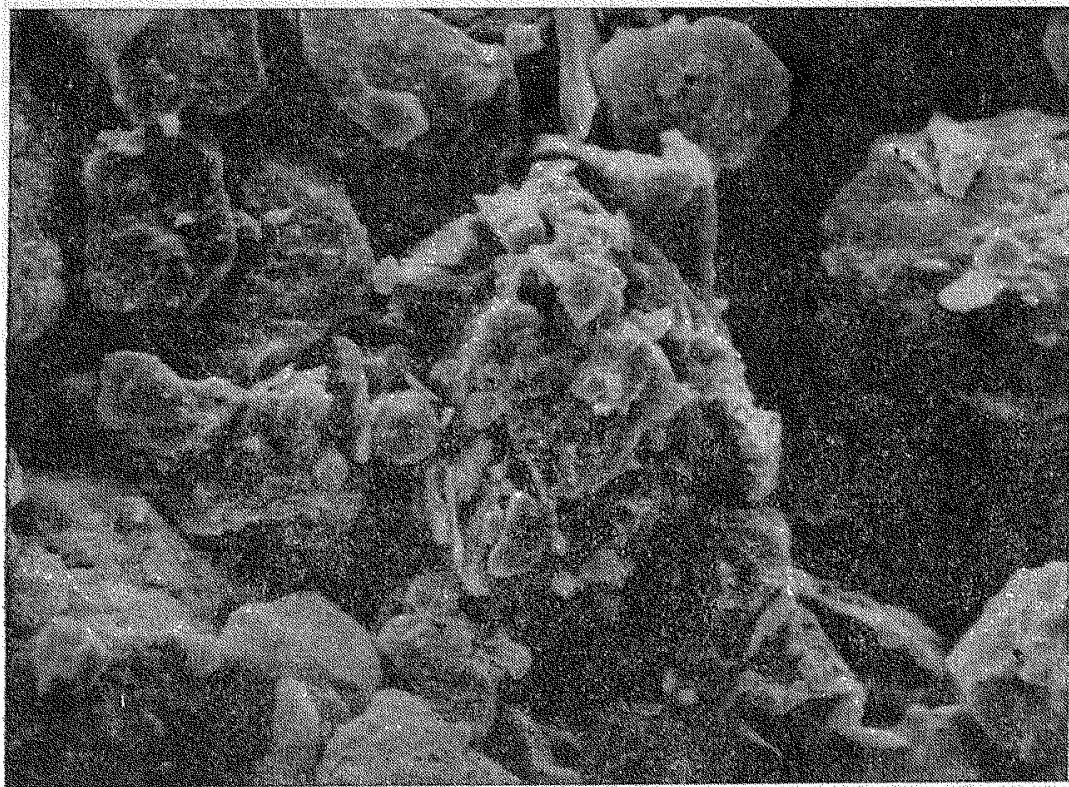


Рис. 4. Микроагрегаты глинисто-пылевых частиц в лёссе, ув. 1000 \times

Блоки состоят из аксиальноориентированных, как правило, глинистых частиц (рис. 5).

Вследствие присутствия в дисперсных грунтах гранулометрических (первичных) и агрегированных (вторичных) элементов их дисперсность характеризуется гранулометрическим и микроагрегатным составом.

При характеристике гранулометрического состава породы должны учитываться только первичные частицы. Одной из важнейших задач

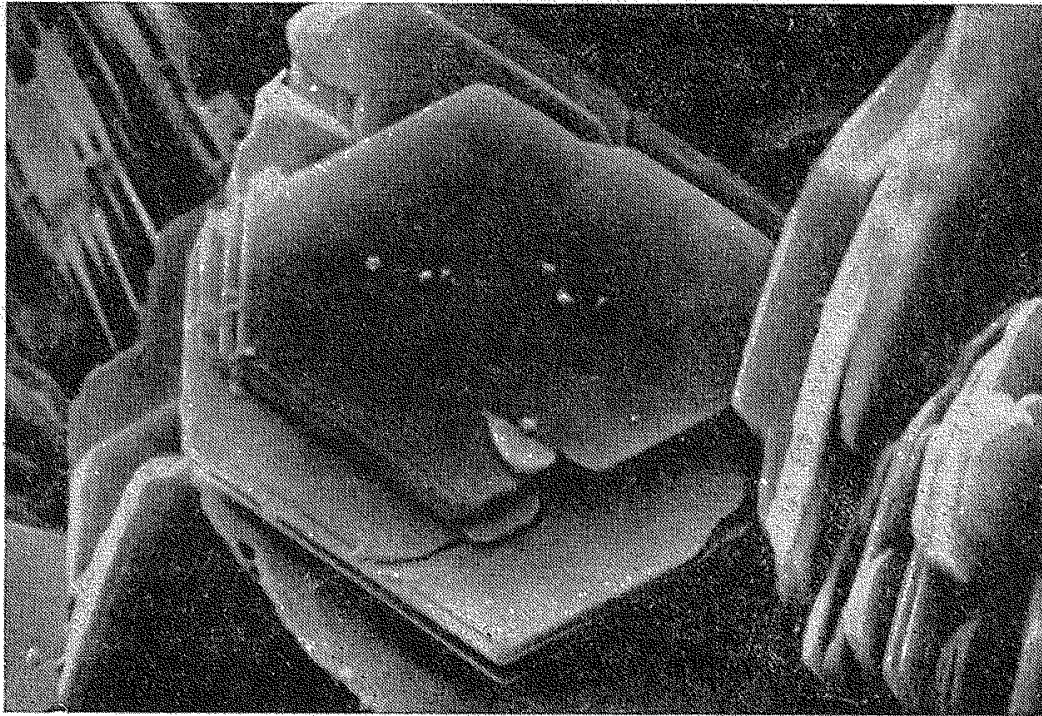


Рис. 5. Микроблоки каолиновых частиц, ув. 7500^x

при определении гранулометрического состава является правильное проведение специальной обработки образца породы, позволяющей разрушать агрегаты и тем самым учитывать при анализе все первичные частицы, находившиеся как в свободном, так и в агрегированном состоянии. Число и размер первичных частиц в породе определяют ее возможную максимальную (предельную) дисперсность. Когда наряду с первичными частицами в породе учитываются также агрегированные элементы, относящиеся преимущественно к микро- и мезоструктуре, то определяется ее микроагрегатный состав, т. е. дисперсность породы, присущая ей в данное время.

При инженерно-геологической характеристике горных пород необходимо знать как гранулометрический, так и микроагрегатный состав. То обстоятельство, что гранулометрический состав показывает предельную дисперсность пород, делает его удобным классификационным показателем. Микроагрегатный состав отражает степень агрегированности породы при данных условиях.

Таблица 3

Сравнительные данные микроагрегатного и гранулометрического состава грунтов

Название породы	Определяемый состав	Содержание частиц (%) диаметром (мм)					
		1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
Каолиновая глина	микроагрегатный	0,5	8,0	20,0	20,0	36,5	15,0
	гранулометрический	0,5	8,0	18,5	12,0	26,0	35,0
Лёссовидный суглинок	микроагрегатный	17,0	41,0	21,0	7,5	12,5	1,0
	гранулометрический	14,0	26,0	20,0	8,0	13,0	19,0

Для высокодисперсных пород: супесей, суглинков, лёссов, глин — содержание частиц в различных фракциях по данным гранулометрического и данным микроагрегатного анализов может существенно отличаться (табл. 3). Это связано с тем, что при разрушении агрегатов увеличивается содержание частиц в глинистой фракции и соответственно уменьшается количество частиц в пылевой и песчаной фракциях.

Важным показателем строения всех грунтов является наличие пустот, которые по своему характеру могут быть поровыми или трещинными.

Пористость и трещиноватость грунтов. Структурные элементы, слагающие грунты, при неплотном прилегании друг к другу образуют промежутки различной величины, которые называются порами. Суммарный объем всех пор в единице объема, независимо от их величины и степени заполнения, называется общей пористостью пород.

Величина пористости (n) определяется следующим образом:

$$n = \frac{\text{объем пор в грунте}}{\text{общий объем грунта}} 100 \%$$

Часто пористость характеризуется коэффициентом пористости, или приведенной пористостью (ε):

$$\varepsilon = \frac{\text{объем пор в грунте}}{\text{объем минеральной части грунта}}$$

Плотность грунта (Δ) — это масса единицы объема грунта с естественной влажностью и ненарушенным сложением, т. е.

$$\Delta = \frac{g}{V} \text{ г/см}^3,$$

где g — масса грунта, V — его объем. Ее величина зависит от минерального состава, влажности и характера сложения (пористости) грунтов; с увеличением содержания тяжелых минералов, степени заполнения пор водой и уменьшением пористости плотность грунта увеличивается.

Плотность скелета грунта δ называется масса минеральной части в единице объема грунта при естественной структуре:

$$\delta = \frac{g}{V} \text{ г/см}^3.$$

Плотность скелета грунта — величина более постоянная по сравнению с плотностью грунта и обычно вычисляется по данным плотности и влажности грунта по формуле

$$\delta = \frac{\Delta}{1 + 0,01 W} \text{ г/см}^3,$$

где W — влажность в процентах.

Пористость (n) рассчитывается по формуле $n = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} 100\%$, а коэффициент пористости (ε) — по формуле $\varepsilon = \frac{\gamma - \delta}{\delta}$. В обоих случаях γ — плотность минеральной части грунта.

Размеры пор, связь их со структурными элементами и зависимость от дисперсности и генезиса пород показаны в табл. 4.

Типы пор дисперсных грунтов

Название пор	Размер пор	Связь пор со структурой породы	Движение воды в порах	В каких породах преобладают
Макропоры	>1 мм	поры, между обломками горных пород, макро- и мезоструктурными элементами и остатками растительных организмов	свободное движение гравитационной воды; капиллярное поднятие воды практически отсутствует	крупнообломочные; биогенные; лёссовые
Мезопоры	1—0,01 мм	поры, образуемые мезоструктурными элементами, песчаными и пылеватыми зёрнами, остатками растительных организмов	движение гравитационной воды происходит при определенном напоре. Капиллярное поднятие происходит быстро на небольшую высоту	песчаные; лёссовые; биогенные
Микропоры	10—0,1 мкм	поры, образуемые микроагрегатами и микроблоками, отдельными минеральными частицами, остатками растительных и животных организмов	капиллярное поднятие воды происходит медленно на большую высоту. Движение гравитационной воды отсутствует	органо-химические и слаботермические; глинистые; биогенные
Ультракапиллярные поры	<0,1 мкм	поры микроагрегатов и микроблоков	поры заполнены связанной водой	глинистые

От общей пористости и размера пор зависят свойства грунтов. По величине пористости судят о степени уплотнения пород и их сжимаемости в различных условиях. С величиной пористости тесно связаны водо- и газопроницаемость пород, их термические и электрические свойства и др. Значения общей пористости горных пород изменяются в очень широких пределах — от долей процента до 90%. Наиболее низкую пористость (1—3%) имеют большинство нетрещиноватых интрузивных и метаморфических пород. Как видно, пористость имеют все грунты, но наибольшая она у дисперсных грунтов; для них ее значение колеблется от 20 до 90%.

Трещиноватость тоже свойственна почти всем грунтам, но, в отличие от пористости, она имеет наибольшее значение, для скальных грунтов. Многие породы с кристаллизационными структурными связями (особенно магматические и метаморфические) при пористости 1—5% могут иметь трещинную пустотность, достигающую 10—20%. Разумеется, что проницаемость, термические и механические свойства таких пород будут определяться не столько их пористостью, сколько трещиноватостью.

При изучении горных пород бывает трудно разделить трещинную и поровую пустотность, поскольку трещиноватость может рассматриваться как линейная пористость. В этом случае приходится указывать общую пустотность породы.

По ширине трещины подразделяются на тонкие (<1 мм), мелкие (1—5 мм), средние (5—20 мм), крупные (20—100 м) и очень крупные

(>100 мм). При изучении трещинной пустотности пород следует определять генетический тип трещин, так как с этим связаны их глубина, протяженность, ширина и т. д.

§ 5. ВОДА В ГРУНТАХ

Классификация воды в грунтах. В грунтах содержатся различные виды воды. В современной литературе существует несколько классификаций воды в грунтах. Ниже предлагается следующая:

I. Вода в форме пара.

II. Связанная вода:

- 1) прочносвязанная (гигроскопическая) вода,
- 2) слабосвязанная вода,
- 3) капиллярная вода.

III. Свободная (гравитационная) вода.

IV. Вода в твердом состоянии.

V. Кристаллизационная вода и химически связанная вода.

Вода в форме пара. Содержание водяного пара в грунте не превышает 0,001% от всей массы грунта. Несмотря на это, вода в форме пара играет большую роль в процессах, протекающих в грунтах, так как она, во-первых, является единственной формой воды, которая способна передвигаться в грунте при незначительной его влажности, и, во-вторых, потому, что путем конденсации пара на поверхности грунтовых частиц образуются другие виды воды, в частности связанная вода.

Связанная вода. Особенно много ее содержится в глинистых породах. Присутствие различных категорий связанной воды в глинистых и других породах резко изменяет их состояние и свойства. Поэтому изучение связанной воды имеет большое практическое значение.

Подвижность молекул связанной воды всегда значительно меньше, чем подвижность молекул свободной воды, но больше, чем молекул льда или воды кристаллогидратов. С уменьшением влажности подвижность молекул связанной воды уменьшается и только при влажности, соответствующей «островному» характеру расположения прочносвязанной воды, подвижность молекул возрастает вдоль поверхности частицы.

Связанную воду следует подразделять на прочносвязанную, слабосвязанную и капиллярную в зависимости от энергии связи молекул воды с твердыми частицами.

Прочносвязанная вода. Максимальное количество прочносвязанной воды в грунтах примерно соответствует величине максимальной гигроскопичности ($W_{\text{мг}}$), т. е. той влажности грунта, которая образуется при адсорбции частицами парообразной воды, при относительной ее упругости, близкой 100%. Гигроскопическая влажность грунта характеризует то количество прочносвязанной воды, которое содержится в нем в обычных лабораторных условиях; чаще всего это количество составляет примерно половину всей прочносвязанной воды.

Прочносвязанная вода, удерживаемая под большим давлением, качественно отличается от обычной свободной воды. По своим свойствам она ведет себя как твердopodobное тело, но ее строение отличается от строения льда. Прочносвязанная вода обладает значительной вязкостью, упругостью и прочностью на сдвиг. На расстоянии 40—60 Å от поверхности частицы вязкость воды примерно в три раза больше вязкости свободной воды.

Диэлектрическая проницаемость (ϵ) прочносвязанной воды намного меньше ϵ свободной воды, которая в среднем принимается за 81.

Замерзание связанной воды зависит от минерального состава грунта. Замерзание практически всей жидкой воды происходит у каолинита в интервале от -10 до -20° ; в монтмориллоните при -70° еще содержится около 7% незамерзшей воды.

Прочносвязанная вода неоднородна. Прочносвязанная вода на-ибольшего уровня энергии связи образуется, когда молекулы воды вступают в координационные связи с поверхностными атомами кристаллической решетки. Ее можно назвать «водой боковых сколов глинистых минералов». Эта категория прочносвязанной воды характеризуется наименьшей подвижностью и свойствами, резко отличными от свойств свободной воды.

Второй вид прочносвязанной воды — это вода «ближней» гидратации ионов (преимущественно катионов), образующаяся при гидратации обменных катионов. По своей подвижности и свойствам она близка к воде первой категории. Вода боковых сколов глинистых минералов и вода «ближней» гидратации ионов суммарно составляют 1/10 часть от максимальной гигроскопической влажности грунтов. Установлено, что присутствие этих категорий прочносвязанной воды в глинистых, лёссовых и других высокодисперсных грунтах существенно не снижает прочность; величина прочности остается близкой к максимальной. Это связано с тем, что обе описанные категории прочносвязанной воды не образуют вокруг частиц сплошную пленку воды, а располагаются «островами», приуроченными к наиболее энергетически активным местам частицы — к боковым сколам кристаллической решетки и обменным катионам.

Прочносвязанная вода, располагающаяся по базальным поверхностям глинистых минералов и взаимодействующая преимущественно через водородные связи со структурными группами ОН и О их поверхности, называется водой базальных поверхностей глинистых минералов. Уровень энергии связи воды базальных поверхностей глинистых минералов с частицами меньше, чем у первых двух видов прочносвязанной воды, но значительно больше, чем у рыхлосвязанной воды. С образованием воды базальных поверхностей глинистых минералов вокруг их частиц возникают сплошные пленки прочносвязанной воды. Величина ионно-электростатических связей между частицами уменьшается, и вследствие этого снижается прочность грунтов.

Содержание прочносвязанной воды увеличивается с увеличением содержания глинистых минералов с раздвижными кристаллическими решетками, с ростом дисперсности породы и с увеличением среди обменных ионов трех- и двухвалентных катионов и H^+ (см. § 7). Наибольшую величину $W_{\text{мг}}$ будут иметь Са-монтмориллонитовые глины.

Слабосвязанная вода имеет меньший уровень энергии связи, чем прочносвязанная вода. Слабосвязанная вода по своим свойствам резко отлична от прочносвязанной и имеет плотность, близкую к плотности свободной воды; по своим свойствам она мало отличается от последней.

Слабосвязанная вода подразделяется на вторично ориентированную воду полислоев и воду, удерживаемую осмотическими силами.

Вторично ориентированная вода полислоев образуется вокруг частиц благодаря дальнедействующим поверхностным силам минералов, обуславливающим упорядоченность молекул воды даже на значительном расстоянии от поверхности. Она образует вокруг частиц как бы пленку, и поэтому А. Ф. Лебедев назвал ее «пленочной»

водой. Этот вид связанной воды характеризуется малой связью с поверхностью, значительной подвижностью, но по структуре и свойствам отличается от свободной воды. Температура замерзания вторично ориентированной воды полислоев $-1,5^{\circ}$.

Присутствие вторично ориентированной воды полислоев обуславливает дальнейшее снижение прочности грунтов. У грунтов появляется липкость, если тело прижимается к ним под достаточно высоким давлением (более 5 МПа). При этом максимальное значение липкости будет при влажности максимальной молекулярной влагоемкости ($W_{\text{ММВ}}$).

Максимальная молекулярная влагоемкость грунтов ($W_{\text{ММВ}}$) — это суммарное содержание всех видов прочносвязанной воды и ориентированной воды полислоев. Величина максимальной молекулярной влагоемкости зависит от дисперсности породы и состава обменных катионов: с увеличением дисперсности и количества одновалентных ионов среди обменных катионов содержание слабосвязанной воды в глинистых породах, лёссах и почвах увеличивается (см. § 3). Величина $W_{\text{ММВ}}$ будет наибольшей у Na-монтмориллонитовых глин.

Второй вид слабосвязанной воды — осмотическая вода, образуется в результате проникновения молекул воды из раствора в диффузный слой мицеллы (минеральная частица, окруженная адсорбционным и диффузным слоями ионов), где концентрация ионов оказывается большей, чем в растворе. Она очень слабо связана с поверхностью частиц, поскольку с ней связаны окружающие частицы — ионы. Подвижность осмотической воды близка к подвижности свободной воды, по структуре и свойствам она не отличается от последней.

Присутствие в грунтах осмотической воды обуславливает у них небольшую прочность, липкость и пластичность в определенном диапазоне влажности. Пластичность глинистых и лёссовых грунтов, а также почв начинается при влажности выше величины максимальной молекулярной влагоемкости.

Капиллярная вода подразделяется на три разновидности: вода углов пор, подвешенная вода, собственно капиллярная вода.

Вода углов пор обычно образуется в местах соприкосновения частиц в виде отдельных капель, занимающих суженные части пор и ограниченных менисками. Движение газов в порах свободное, вода находится в защемленном состоянии.

Подвешенная вода отличается от собственно капиллярной тем, что не имеет непосредственной связи с уровнем грунтовых вод, вследствие чего не может питаться ими.

Собственно капиллярная вода поднимается кверху от уровня грунтовых вод. В практике инженерно-геологических исследований капиллярное поднятие воды характеризуется максимальной величиной и скоростью капиллярного поднятия.

Высота капиллярного поднятия в среднезернистых песках равна 0,15—0,35 м, в мелкозернистых — 0,35—1,0 м, в супесях она возрастает до 1—1,5 м, в суглинках — до 3—4 м. В глинах вода может подниматься на высоту до 8 м, а в лёссах — до 4 м (за два года).

Все три категории капиллярной воды обуславливают капиллярные структурные связи, которые рассматриваются ниже.

Влажность грунта, у которого все капиллярные поры заполнены водой, называют капиллярной влагоемкостью. Капиллярная влагоемкость различных грунтов определяется величиной их капиллярной пористости и в конечном итоге их составом и структурой, а величи-

на капиллярного поднятия зависит от гранулометрического состава, минерального состава и состава обменных катионов.

Влияние минерального состава на величину капиллярного поднятия двоякое: за счет формы частиц, присущей различным минералам, и их неодинаковой смачиваемости. У песчаных частиц крупнее 0,25 мм высота капиллярного поднятия изменяется по следующей закономерности: слюда > окатанный кварц > полевой шпат > остроугольный кварц. Величина краевого угла смачивания изменяется от 13 до 58° в зависимости от минерального состава и различного состояния поверхности частиц. Состав обменных катионов влияет на высоту капиллярного поднятия в глинистых и лёссовых породах неодинаково, в зависимости от их гранулометрического состава. Капиллярное поднятие у пылеватых песков, супесей, суглинков при замене агрегирующих катионов (Ca^{++}) на диспергирующие (Na^+) возрастает. У глин, наоборот, вследствие того что при диспергации микропоры переходят в ультракапиллярные поры, поднятие капиллярной воды снижается или прекращается вовсе.

Свободная (гравитационная) вода подразделяется на просачивающуюся воду и воду грунтового потока. Просачивающаяся вода находится преимущественно в зоне аэрации и передвигается под влиянием силы тяжести сверху вниз. Это движение продолжается до тех пор, пока она не встретит на своем пути слой грунта, обладающий малой водопроницаемостью, — фактически водонепроницаемый, водонепроницаемый горизонт. После этого дальнейшее движение воды происходит под влиянием напора в виде грунтового потока. Слой грунта, в котором движется вода грунтового потока, называется водонесным горизонтом.

Просачивающаяся вода оказывает локальное воздействие на толщу пород. В частности, глинистые, лёссовые и другие связные грунты теряют прочность лишь на пути ее движения. Вода грунтового потока оказывает воздействие на весь пласт в целом, по которому она движется. Способность грунтов пропускать через себя воду называется водопроницаемостью, а движение воды в грунтах под действием напора — фильтрацией. Фильтрация в полностью водонасыщенных грунтах при ламинарном режиме движения подчиняется закону Дарси:

$$V_{\phi} = K_{\phi} \frac{\Delta H}{l} = K_{\phi} J,$$

где V_{ϕ} — скорость фильтрации, см/с; K_{ϕ} — коэффициент фильтрации, см/с; $J = \frac{\Delta H}{l}$ — градиент напора при разности напоров ΔH и длине пути фильтрации l .

Коэффициент фильтрации K_{ϕ} является мерой водопроницаемости грунта и равен скорости движения воды при градиенте напора, равном единице. K_{ϕ} измеряется в сантиметрах на секунды или метрах на сутки. Величина коэффициента фильтрации для различных грунтов изменяется в широких пределах (табл. 5).

По химическому составу гравитационная вода может быть различной. В ней среди катионов чаще всего встречаются Ca^{2+} и Mg^{2+} , затем Na^+ и K^+ , а среди анионов — Cl^- , SO_4^{2-} и HCO_3^- . Растворенные в воде соли находятся в подвижном равновесии с твердой составляющей грунтов и взаимодействуют с ней. В гравитационной воде в коллоидном состоянии находятся кремнекислота и полуторные окислы.

Коэффициент фильтрации различных грунтов и характеристика их водопроницаемости
(по Н. Н. Маслову)

Грунты	K_f , м/сут	Характеристика грунтов по водопроницаемости
Глины, монолитные скальные грунты	$< 5 \cdot 10^{-5}$	практически водонепроницаемые
Суглинки, тяжелые супесч, нетрещиноватые песчаники	до $5 \cdot 10^{-3}$	весьма слабопроницаемые
Супеси, слаботрещиноватые глинистые сланцы, песчаники, известняки и т. д.	до 0,5	слабопроницаемые
Пески тонко- и мелкозернистые, трещиноватые скальные грунты	до 5	водопроницаемые
Пески среднезернистые, скальные грунты повышенной трещиноватости	до 50	хорошо водопроницаемые
Галечники, гравелистые пески, сильнотрещиноватые скальные грунты	> 50	сильнопроницаемые

Среднее значение рН для грунтовых вод колеблется около 7. С повышением общей минерализации значение рН увеличивается. В районах развития известняков, солонцеватых глин и солонцовых почв величина рН природной воды может достигать 9—10.

Максимально возможное содержание в грунте связанной, капиллярной и гравитационной воды при полном заполнении пор называют полной влагоемкостью грунта. При полной влагоемкости глинистых грунтов прочность может практически отсутствовать и они будут вести себя как текучие тела.

При температуре грунта ниже 0° гравитационная вода замерзает и содержится в нем в виде льда. Лед может содержаться в грунте в виде отдельных кристаллов или в виде прослоев чистого льда, достигающих местами значительной мощности. Кристаллы льда в большинстве случаев играют роль цемента, скрепляющего минеральные частицы друг с другом. Поэтому свойства грунтов резко изменяются при изменении фазового состояния воды. Эта проблема настолько большая, сложная и практически важная, что является предметом изучения другой науки — мерзлотоведения.

Кристаллизационная вода и химически связанная (конституционная) вода принимают участие в строении кристаллических решеток различных минералов. Кристаллизационная вода входит в состав минералов типа $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (гипс). Кристаллизационная вода, участвуя в построении кристаллической решетки минералов, сохраняет свою молекулярную форму. Химически связанная вода входит в гидраты типа гидроокисей $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Молекулы ее в результате химической реакции распадаются на ионы H^+ и OH^- . Химически связанная вода не сохраняет своего молекулярного единства. Эти категории воды имеют некоторое инженерно-геологическое значение, но главным образом изучаются в минералогии в связи с исследованиями содержащих их минералов.

§ 6. ОБМЕННЫЕ ИОНЫ В ГРУНТАХ И ВЛИЯНИЕ ИХ НА МИКРОСТРОЕНИЕ И СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Высокодисперсные минеральные частицы грунтов при взаимодействии с водой приобретают строение, характерное для коллоидных

мицелл. Ионы, входящие в состав мицеллы, участвуют в обменных реакциях с ионами водных растворов.

Общее количество ионов в грунте, способных к обмену в данных условиях, называют емкостью поглощения, или емкостью обмена грунта. Емкость поглощения выражается в миллиграмм-эквивалентах на 100 г абсолютно сухого грунта и определяется в нейтральной среде, т. е. при $pH=7$. Величина емкости поглощения грунтов обычно не превышает 100 мг·экв на 100 г навески. И лишь у минералов группы монтмориллонита достигает 150 мг·экв на 100 г.

Среди обменных ионов резко преобладают катионы. Поэтому обычно рассматривается механизм катионного обмена.

Исследования природы обменных реакций показывают, что обмен ионов может происходить как на внешних поверхностях кристаллов слоистых силикатов, так и в межслоевом пространстве этих минералов (рис. 6). Механизм катионного обмена во многом зависит от характера

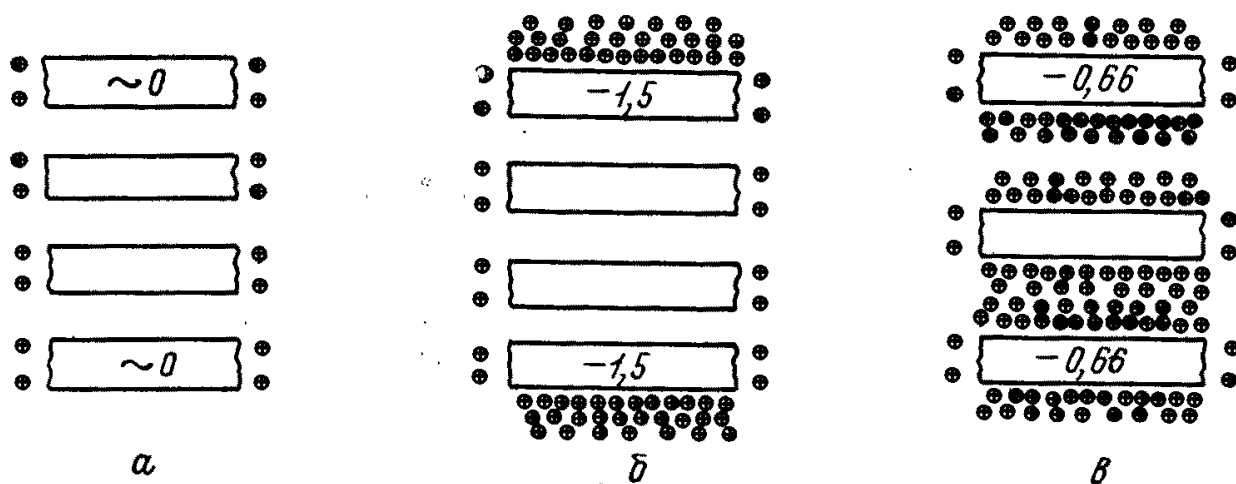


Рис. 6. Схема катионного обмена на частицах каолинита (а), гидрослюд (б) и монтмориллонита (в); а, б — экстрамицеллярный обмен; в — интрамицеллярный обмен

кристаллических решеток минералов. Выше указывалось, что частицы каолинита имеют жесткую кристаллическую решетку; доступ находящихся в растворе ионов в межслоевые пространства исключен. Поэтому обменные реакции у частиц каолинита протекают только на внешних поверхностях кристаллов (по их боковым сколам). Отсюда емкость поглощения каолинита небольшая — 3—15 мг·экв на 100 г.

Гидрослюды имеют также жесткую кристаллическую решетку, но их базальные поверхности несут значительный отрицательный заряд, который возникает благодаря нескомпенсированности зарядов внутри кристаллической решетки при замещении Si^{4+} на Al^{3+} , а Al^{3+} ионами более низкой валентности. Вследствие этого ионный обмен у гидрослюд происходит не только по сколам, но и по всей площади базальных плоскостей. Емкость поглощения гидрослюд значительно превышает емкость поглощения каолинита; величина ее составляет 10—40 мг·экв на 100 г. В обоих рассмотренных случаях обмен происходит на внешней поверхности частиц.

У монтмориллонита изоморфные замещения происходят в меньшей степени, чем у гидрослюд, поэтому его базальные поверхности имеют несколько меньший отрицательный заряд, чем базальная поверхность гидрослюд, но вследствие подвижного характера кристаллической решетки для обменных реакций оказываются доступными не только

внешняя, но и все внутренние поверхности структурных слоев. Величина емкости обмена в этом случае наибольшая, для монтмориллонита она составляет 80—150 мг·экв на 100 г.

Состав обменных катионов определяется минеральным составом грунтов и составом поровой воды. Чаще всего среди обменных катионов находятся Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , H^+ .

Образование рыхлосвязанной воды происходит в диффузном слое ионов, с мощностью которого непосредственно связано ее количество. Чем больше мощность диффузного слоя ионов, тем больше образуется вокруг грунтовой частицы рыхлосвязанной воды. Мощность диффузного слоя ионов при прочих равных условиях возрастает с уменьшением валентности ионов, и, следовательно, количество рыхлосвязанной воды, образующейся при гидратации грунтовых частиц, будет изменяться в зависимости от состава обменных катионов по следующему ряду: катион⁺ > катион²⁺ > катион³⁺. Эта же зависимость справедлива и для общего количества связанной воды, так как рыхлосвязанной воды всегда содержится значительно больше, чем прочносвязанной.

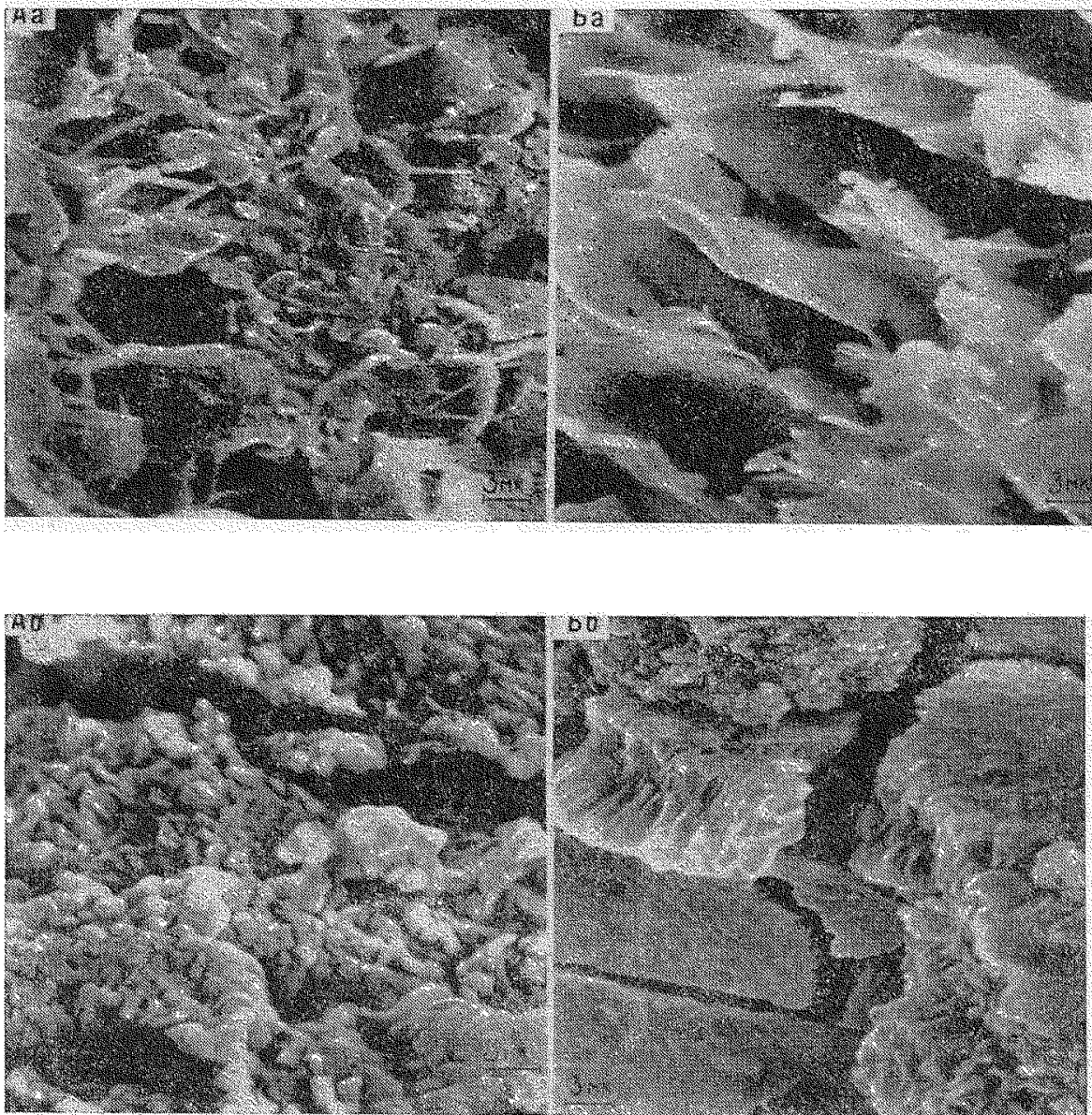


Рис. 7. Микротекстура каолинитовой глины (А) и монтмориллонитовой глины (Б), насыщенной Na^+ (а) и Ca^{2+} (б)

Образование мощных оболочек связанной воды вокруг грунтовых частиц обуславливает распад микроагрегатов. Уменьшение оболочек связанной воды вокруг грунтовых частиц способствует обратному явлению — процессу коагуляции частиц, образованию микроагрегатов.

В природных грунтах наибольшее значение в качестве диспергатора имеет Na^+ , коагулятора — Ca^{2+} . При этом выход частиц глинистой фракции в процессе гранулометрического анализа при замене Ca^{2+} на Na^+ увеличивается до 8 раз, а коллоидных частиц иногда даже до 25 раз. Естественно, что при этом изменяется микростроение дисперсных грунтов. Это хорошо видно на фотографиях, сделанных на сканирующем электронном микроскопе (рис. 7). Во всех случаях Na- и Ca-глины имеют разное микростроение, что обусловлено диспергирующими и коагулирующими свойствами этих катионов.

Влияние обменных катионов на содержание в грунтах связанной воды, на характер микроструктуры и микротекстуры и свойства грунтов значительно больше в том случае, когда в глинистой фракции содержится монтмориллонит. При содержании в глинистой фракции каолинита роль обменных катионов в указанном отношении становится второстепенной.

§ 7. ГАЗОВЫЙ КОМПОНЕНТ В ГРУНТАХ И ВЛИЯНИЕ ЕГО НА СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Состав газов в грунтах. Различие в составе атмосферного воздуха и газов в грунтах прежде всего заключается в содержании CO_2 , O_2 и N_2 . Если в атмосферном воздухе углекислота составляет лишь сотые доли процента ($\sim 0,03\%$), то содержание ее в почвах и горных породах достигает десятых и даже целых процентов, а в почвенном воздухе почти 10%. Кислород и азот в толще грунтов содержатся в различных количествах. В почвенной части грунтовой толщи их, как правило, меньше, чем в атмосфере. Это объясняется тем, что в почве происходят процессы поглощения кислорода и азота, выделение углекислоты.

В состав газообразной компоненты входит также вода в форме пара.

Состояние газов в грунтах. Газы в порах грунтов могут находиться в свободном, адсорбированном и защемленном состояниях.

Адсорбированные газы удерживаются на поверхности грунтовых частиц под воздействием молекулярных сил. Благодаря этим силам в сухом грунте на поверхности частиц образуются полимолекулярные газовые пленки. Количество адсорбированных газов в грунтах зависит от их минерального состава, присутствия гумуса и других органических веществ, от дисперсности и величины пористости грунтов. Значительной адсорбционной способностью обладают окиси железа и органические вещества. Обычно содержание адсорбированных газов в почвах подзолистой полосы колеблется от 2 до 7 см^3 на 100 г почвы, а для черноземов — в пределах 8—15 см^3 на 100 г почвы. С ростом дисперсности грунта количество адсорбированных газов в нем увеличивается. Для кварцевого мелкозернистого песка содержание адсорбированных газов было определено в 1 см^3 на 100 г, т. е. в несколько раз меньше его обычного содержания в почвах.

При увлажнении грунта происходит вытеснение адсорбированных газов водной пленкой. У лёссовидного суглинка и глинистых грунтов количество адсорбированных газов уменьшается с увеличением влажности и при W_{MT} адсорбированные газы отсутствуют.

В том случае, когда увлажнение связано с капиллярным поднятием воды, вытесняемые из открытых пор газы свободно уходят в атмосферу. При одновременном избыточном увлажнении грунта снизу и сверху на отдельных его участках газы могут оказаться в замкнутом состоянии. В этом случае их называют «защемленными газами», или «защемленным воздухом», если это происходит в поверхностной части земной коры. Защемленные газы могут занимать значительные участки, внутри грунта или находиться только в небольших количествах в тончайших микропорах.

В отличие от адсорбированных газов, максимальное количество защемленных газов образуется при какой-то оптимальной влажности грунта. В опытах П. Ф. Мельникова (1960) глинистые и лёссовидные грунты, испытавшие одинаковое уплотнение, при небольшой влажности содержат наименьшие объемы защемленных газов. Например, при влажности суглинка 6—10% количество защемленных газов было 1—1,5% от объема образца. С увеличением влажности до 25—30% объем защемленных газов увеличился до 5—6% от объема образца или до 12—16% от объема пор. С дальнейшим увеличением влажности количество защемленных газов будет уменьшаться. При полном заполнении пор водой и при нулевой влажности защемленных газов в грунте не содержится. Защемленные газы могут занимать в глинистых грунтах 20—25% от объема пор.

Наличие в грунтах адсорбированных и защемленных газов обуславливает многолетнюю осадку насыпей из глинистых грунтов, деформации и разрывы земляных насыпей, уменьшение водопроницаемости грунтов.

Газы могут содержаться в растворенном состоянии также в воде, заполняющей поры грунтов. При этом изменяются ее свойства, и в частности фильтрационная способность. Для определения максимального значения K_f перед фильтрацией газ из воды должен быть удален.

§ 8. ВЛИЯНИЕ МАКРО- И МИКРООРГАНИЗМОВ НА СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Макро- и микроорганизмы составляют живую компоненту грунтов. Макроорганизмы живут в почве и подпочвенной толще; их влияние на состав, строение и свойства грунтов ограничивается несколькими метрами от дневной поверхности. Здесь оно может быть весьма значительным. Чтобы получить представление об этом воздействии, достаточно вспомнить, что огромное количество растений своими корнями пронизывает почву и подпочвенную часть горных пород, что животных на 1 га содержится от 12 млн. до 2 млрд. организмов, что в известных условиях роющая деятельность таких животных, как кроты, землеройки, мыши, может быть весьма интенсивной. Часто ход крота на склоне легкоразмываемых лёссов может явиться началом оврагообразования. Корни растений и животные, обитающие в почве и подстилающих горных породах, коренным образом изменяют инженерно-геологические свойства толщи, в которой они живут, обогащая ее органическим веществом и изменяя ее строение. Тем не менее влияние макроорганизмов на горные породы меньше, чем микроорганизмов.

Микроорганизмы могут существовать на большой глубине. Бактерии, окисляющие углеводороды и образующие горючие газы (CH_4 , H_2 , H_2S), прослеживались в разрезе Северного Устья до глубины 1100 м, а в водах Северного Кавказа — ниже 2000 м (Богданова и др., 1974).

Состав микроорганизмов, обитающих в почвах и горных породах, чрезвычайно разнообразен: это — бактерии, грибы, водоросли, дрожжи, вирусы и др.

Все микроорганизмы делятся на гетеротрофные и автотрофные. Развитие автотрофных микроорганизмов происходит за счет световой энергии или энергии окисления ряда неорганических соединений (водорода, серы, аммиака, железа и др.). Гетеротрофные микроорганизмы используют для своей жизнедеятельности различные органические вещества, их отдельные представители очень разнообразные по своим свойствам, могут развиваться как в присутствии, так и в отсутствие кислорода. Многие гетеротрофные микроорганизмы, обитающие в грунтах, способны развиваться в очень бедных питательными элементами растворах (концентрация органических веществ в растворе может составлять не больше 5 мг/л); это — олиготрофные микроорганизмы, обычно располагающиеся на поверхности минеральных частиц и получающие питание из омывающих их растворов.

Микроорганизмы могут существовать в грунтах при самых разнообразных условиях: одни — при температуре минус 7°, другие — в кипящих горячих источниках. Количество микроорганизмов может достигать сотен миллионов экземпляров в 1 г грунта до глубины 15—20 и возможно более метров. Они обитают в почвах и горных породах либо в поровых растворах, либо в адсорбированном состоянии на поверхности твердых частиц (рис. 8).

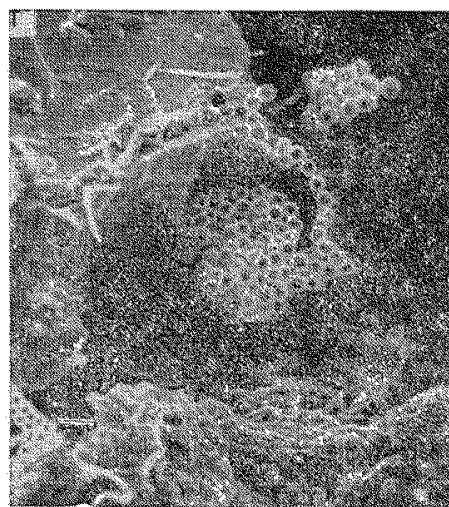
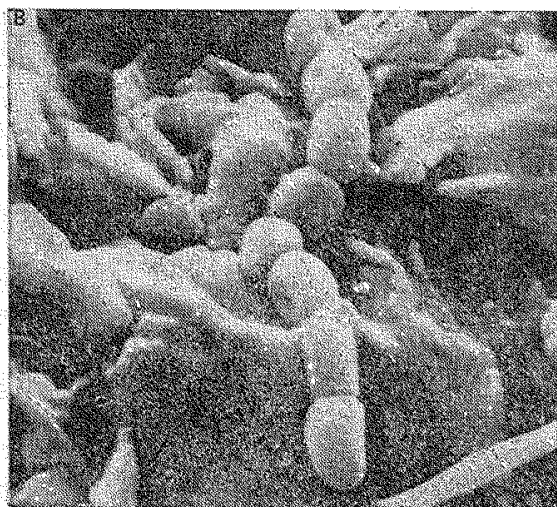
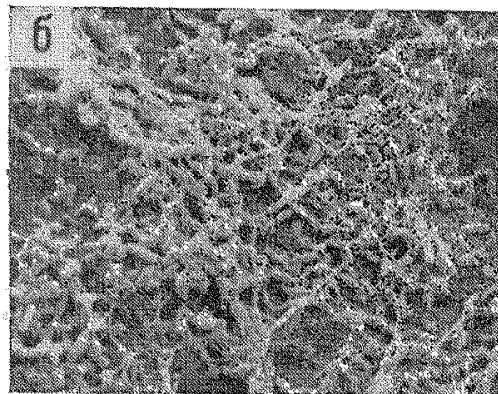
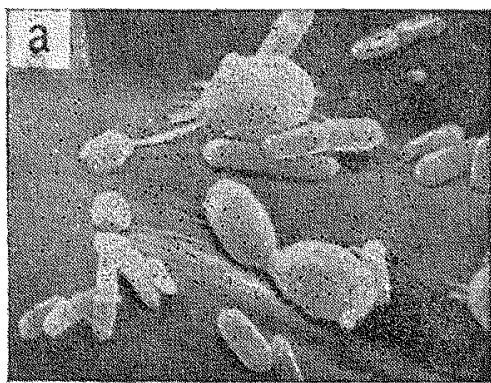


Рис. 8. Бактерии и дрожжи на поверхности минеральных частиц под электронным микроскопом (*a* — современные, ув. 5000 \times , *б* — в палеогеновых аргиллитах, ув. 5000 \times и *в* — ув. 10 000 \times); *г* — споры микроскопических грибов в песчаной породе (ув. 1000 \times)

Микроорганизмы, обитающие в поровых водах, способны изменять величину рН и превращать их в воды агрессивные, с высокой коррозионной активностью. Эта проблема возникла при строительстве Киевского метрополитена в палеогеновых песках, где вследствие деятельности тионовых бактерий появились агрессивные кислые воды.

Исследования роли микроорганизмов в образовании плывунов В. В. Радиной (1972) были официально признаны научным открытием, сущность которого заключается в том, что «в водонасыщенной дисперсной породе происходит накопление в виде пузырьков газообразных продуктов жизнедеятельности микроорганизмов, которые вызывают избыточное давление в жидкой фазе породы, являющееся энергетическим фактором ее подвижности».

По представлению В. В. Радиной, газообразные соединения, вырабатываемые микроорганизмами в водонасыщенной породе, частично уходят в атмосферу, частично сохраняются в виде заземленных пузырьков, рассеянных в поровой воде, частично в ней растворяются. Присутствие газа, создаваемого микроорганизмами, в воде приводит к увеличению давления в поровой воде до 0,4 МПа и более. Газообразные продукты жизнедеятельности микроорганизмов, накапливаясь в грунте и создавая повышенное давление в порах между частицами грунта, снижают тем самым трение между частицами грунта, т. е. снижают его сопротивление сдвигу, в результате чего может образоваться плывун.

Наблюдения за состоянием водонасыщенных дисперсных грунтов в основании бетонных плотин крупных ГЭС показывают их значительную загазованность. Это обстоятельство тоже можно связать с деятельностью микроорганизмов. Так, в иле пресноводных озер, находящихся на территории Марийской АССР, микробиологическое образование метана составляет 0,04—8 см³/л в сутки; по подсчетам в горизонте ила 0—20 см при площади озера 0,1 км² за год бактериями образуется более 70 000 м³ метана (Беляев, 1974). В основании сооружений этот процесс, конечно, протекает менее интенсивно, но, по-видимому, он имеет место, и поэтому возникает вопрос: не приведет ли со временем микробиологическая загазованность водонасыщенных дисперсных грунтов к их разупрочнению?

Механическая прочность грунтов может уменьшаться также за счет выделения микроорганизмами поверхностно-активных веществ. При известных условиях микроорганизмы способны, наоборот, увеличивать механическую прочность грунтов. Примером может явиться деятельность железобактерий, в результате которой в сильногумифицированных водоемах и болотах образуются ожелезненные прослои песчаников.

Еще более широкое развитие имеет в природе процесс агрегирования минеральных частиц под влиянием деятельности микроорганизмов. Этот процесс может происходить за счет склеивания частиц продуктами жизнедеятельности микроорганизмов (особенно полисахаридами) при адсорбции микроорганизмов на поверхности твердых частиц.

Д. Г. Звягинцев пришел к ряду интересных выводов. Оказывается, что 1 г почвы и глинистых минералов может поглотить до нескольких миллиардов микроорганизмов.

Адсорбционная способность грунта по отношению к микроорганизмам зависит от соотношения их видового состава с определенными глинистыми минералами, от их дисперсности, от рН среды, состава обменных катионов и размера капилляров. Так, наибольшей адсорбционной способностью обладают минералы группы монтмориллонита. Частицы кварцевого песка размером 50—100 мкм слабо поглощали бактериаль-

ные клетки, размером 1,5—50 мкм — сильно, а размером $< 1,5$ мкм (примерно равные бактериальным клеткам) совсем не поглощали бактерий. Существует значение рН, при котором в каждом конкретном случае микроорганизмы адсорбируются в наибольшем количестве. С увеличением валентности обменных катионов адсорбционная способность микроорганизмов возрастает. При размере капилляров < 5 мкм адсорбция микроорганизмов прекращается.

В результате адсорбции микроорганизмов на глинистых минералах образуются агрегаты размером до 50—100 мкм и более. Размер агрегатов увеличивается вместе с количеством микроорганизмов. Например, при концентрации микробных клеток в 1 млн/мл агрегаты монтмориллонитовой глины получались размером 10—20 мкм, а при концентрации 1000 млн/мл агрегаты достигали величины 100—200 мкм.

Способность микроорганизмов заполнять поры пород своей клеточной массой и продуктами своей жизнедеятельности, в результате чего повышается связность пород и уменьшается их водопроницаемость, находит уже практическое применение при эксплуатации нефтяных скважин. В США был разработан метод борьбы с обводнением скважин, основанный на закачке в пласт сульфатвосстанавливающих бактерий вместе с компонентами, образующими в порах породы нерастворимый осадок сульфида железа.

До настоящего времени микроорганизмы изучались в геологии главным образом как фактор, влияющий на образование рудных (железа, цветных металлов и др.) и нерудных (нефть, сера и др.) полезных ископаемых, как фактор, влияющий на ход процессов диагенеза и гипергенеза, и очень мало внимания им уделялось при инженерно-геологическом изучении горных пород и почв. Изложенный материал показывает, что живая компонента в грунтах, по-видимому, оказывает значительное влияние на их свойства, и поэтому изучение его в инженерно-геологических целях можно считать перспективным.

ГЛАВА 2

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. СТРУКТУРНЫЕ СВЯЗИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ВЛИЯНИЕ ИХ НА СВОЙСТВА ПОРОД

Состав горных пород, размер и расположение слагающих их частей, соотношение компонент в породах — все это определяет характер связей, существующих в породах, структурных связей. Структурные связи формируются при генезисе пород и под влиянием постгенетических процессов, и поэтому они являются тем фокусом, в котором отражаются инженерно-геологические особенности горных пород, возникающие в процессе их геологической «жизни». В то же время от их характера во многом зависят свойства горных пород. Структурные связи могут быть самыми различными — от прочных кристаллизационных, энергия которых соизмерима с внутрикристаллической энергией химической связи отдельных атомов, до очень слабых, едва проявляющихся в обычных условиях и не оказывающих влияния на связность пород.

Структурные связи являются важнейшей характеристикой горных пород. Известно, что прочность отдельных минеральных зерен (кристаллов), определяемая внутрикристаллическими химическими связями,

может быть весьма высокой, измеряемой десятками и сотнями МПа. Прочность магматических и метаморфических горных пород достигает 500 МПа, у осадочных сцементированных — 300—400 МПа. В то же время у некоторых дисперсных несцементированных пород она может быть близкой к нулю. Прочностные свойства пород определяются не только прочностью отдельных минеральных зерен и обломков, но и структурными связями. Структурные связи можно подразделить по своей природе на химические, или кристаллизационные, молекулярные, ионно-электростатические, электростатические, магнитные и капиллярные. Рассмотрим природу этих связей и как они влияют на свойства горных пород.

Химические (кристаллизационные) структурные связи. Этот тип структурной связи является наиболее прочным и в ряде случаев (например, в кварцитах, кристаллических известняках) не уступает по прочности внутрикристаллическим химическим связям. Химические структурные связи наиболее характерны для пород с кристаллизационной структурой, к которым относятся все магматические, метаморфические и часть осадочных (сцементированных) пород. Наличие прочных химических связей в этих породах между отдельными структурными элементами обуславливает их характерные инженерно-геологические свойства: высокую прочность, слабую сжимаемость, четко выраженные упругие свойства в определенных пределах нагрузок и т. д.

Характерной особенностью химической связи является проявление ее при небольших расстояниях между взаимодействующими атомами (порядка 0,5—3,5А), вследствие того что химическая связь осуществляется периферийными электронами атомов, называемых валентными электронами. При этом возможно образование четырех типов химической связи: ковалентной, металлической, ионной и водородной.

Поскольку химические связи между отдельными структурными элементами наиболее характерны для кристаллических горных пород (магматических, метаморфических и др.), то в дальнейшем изложении мы будем называть их кристаллизационными структурными связями.

Молекулярные структурные связи. При сближении атомов или двух микроскопических тел на расстояния, при которых еще нет перекрытия волновых функций, между ними возможно взаимодействие благодаря молекулярным (вандерваальсовским) силам.

Молекулярные силы являются дальнедействующими и проявляются на расстоянии до 3—4 тыс. А. По абсолютной величине энергия молекулярной связи значительно меньше энергии химической связи. Расчеты В. Н. Соколова (1974) показали, что молекулярные силы между глинистыми частицами размером 1—2 мкм могут обуславливать общую их прочность на разрыв $< 0,01$ МПа. Несмотря на это, молекулярные силы могут играть важную роль в структурных связях между частицами в тонкодисперсных грунтах, особенно на стадии формирования осадка. Величина их изменяется в зависимости от дисперсности и состояния пород, в частности от содержания связанной воды, которая может обуславливать расклинивающее действие, противоположное молекулярным силам. В наибольшей степени молекулярные силы проявляются в сухих тонкодисперсных грунтах.

Ионно-электростатические структурные связи. Возникновение ионно-электростатических структурных связей обусловлено наличием у коллоидных и глинистых частиц при взаимодействии их с растворами двойного электрического слоя.

В сухой породе ионы диффузного слоя являются связующими. При высушивании породы или ее уплотнении обменные катионы, распола-

гаясь между отрицательно заряженными глинистыми частицами, образуют между ними прочные электростатические мостики. Механизм образования структурной связности между частицами за счет ионно-электростатических сил во многом аналогичен межслоевым связям внутри кристаллов слюдяных минералов. Теоретический расчет сил ионно-электростатического притяжения отрицательно заряженных монтмориллонитовых частиц положительными обменными катионами и экспериментальные исследования показали, что структурные связи этого характера достаточно велики и прочность образцов на сжатие, изготовленных из частиц размером 1—2 мкм, в зависимости от минерального состава, плотности и состава обменных катионов изменялась от 0,1 до 25 МПа.

В настоящее время установлено, что отрицательный заряд у глинистых минералов всегда сохраняется на базальных поверхностях, а на сколах, которые являются наиболее энергетически активными местами, знак заряда меняется в зависимости от рН взаимодействующего с ними раствора. При $\text{pH} < 7$ он становится положительным, и тогда на сколах в двойном электрическом слое должны находиться анионы; при $\text{pH} > 7$ вокруг глинистого минерала адсорбируются только катионы (рис. 9). Этими представлениями можно объяснить образование в осад-

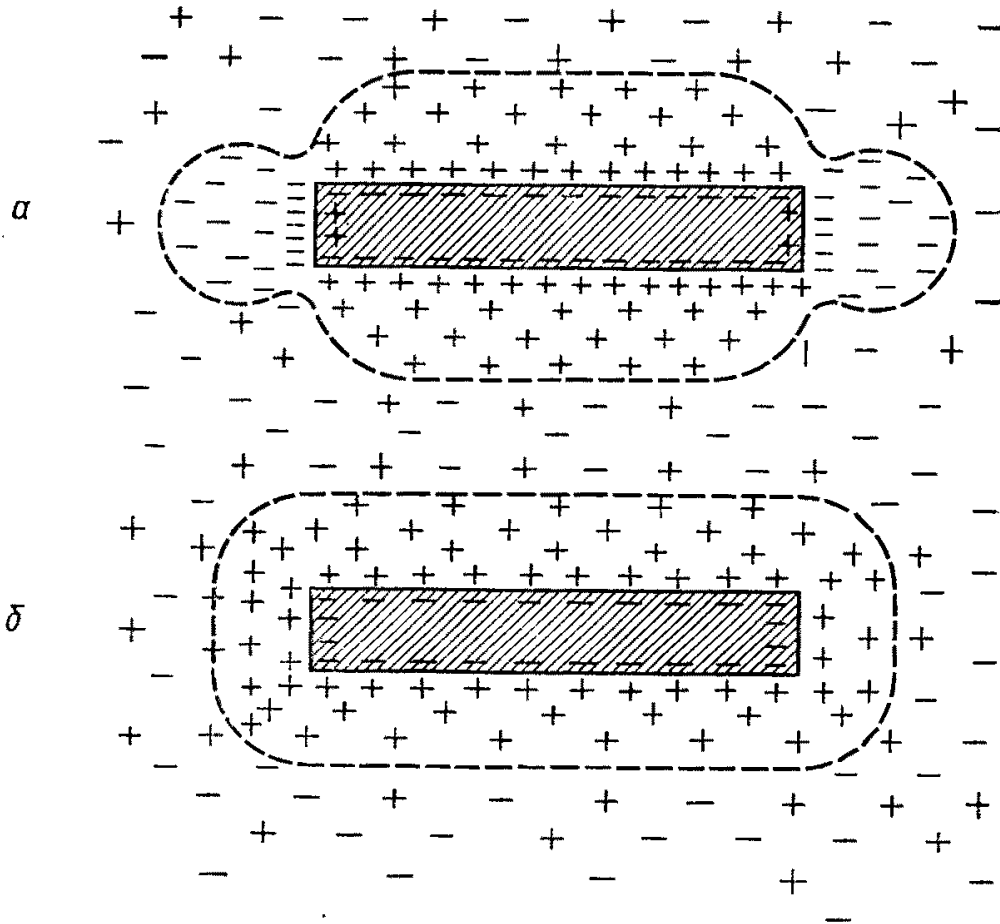


Рис. 9. Заряд глинистой частицы при различных значениях рН среды: а — при $\text{pH} < 7$; б — при $\text{pH} > 7$

ках микротекстуры «карточного домика», когда возникают контакты базис — скол (рис. 10).

Электростатические структурные связи. При непосредственном контакте минеральных частиц друг с другом их поверхности могут приобретать некоторый заряд вследствие контактной электризации.

Исследования, проведенные в этом направлении, показали, что все минеральные частицы в воздушно-сухом состоянии в результате трения приобретают электрический заряд, знак и величина которого зависят от ряда факторов: минерального состава, размера частиц и наличия адсорбированных пленок на их поверхности. Установлено, что при трении одни минералы (биотит, мусковит, гипс) заряжаются сильнее, другие — слабее (кварц, микроклин, роговая обманка), третьи занимают промежуточное положение (кальцит).

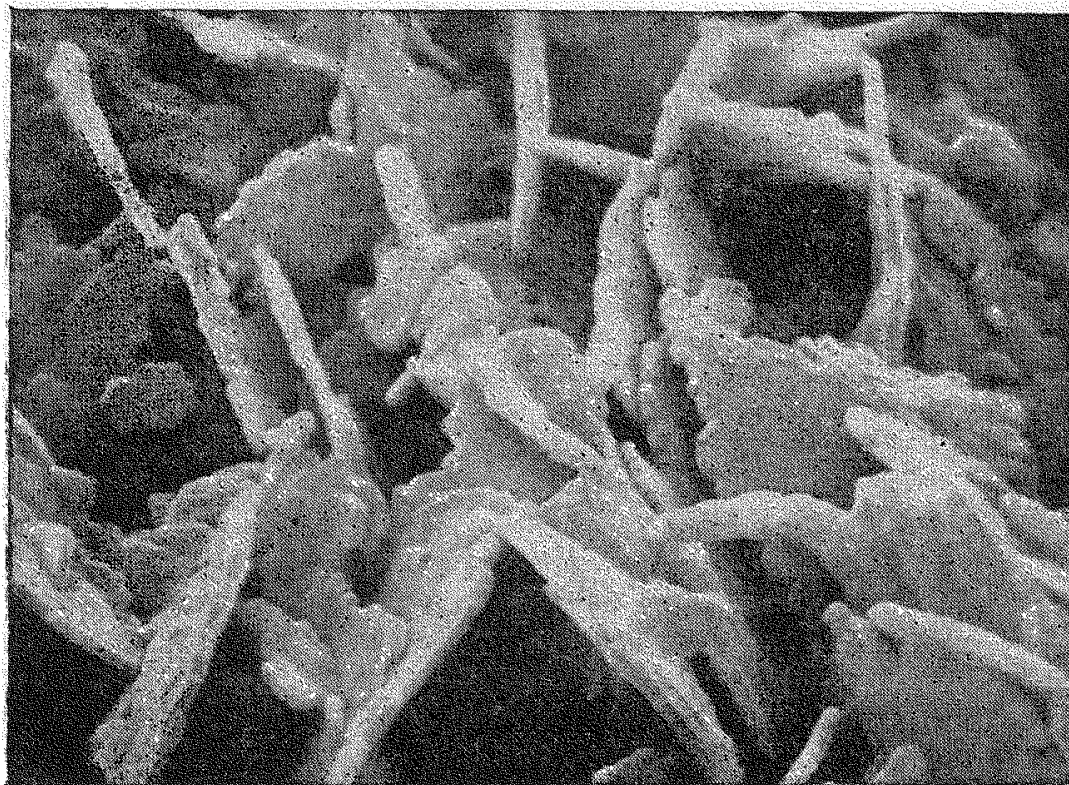


Рис. 10. Контакты типа базис — скол в Са-гидрослуде, ув. 10 000^x

По знаку заряда минералы также неодинаковы: кварц, роговая обманка и слюды имеют отрицательный заряд, кальцит и гипс — положительный, у микроклина знак заряда зависит от размера частиц. Величина заряда, приобретаемого частицами при трении, вначале увеличивается с ростом дисперсности, а после достижения максимума, соответствующего определенной фракции, резко уменьшается.

Электростатические связи могут иметь практическое значение в песчаных и пылеватых грунтах при естественной влажности меньшей их максимальной молекулярной влагоемкости.

Между разноименнозаряженными частицами может возникать некоторая связность. Если же масса песка или пыли в результате трения электризуется одним знаком, совпадающим со знаком заряда отдельных частиц, то это может привести к снижению ее прочности на сдвиг от 3 до 18%. Поэтому можно предположить, что устойчивость мономинеральных и полиминеральных песков сейсмических районов, находящихся в аридных зонах, может оказаться различной в зависимости от характера электростатических структурных связей.

Структурные связи магнитного характера. Как показали исследования Ю. Б. Осипова (1968), в тонкодисперсных системах наряду с молекулярными и ионно-электростатическими связями при определенных условиях возникают связи магнитного характера.

Полученные данные показывают, что содержание частиц < 1 мкм в условиях скомпенсированного геомагнитного поля увеличивается на 3—4% по сравнению с обычными условиями. Такое явление можно объяснить распадом агрегатов на элементарные частицы вследствие исчезновения магнитных связей.

В условиях естественного геомагнитного поля связи магнитного характера малы и поэтому могут оказывать некоторое влияние только на начальных стадиях формирования глинистого осадка, вызывая коагуляцию суспензий. Однако исключением из этого являются районы с аномальным магнитным полем, где роль магнитных сил может быть значительной (Курская магнитная аномалия).

Капиллярные структурные связи. Представление о структурных капиллярных связях в дисперсных грунтах основывается на том, что в результате взаимодействия воды с твердыми частицами грунта происходит смачивание последних с образованием в порах менисков, связывающих частицы.

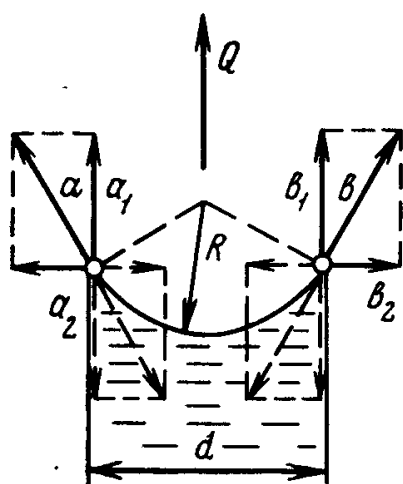


Рис. 11. Схема действия капиллярных сил

Явление капиллярной связности грунтов можно объяснить с помощью рис. 11. Силы молекулярного взаимодействия воды и стенок капилляра изображены векторами a и b , касательными к вогнутому мениску в точках его соприкосновения со стенками. Разложим эти векторы на две составляющие: направленную вдоль стенок капилляра (a_1, b_1) и перпендикулярно к ним (a_2, b_2). Составляющие a_2 и b_2 , равнодействующая которых равна нулю, не влияют на высоту поднятия воды. Они лишь способствуют полному заполнению сечения капиллярной трубки водой. Составляющие же, параллельные стенкам капилляра, суммируются в общую равнодействующую, направленную по оси трубки и называемую подъемной силой мениска (Q).

В соответствии с третьим законом Ньютона, подъемной силе мениска, приложенной к жидкости, должны соответствовать равные по величине и обратные по знаку силы, приложенные к стенкам капилляра. Эти силы, оказывающие давление на стенки капиллярных сосудов, называются силами капиллярного давления. Чем больше высота капиллярного поднятия, тем больше капиллярное давление на грунтовые частицы, слагающие стенки капилляров, тем больше связность грунтов. О том, что капиллярная связность существует, очень легко убедиться на примере грунтов, у которых отсутствует заметное структурное сцепление между частицами (песок, порошок, приготовленный при разрушении лёссовой или глинистой породы). При капиллярном увлажнении такие грунты получают заметную связность.

Работы последних лет, посвященные изучению ряда свойств глинистых грунтов, в частности их усадки, показывают, что в том случае, когда дисперсные грунты представляют собой трехкомпонентную систему (минералы, вода и газы), проявление капиллярных связей обеспечивает прочность породы возможно до десятых долей МПа. В то же время надо иметь в виду, что проникновение капиллярной воды в сухой высокодисперсный грунт нарушает существующие там ионно-электростатические связи и ослабляет молекулярное взаимодействие частиц, что ведет к уменьшению его связности и прочности.

§ 2. ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ В ПРОЦЕССЕ ГЕНЕЗИСА ПОРОД И ПОД ВЛИЯНИЕМ ПОСТГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Образование структурных связей в породе — это длительный исторический процесс, развивающийся на протяжении всего периода формирования и существования породы. В момент образования горных пород (остывание магмы, перекристаллизация при метаморфических процессах, осадконакопление и т. д.) в них возникают так называемые первичные структурные связи. На последующих стадиях геологической жизни породы под влиянием процессов уплотнения, растворения, выветривания, инфильтрации растворов и т. д. в ней могут возникать новые (вторичные) структурные связи. Одновременно с этим могут изменяться и трансформироваться в ту или иную сторону первичные связи. Все это обуславливает постоянную изменчивость структурных связей в течение геологического времени. Разумеется, что с изменением структурных связей изменяются и инженерно-геологические свойства горных пород.

Нельзя, конечно, забывать и то, что прочность и характер структурных связей в каждом конкретном случае зависят от соотношения компонентов в горной породе. Хорошо известно, например, что прочность глин в сухом состоянии может достигать 10 МПа, а во влажном состоянии глины представляют часто пластичную или даже текучую массу, легко деформирующуюся под действием собственного веса. Поэтому при инженерно-геологическом изучении горных пород наряду с определением их состава, возраста, генезиса необходимо учитывать состояние породы в каждый конкретный момент времени и прогнозировать ее свойства с учетом этого состояния.

В магматических и метаморфических породах широко развиты структурные кристаллизационные связи химической природы. Этим объясняется их высокая прочность. В зоне гипергенеза магматические породы под воздействием факторов выветривания и почвообразования подвергаются разрушению. Если физическое выветривание преобладает над химическим и разрушение прочных кристаллических пород заключается в основном в их дроблении, при участии процессов денудации формируются крупнообломочные и песчаные породы, в которых существуют слабые молекулярные, электростатические и капиллярные структурные связи. Величина молекулярных и электростатических связей настолько незначительна, что в сухом состоянии они представляют собой сыпучие тела и поэтому получили название «несвязных» грунтов. Появление капиллярной воды придает связность главным образом песчаным породам, так как у них капиллярные поры преобладают над некапиллярными. Капиллярные структурные связи в крупнообломочных породах могут возникать в том случае, если они содержат заполнитель (песок, супесь, глинистый материал) между крупными обломками (валунами, галькой, гравием и др.), способный удерживать капиллярную воду.

При преобладании химического выветривания над физическим образуются глинистые и лёссовые породы, обладающие различными структурными связями на разных этапах их формирования. Можно думать, что в глинистых, лёссовых породах и почвах по степени значимости структурные связи располагаются в следующий ряд: ионно-электростатические, капиллярные, молекулярные, магнитные. В торфах,

осадочных биогенных породах последний тип структурных связей отсутствует.

В водных бассейнах образуются химические породы (карбонатные, сульфатные и галоидные), выпадающие из растворов при их перенасыщении, и близкие к ним органогенные породы, возникающие в результате накопления кремнистых и карбонатных остатков погибших организмов. У большинства этих пород преобладают кристаллизационные структурные связи. Еще большее значение этот тип структурных связей имеет у осадочных сцементированных пород, таких, как конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, формирующиеся в результате процессов цементации в зонах катагенеза и гипергенеза. Величина кристаллизационных структурных связей у осадочных сцементированных и химических пород зависит от степени их литификации. Чем выше степень литификации, тем прочнее кристаллизационные связи.

Под влиянием процессов метаморфизма кристаллизационные структурные связи становятся определяющими все инженерно-геологические свойства метаморфических пород.

Человек в процессе своей производственной деятельности может изменить состав и свойства любых пород, превратив их в искусственные грунты. В особенно больших объемах подвергаются изменениям в результате деятельности человека дисперсные породы. В зависимости от типа породы и методов воздействия на нее искусственные грунты могут иметь разнообразный характер структурных связей, в том числе и кристаллизационные. В этом случае по своей прочности они соответствуют породам с кристаллизационными структурными связями.

§ 3. КЛАССИФИКАЦИЯ ГРУНТОВ, ПОСТРОЕННАЯ С УЧЕТОМ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ

Классификация грунтов должна быть построена на генетической основе с учетом характера структурных связей и петрографических особенностей пород. Исходя из этого горные породы можно разделить на два класса грунтов, резко отличающихся по своим инженерно-геологическим свойствам: скальные грунты, у которых преобладают кристаллизационные структурные связи, и рыхлые (дисперсные) грунты, у которых роль кристаллизационных структурных связей невелика. Разница в инженерно-геологических свойствах этих двух классов пород очень большая (табл. 6). Можно еще выделить третий класс «мерзлые грунты», где связь между частицами осуществляется через лед, но они являются объектом изучения мерзлотоведения и не включаются в общую классификацию.

Скальные грунты объединяют: магматические и метаморфические породы, осадочные породы и искусственные грунты с кристаллизационными структурными связями (химической природы).

Характер кристаллизационных структурных связей, т. е. природа самих связей и тип контактов между частицами, определяется условиями их образования. Магматические, метаморфические и многие осадочные породы имеют ионно-ковалентные связи, вследствие чего эти породы имеют высокую прочность и слабую растворимость. Ионно-ковалентные связи возникают при создании ряда искусственных грунтов.

Когда ионные связи преобладают над ковалентными, растворимость таких пород по сравнению с другими скальными грунтами увеличивается (карбонатные, сульфатные и галоидные породы).

Дальнейшее подразделение выделенных в каждом классе групп на подгруппы осуществляется по генетическим признакам, а выделение в каждой подгруппе типов — по петрографическим особенностям пород.

Более сложным является подразделение дисперсных грунтов, так как у них могут преобладать структурные связи разного физического характера. Среди дисперсных грунтов выделяются тоже четыре группы: осадочные обломочные (несвязные) группы, осадочные глинистые и лёссовые грунты, почвы и фитогенные породы и искусственные дисперсные грунты.

Следует обратить внимание на то, что в классификации грунтов не нашло отражение все многообразие пород, существующих в природе. Например, в зависимости от соотношения в породе глинистых частиц и карбонатов кальция она может называться: глина, карбонатная глина, мергель, глинистый известняк, известняк. В классификации отсутствуют карбонатная глина и глинистый известняк как переходные типы между такими хорошо известными, строго определенными типами пород, как глина, мергель, известняк. Таких переходных типов пород в природе существует огромное количество, и учесть их можно только путем дальнейшего выделения в классификации видов и разновидностей грунтов.

ГЛАВА 3

СВОЙСТВА ГРУНТОВ И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ

§ 1. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Под физическими свойствами грунтов мы понимаем свойства, которые проявляются под влиянием физических полей: гравитационного, теплового, электрического и др. К числу физических свойств относятся плотность грунтов, рассмотренная ранее, а также теплофизические, электрические и магнитные свойства грунтов.

Теплофизические свойства характеризуют тепловой режим толщи грунтов. Это имеет большое значение как для познания таких природных процессов, как выветривание и почвообразование, так и для оценки устойчивости инженерных сооружений, особенно в области развития многолетнемерзлотных пород.

Обычно определяются: удельная, или объемная, теплоемкость, теплопроводность, температуропроводность и термическое расширение грунтов. Значения этих свойств зависят от пористости, влажности и состава твердого компонента. Теплоемкость минералов меньше теплоемкости органического вещества; удельная теплоемкость минералов в среднем может быть принята за 0,2 кал/г·град, а у органического вещества она достигает 0,5 кал/г·град. Поэтому наибольшей теплоемкостью обладают торфа и почвы.

Электрические свойства грунтов. Способность грунтов проводить и поглощать электрический ток широко используется на практике при

**Общая классификация немерзлых грунтов
(инженерно-геологическая классификация мерзлых пород и почв)**

Классы		Группы		Подгруппы	Типы
Название	Главные инженерно-геологические особенности	Название	Главные инженерно-геологические особенности		
Скальные грунты (породы с жесткими связями)	Преобладают кристаллизационные структурные связи. Породы обладают высокой прочностью, которая как правило, мало изменяется при их водонасыщении	Матричные	кристаллизационные, преимущественно ионно-ковалентные структурные связи, возникшие при кристаллизации и затвердевании магмы; контакт минеральных зерен непосредственный. Прочность пород высокая, растворимость небольшая	интрузивные (глубинные)	граниты, диориты, габбро, долериты, диабазы и др.
		Метаморфические	кристаллизационные, преимущественно ионно-ковалентные структурные связи, возникшие в процессе метаморфизма; контакт минеральных зерен непосредственный. Прочность пород высокая, характерна анизотропия, растворимость небольшая	регионально-метаморфические контактово-метаморфические катакластические (динамометаморфические)	гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, глинистые сланцы и др. мраморы, кварциты, роговики и др. брекчи трения, катаклазиты, милониты и др.
		Осадочные спемнтированные	кристаллизационные, преимущественно ионно-ковалентные структурные связи, возникшие в зонах диагенеза, катагенеза и гипергенеза; основные компоненты породы связаны цементирующим веществом или имеют непосредственные контакты. Прочность и водопрочность во многом определяется цементом. В аргиллитах и алевролитах цемента может не быть, тогда частицы «срастаются» под влиянием высокой температуры и давления. При преобладании ионных связей над ковалентными растворимость пород возрастает	сцементированные, сильоолитифицированные химические осадочные и биохимические (органогенные)	крупнообломочные: конгломераты, брекчии, гравелиты мелкообломочные: песчаники, туффиты пылеватые и глинистые сцементированные: алевролиты и аргиллиты кремнистые: опоки, трепел карбонатные: известняки, доломиты сульфатные: гипс, ангидрит галоидные: галит, сильвин, сильвинит, карналит

<p>цементированные и органические слаболигнитированные</p>			
<p>кремнистые: диатомиты карбонатные: мел, мергели полиминеральные: глинистые песчанки</p>			
<p>закрепленные скальные</p>	<p>кристаллизационные, структурные связи искусственно созданы человеком или укреплены у естественных пород. Прочность пород высокая, растворимость небольшая; их величина определяется характером воздействия на них и начальным естественным состоянием породы</p>	<p>Преобладают кристаллизационные структуры связи. Породы обладают высокой прочностью, которая, как правило, мало изменяется при их водонасыщении</p>	<p>Скальные породы (породы с жесткими связями)</p>
<p>окрашенные дисперсные</p>	<p>искусственные скальные породы</p>		

Классы		Группы		Подгруппы	Типы
Название	Главные инженерно-геологические особенности	Название	Главные инженерно-геологические особенности		
Дисперсные грунты (породы без жестких связей)	Кристаллизоационные структурные связи имеют подчиненную роль. Преобладают структурные связи физической природы. Породы имеют невысокую прочность, которая сильно изменяется при их водонасыщении	Осадочные обломочные невязкие (грунты)	в сухом состоянии — слабые молекулярные и электростатические структурные связи; при определенной влажности — капиллярные, структурные связи. В сухом состоянии могут быть сыпучими телами; связность возникает при капиллярном водонасыщении. Водопроницаемость значительная	крупнообломочные (элювиальные, гравитационные, аллювиальные, водно-ледниковые, озерные, морские, ледниковые)	валунные (каменистые) галечные (щебнистые) гравийные (древянные) пески гравелистые пески чистые пески пылеватые супеси легкие
Без жестких связей)	роль. Преобладают структурные связи, невысокую прочность, водонасыщения	Осадочные глинистые и лесовые породы и илы (вязкие грунты)	в зависимости от влажности преобладают ионно-электростатические, магнитные, молекулярные, капиллярные структурные связи. Прочностные и другие свойства пород в первую очередь зависят от их влажности. Водопроницаемость незначительная	лессовые (элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, водно-ледниковые, озерные, эоловые) глинистые (морские, моренные, элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, водно-ледниковые, озерные, эоловые)	лэссы лессовидные породы супеси тяжелые суглинки глины илы природных водоемов наносные грунты

Кристаллизационные структурные связи имеют подчиненную роль в физической природе. Породы имеют ту же природу, которая сильно изменяется при их

<p>Преобладают ионно-электростатические, молекулярные, капиллярные структурные связи. Большое влияние на свойства оказывает органическое вещество. Свойства изменяются от влажности</p>	<p>Почвы и фитогенные породы</p>	<p>торфа (озерно-болотные, аллювиально-болотные)</p>	<p>слаборазложившиеся среднеразложившиеся хорошо разложившиеся сильно разложившиеся сероземные, каштановые и бурые, черноземы, засоленные и др. со значением $pH > 7$ лесостепные, подзолистые, тундровые, дерново-подзолистые, болотные со значением $pH < 7$</p>
<p>структурные связи различные, в зависимости от способа создания искусственных грунтов, но среди них кристаллизационные имеют подчиненное значение. Свойства зависят от способа получения искусственных грунтов и характера структурных связей</p>	<p>Искусственные дисперсные грунты</p>	<p>почвы сильно измененные значительно измененные</p>	<p>песчаные, лёссовые и глинистые породы, измененные горячей и холодной битумизацией, электрохимическим закреплением и прогревом глинистые песчаные и лёссовые породы, обработанные поверхностно-активными веществами; углистые, закатированные, обработанные солями, доведенные до оптимального гранулометрического состава; культурные слои; насыпные и намытые грунты</p>

геофизических исследованиях, при осушении и электрооттаивании грунтов. Электрические свойства грунтов используются при расчете заземляющих устройств электростанций, линий электропередач, для расчета защитных устройств в целях борьбы с коррозией трубопроводов и т. д. Наиболее важными электрическими свойствами являются электропроводность и диэлектрическая проницаемость грунтов.

Электропроводность и диэлектрическая проницаемость грунтов в первую очередь зависят от их минерального состава, влажности, состава и концентрации порового раствора. Среди минералов и органического вещества встречаются проводники, полупроводники и диэлектрики, к которым относится большинство породообразующих минералов. Величина диэлектрической проницаемости основных породообразующих минералов колеблется от 3—4 до 10—12. Электропроводность и диэлектрическая проницаемость возрастают с увеличением влажности. Сочетание всех этих факторов и определяет их значение. В качестве примера можно указать, что величина диэлектрической проницаемости грунтов колеблется от 4 до 40.

Магнитные свойства грунтов. Все грунты в большей или меньшей степени обладают магнитными свойствами. Это обусловлено тем, что основная часть породообразующих минералов относится к группе парамагнетиков. Кроме того, в грунтах практически всегда содержится некоторое количество ферромагнитных соединений (например, магнетит, пирротин, ильменит, гематит и др.). В качестве параметров, характеризующих магнитные свойства грунтов, обычно используются величины магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности и др.

Магнитные свойства горных пород стали рассматриваться в грунтоведении после того, как было установлено наличие магнитных структурных связей. Изучение их показало возможность решения ряда практических задач. В частности, Ю. Б. Осипов (1971) предложил метод, позволяющий с помощью магнитных свойств глин характеризовать их текстуру в трехмерном измерении на значительных по объему образцах.

§ 2. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

К физико-химическим свойствам следует отнести свойства грунтов, которые проявляются в результате физико-химического взаимодействия, происходящего между компонентами, слагающими грунты.

Коррозионные свойства грунтов. Коррозией называется процесс разрушения материалов вследствие их химического или электрохимического взаимодействия с окружающей средой. Встречаются различные виды коррозии. Одним из них является подземная коррозия, которая выражается в разрушении металлических сооружений при взаимодействии их с грунтом.

Причинами подземной коррозии являются:

- 1) воздействие грунтовой влаги на металлические конструкции, в результате чего возникают коррозионные элементы;
- 2) явления электролиза, происходящие в грунтах вследствие воздействия блуждающих токов при наличии вокруг трубопроводов электролита;
- 3) действие находящихся в грунте микроорганизмов, вызывающих явления биокоррозии.

Подземная коррозия металлов принадлежит к числу наиболее сложных видов коррозии. Скорость ее в огромной степени определяется

коррозионной активностью грунта, которую принято оценивать тем сроком, по истечении которого на новом трубопроводе возникнет первый сквозной питтинг (каверна). По степени коррозионной активности грунты подразделяются на пять групп. При наиболее низкой коррозионной активности грунта проявление сквозного разрушения металла наступает после 25 лет, при очень высокой — через 1—3 года.

Коррозионная активность грунтов зависит от многих факторов, к числу которых относятся их химико-минеральный состав (и в первую очередь состав и количество растворимых солей), влажность, содержание газов, структура, электропроводность и бактериальный состав. Коррозионная активность увеличивается с ростом влажности, электропроводности, с увеличением содержания Cl^- и SO_4^{2-} в поровом растворе и кислорода в свободном воздухе, заполняющем поры грунта.

Электрокинетические свойства грунтов связаны с возникновением электрокинетического потенциала при смещении диффузного слоя по отношению к грануле. Этим обуславливаются явления электроосмоса и электрофореза, открытые в 1809 г. профессором Московского университета Ф. Рейсом.

Электроосмос в грунте представляет собой движение воды в порах под влиянием внешнего электрического поля. В большинстве случаев в грунте электроосмотическое передвижение воды происходит от анода (положительного электрода) к катоду (отрицательному электроду). Скорость передвижения воды при электроосмосе в глинах значительно превосходит таковую при фильтрации. Поэтому электроосмос применяют для обезвоживания и уплотнения плохо фильтрующих глинистых грунтов.

Электрофорезом называют движение взвешенных в жидкости твердых дисперсных частиц к одному из электродов. При электрофорезе движение грунтовых частиц чаще всего происходит в сторону анода, так как минеральные частицы имеют отрицательный заряд на поверхности. С помощью электрофореза можно добиться уплотнения глинистых пород.

Электроосмос и электрофорез определяются величиной электрокинетического (ζ) потенциала, который и является важной физико-химической характеристикой поверхности твердого тела, находящейся в равновесии с поровым раствором. Поскольку величина ζ -потенциала определяется толщиной диффузного слоя, то все факторы, влияющие на структуру диффузного слоя, влияют и на величину ζ -потенциала. Присутствие одновалентных катионов в диффузном слое увеличивает ζ -потенциал, а многовалентных — уменьшает его значение. При концентрации электролита 0,5—1 н. электрокинетический потенциал равен нулю.

Величина электрокинетического потенциала зависит от минерального состава: Na-монтмориллонит имел ζ -потенциал — 50 мВ, а Na-каолинит — 35 мВ.

Диффузные и осмотические свойства грунтов. Диффузия — процесс самопроизвольного выравнивания концентрации в системе. Осмос представляет диффузию вещества (обычно растворителя) через полупроницаемую перегородку, разделяющую два раствора различной концентрации. Диффузия и осмос в глинистых грунтах ведут к перераспределению в них ионов и молекул воды. Осмос в глинах может вызвать деформации набухания или усадки, а также изменение картины грунтового потока в неравномерно засоленных глинах, так как скорость осмотического движения может быть больше скорости фильтрации. Если поместить засоленный глинистый грунт в пресную воду, то прои-

зойдет осмотическое всасывание воды и набухание грунта. Практически осмотическое набухание может встретиться в ирригационных или суходонных каналах, проложенных в засоленных грунтах, после их заполнения пресной водой. Если свободному набуханию грунта будет препятствовать внешнее давление, то возникает осмотическое давление, величина которого в глинах может достигнуть десятых долей МПа.

Если концентрация солей в растворе будет больше, чем в поровом растворе грунта, то произойдет отсос воды и возникнет уплотнение грунта в результате его усадки: отсасывающее действие концентрированных растворов электролитов, по предложению Б. Ф. Рельтова, можно использовать для осушения и уплотнения водонасыщенных глин (осмотический дренаж).

Адсорбционные свойства грунтов. К. К. Гедройц (1927) выделил пять видов поглотительной способности почв: 1) механическую поглотительную, 2) физическую поглотительную, 3) химическую поглотительную, 4) биологическую поглотительную и 5) физико-химическую обменную. Эти виды поглотительной способности почв условно можно рассматривать как адсорбционные свойства грунтов. Механическая поглотительная способность грунтов выражается в том, что в порах задерживаются частицы, содержащиеся в фильтрующейся воде в результате конфигурации пор, или когда размер частиц оказывается больше размера пор.

Под физической поглотительной способностью грунтов понимается их способность поглощать из водных растворов или суспензий некоторые вещества вследствие молекулярного взаимодействия, возникающего между ними и грунтовыми частицами. Физическая поглотительная способность связана с самопроизвольным стремлением дисперсных грунтов уменьшить свою поверхностную энергию за счет уменьшения поверхности частиц (их коагуляции) или поверхностного натяжения на границе частица — раствор путем положительной адсорбции веществ, понижающих поверхностное натяжение и отрицательной адсорбции в отношении веществ, вызывающих увеличение поверхностного натяжения.

На использовании механической и физической поглотительной способности грунтов основан метод понижения их водопроницаемости, известный под названием кольматация грунтов. Под процессом кольматации понимают заполнение пустот пористого тела более мелкими твердыми частицами, поступающими с током жидкости, в результате чего уменьшается фильтрационная способность данного пористого тела. Процесс кольматации широко протекает в природе. Например, по южной кромке песков Каракумов часто можно наблюдать горизонты песков, превращенные в результате естественной кольматации в прочные глинистые песчаники. Эти горизонты имеют весьма небольшую фильтрационную способность и, по сути дела, являются водоупорами. Эффективность кольматации — глубина закольматированного слоя и уменьшение коэффициента фильтрации — зависит от структурно-текстурных особенностей песка, минерального состава глин — кольматантов и химического состава воды. Хорошие результаты были достигнуты при применении суспензий гидрослюдистых глин.

Химическая поглотительная способность грунтов выражается в том, «что те анионы растворенных солей, которые дают с катионами, находящимися в почвенном растворе, нерастворимые или малорастворимые соли, будут выпадать из раствора в виде соответствующих солей; выпадающий осадок будет примешиваться к твердой фазе почвы» (Гедройц, 1932).

Примером может служить действие на карбонатный грунт воды, содержащей Na_2CO_3 . В этом случае благодаря физико-химической обменной способности катион Na^+ войдет в поглощающий комплекс грунта и вытеснит оттуда эквивалентное количество кальция и магния. Эти два катиона дают с анионом CO_3^{2-} труднорастворимые карбонаты CaCO_3 и MgCO_3 , которые и выпадут в твердом состоянии.

Биологическая поглотительная способность развита главным образом в верхнем слое грунтовой толщи — в почве. Биологическое поглощение отличается от других видов поглощения своим избирательным характером. Еще В. Р. Вильямс (1936) указывал, что «избирательная поглотительная способность представляет неотделимое свойство растительного организма (как и всякого другого) и никакого отношения к минеральной массе почвы не имеет».

Физико-химическая обменная способность грунтов частично была рассмотрена выше (§ 6, гл. 1). Дополнительно укажем, что обменная способность грунтов увеличивается с их дисперсностью. Обменная способность грунтов обусловлена главным образом содержанием в них коллоидных частиц ($<0,25$ мкм).

Увеличение емкости обмена с ростом дисперсности отмечается не во всех случаях. Для одних минералов оно выражается резко, для других — отсутствует. Емкость обмена сильно увеличивается с ростом дисперсности у тех минералов, у которых она в основном определяется внешними поверхностями кристаллов минералов, например у каолинита, и мало изменяется у минералов, у которых обмен связан еще с замещениями внутри кристаллической решетки, например у монтмориллонита.

Очень высокую обменную способность имеют органические соединения. Так, емкость органического вещества, содержащегося в почвах и молодых глинистых отложениях, достигает 100—500 мг·экв на 100 г, в то время как органические вещества в древних образованиях, подвергшиеся даже небольшому метаморфизму, имеют несравнимо меньшую емкость обмена.

Из сказанного следует, что обменная способность определяется гранулометрическим и минеральным составом грунта, а также присутствием в них органического вещества.

Физико-химическая обменная способность грунтов широко используется в практической деятельности, в частности при уменьшении водопроницаемости грунтов. Так, существует метод борьбы с фильтрацией из водохранилищ и каналов, основанный на замене поглощенного Ca^{2+} на Na^+ , который стал известен под названием метода солонцевания. Сущность его состоит в том, что в грунт вносится NaCl из расчета величины емкости катионного обмена грунта. При этом происходит следующая реакция: $(\text{грунт} - \text{Ca}^{2+}) + 2\text{NaCl} \rightleftharpoons (\text{грунт} - 2\text{Na}^+) + \text{CaCl}_2$ и Na^+ , переходя в поглощающий комплекс, диспергирует грунт, тем самым значительно уменьшая и даже нередко прекращая его водопроницаемость. Этим методом успешно уменьшается величина водопроницаемости как бескарбонатных, так и карбонатных грунтов. Например, черноземы снижают свою фильтрационную способность примерно в 300 раз, а карбонатные грунты — в 20 раз.

Теплота смачивания грунтов. Адсорбционная способность грунта по отношению к воде выражается в образовании связанной воды. При образовании последней (главным образом прочносвязанной воды) наблюдается выделение теплоты, которая получила название теплоты смачивания. Она обычно выражается в малых калориях (кал/г). В процессе гидратации грунтовых частиц молекулы воды при переходе

их в связанное состояние теряют часть своей кинетической энергии, которая переходит в тепловую. Это дает основание считать, что величина теплоты смачивания есть функция количества прочносвязанной воды.

Коэффициент корреляции между максимальной гигроскопичностью и теплотой смачивания близок к единице и равен $0,95 \pm 0,01$, а между гигроскопичностью и теплотой смачивания — $0,97 \pm 0,01$. Между теплотой смачивания и максимальной гигроскопичностью установлено постоянство отношения, равное 0,517. Таким образом, теплота смачивания в зависимости от минерального состава, дисперсности и состава обменных катионов будет изменяться так же, как и максимальная гигроскопичность.

Теплота смачивания является свойством дисперсных грунтов, характеризующим их «активность» в процессе гидратации, зависящую от их минерального и гранулометрического состава, состава обменных катионов и от тех условий, в которых находится грунт. Величина теплоты смачивания может изменяться от 0—1 кал/г (для песков) до 8—26 кал/г (для глин).

Липкость грунта проявляется при влажности, большей, чем $W_{\text{мг}}$; наибольшего значения она достигает у глинистых грунтов. Липкость глин растет с увеличением внешнего давления и уменьшением влажности, ее максимальное значение в большинстве случаев достигается при максимальной молекулярной влагоемкости (рис. 12).

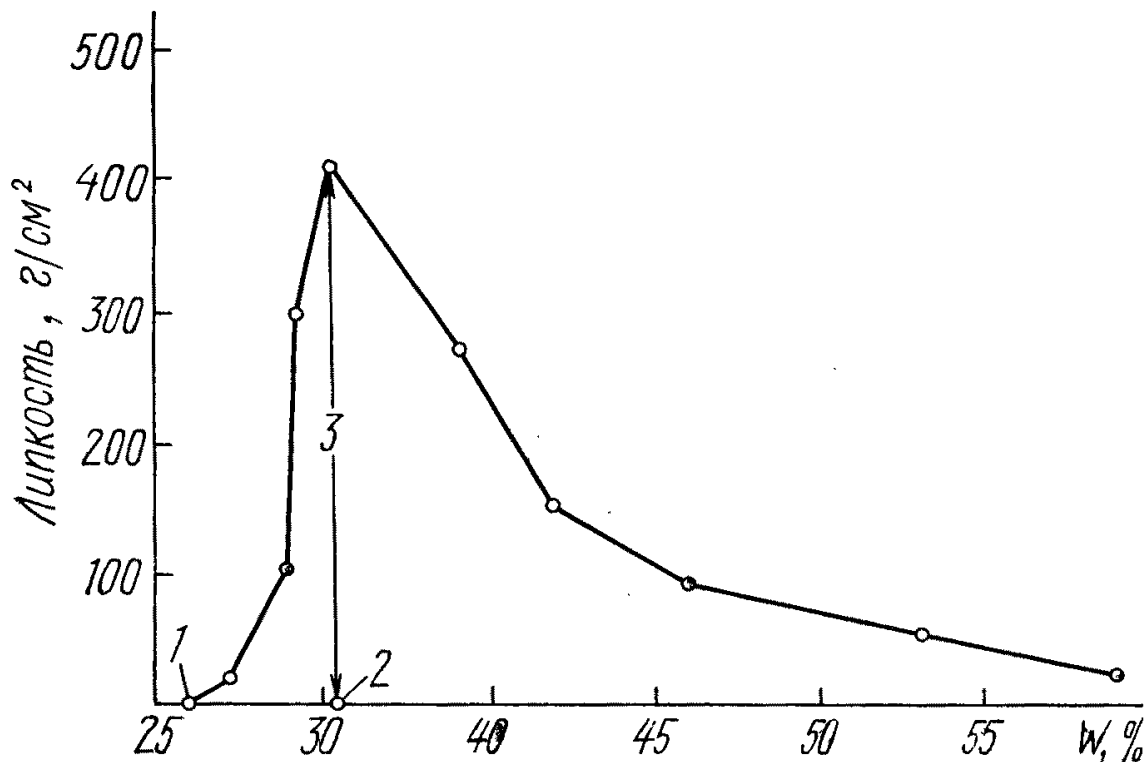


Рис. 12. Зависимость липкости грунта от влажности (по В. Я. Калачеву, 1974): 1 — начальное прилипание; 2 — максимальное прилипание; 3 — максимальная липкость грунта

Липкость грунта зависит от категорий воды, содержащейся в грунте, особенностей его химико-минеральной части, площади контакта грунта с предметом и др. Величина липкости глинистых грунтов при определенном соотношении их особенностей с внешними факторами может достигать 0,02—0,05 МПа. Поэтому липкость грунта является одним из факторов, определяющих условия работы ковш, дорожных и почвообрабатывающих машин. Прилипание грунта к поверхности

землеройных и транспортных машин и механизмов вызывает снижение их производительности при выполнении вскрышных работ на карьерах, при разработке котлованов и т. п. Это свойство также важно при оценке качества грунтов в дорожном строительстве и при оценке проходимости территории.

Пластичность грунта. Под пластичностью грунта понимается его способность под воздействием внешних условий изменять форму (деформироваться) без разрыва сплошности и сохранять приданную ему форму после того, как действие внешней силы устранено. Это свойство грунта характеризует возможность проявления в нем остаточных деформаций, обусловленных содержанием в дисперсных грунтах осмотической связанной воды, позволяющей частицам передвигаться относительно друг друга без разрыва сплошности.

Пластичность свойственна высокодисперсным (связным) грунтам. При инженерно-геологических исследованиях она характеризуется двумя влажностными показателями:

1) верхним пределом пластичности или нижним пределом текучести (W_f), представляющим собой граничную влажность (выраженную в процентах), при превышении которой грунт переходит из пластичного состояния в текучее;

2) нижним пределом пластичности (W_p), представляющим собой граничную влажность между полутвердым и пластичным состояниями грунта; он характеризует минимальную влажность, при которой частицы способны перемещаться относительно друг друга без нарушения сплошности грунта.

Разность в величине влажности грунта при верхнем и нижнем пределах пластичности называется числом пластичности (M_p). Число пластичности показывает диапазон влажности, в котором грунт обладает пластическими свойствами. Чем больше число пластичности, тем более пластичен грунт. Пластичность связных грунтов определяется составом и свойствами как твердых частиц грунта, так и взаимодействующей с ними жидкости.

По сопоставлению пределов пластичности и естественной влажности грунтов принято судить в каком состоянии они находятся в естественном залегании (табл. 7). Однако такое сравнение далеко не правомерно, так как при этом не учитывается уменьшение прочности грунтов, вызываемое разрушением естественных структурных связей в результате перемятия образца глинистой породы при определении пределов пластичности. Это приводит к недоиспользованию прочности породы в естественном состоянии.

Так, майкопская, юрская и многие другие глины при практически полном заполнении их пор водой (влажность 25—35%) в природном,

Таблица 7

Классификация глинистых пород на основании сравнения естественной влажности с пределами пластичности (по В. А. Приклонскому)

Консистенция	Условные обозначения	Влажность грунта в естественном состоянии (W)
Твердая	$W < W_p$	меньше нижнего предела пластичности
Пластичная	$W_p < W < W_f$	больше нижнего, но меньше верхнего предела пластичности
Текучая	$W > W_f$	больше верхнего предела пластичности

ненарушенном состоянии производят впечатление твердых пород благодаря присутствию им структурным связям. При изучении тех же глин с нарушенными (при бурении) структурными связями они описываются уже как пластичные. Приведенный пример показывает, что породы, на основании сравнения их естественной влажности с пределами пластичности, относимые к числу пластичных или даже текучих, в условиях естественного залегания могут оказаться твердыми. Однако при нарушении их естественной структуры они перейдут в пластичное или даже текучее состояние без изменения влажности. В этих случаях целесообразно говорить о скрытопластичной и скрытотекучей консистенции связных грунтов.

Набухание грунта. Набуханием называется увеличение объема грунта в процессе смачивания. Способность к набуханию связана с гидрофильным характером глинистых минералов и большой удельной поверхностью последних. Набухание обусловлено в основном образованием в грунте осмотической воды. Оболочки, формирующиеся вокруг коллоидных и глинистых частиц, уменьшают структурные связи между ними и этим вызывают увеличение объема грунта. Таким образом, в процессе набухания не только увеличивается объем грунта, но и уменьшается его связность благодаря значительному ослаблению ионно-электростатических структурных связей.

Деформации при набухании глин обусловлены главным образом соотношением объема осмотической влаги и объема пор в образце. Преобладание осмотической влаги над объемом пор (чаще в монтмориллонитовых глинах) приводит к увеличению объема образца, т. е. к его набуханию.

При увеличении объема грунта в процессе набухания развивается определенное давление, которое называется давлением набухания. Оно может быть обнаружено и измерено с помощью внешней нагрузки. Очевидно, что давление набухания будет равно той нагрузке, при которой увеличение объема грунта наблюдаться не будет.

Таким образом, способность грунтов к набуханию можно характеризовать:

1) степенью, или деформацией набухания (R_n), определяемой по изменению объема или высоты образца грунта и выражаемой в процентах;

2) влажностью набухания (W_n) — влажностью в процентах, соответствующей такому состоянию грунта, при котором прекращается процесс поглощения жидкости;

3) давлением набухания (P_n) — давлением в МПа, которое развивается при невозможности объемных деформаций в процессе набухания грунта.

Набухание грунтов необходимо учитывать при проведении строительных работ. Строителям приходится иметь дело с явлением набухания грунта при вскрытии их выемками, котлованами и т. п., а также при сооружении плотин и водохранилищ, когда изменяются гидрогеологические условия местности и увеличивается влажность пород за счет вновь поступающей воды. Грунты, слагающие дно и откосы котлованов и выемок, под действием вод (чаще всего атмосферных) могут не только набухать, но и размокать, в результате чего полностью нарушается их естественная структура. Поэтому всестороннее изучение набухания грунтов имеет большое практическое значение.

Тиксотропные свойства грунта. Глинистые, лёссовые и супесчаные грунты, характеризующиеся наличием слабых структурных связей между отдельными частицами, проявляют в определенных условиях

отчетливо выраженные тиксотропные свойства, т. е. способны разжижаться под влиянием механического воздействия (встряхивания, размешивания, вибрации, воздействия ультразвуком и т. д.) и затем, когда это воздействие устранено, переходить в прежнее состояние. Разупрочнение этих грунтов под воздействием динамических нагрузок происходит в результате нарушения естественной структуры грунта и может приводить к его разжижению и полной потере прочности. Тиксотропное упрочнение, проявляющееся при прекращении воздействия на грунт, обусловлено формированием новых структурных связей, увеличением их количества и прочности.

О природе и механизме тиксотропных изменений высказывались различные точки зрения. Наибольшее признание получили взгляды П. А. Ребиндера, согласно которому в основе тиксотропных превращений лежит образование сетчатой структуры из частиц, в ячейках которой иммобилизована (заключена) весь объем воды. При определенном механическом воздействии на коллоидную систему связывающая и иммобилизованная вода переходит в свободное состояние, благодаря чему нарушаются связи между частицами, образующими сетку, и коллоидная система (в нашем случае тонкодисперсный грунт) разжижается. После того как причина, порождающая разжижение, будет устранена, частицы свяжутся между собой, а свободная вода или перейдет в связанное состояние, или будет иммобилизована в ячейках. В результате произойдет упрочнение грунта.

Тиксотропные изменения в грунтах достаточно широко протекают в природе и используются в строительстве и при ведении буровых работ. Например, при вибропогружении свай происходит резкое разупрочнение грунтов вблизи поверхности свай, а затем после окончания погружения — тиксотропное упрочнение грунта. Оно ведет к частичному или практически полному восстановлению их первоначальной прочности и обуславливает поэтому постепенное увеличение несущей способности свай.

Тиксотропные явления наблюдаются при действии на грунт динамических нагрузок, передающихся от фундамента, на котором установлены действующие машины, при движении поездов, при сейсмических толчках. Если внезапное разжижение тиксотропного слоя произойдет на склоне, оно явится причиной возникновения оползня. В качестве примера можно указать на оползни в Норвегии, связанные с разжижением «голубых» илдиловых глин.

Усадка грунта. Усадкой грунта называется уменьшение его объема в результате удаления воды при высыхании или под влиянием физико-химических процессов (осмос и др.).

В результате усадки грунт становится плотнее и после высыхания — даже твердым. Уплотнение глинистого грунта при усадке увеличивает его сопротивление деформациям, но наличие трещин, обычно сопровождающих усадку, повышает водопроницаемость и уменьшает устойчивость поверхностного слоя грунта в откосах. В условиях сухого и жаркого климата усадочные трещины разбивают массив глинистого грунта на глубину до 7—8 м и больше.

В максимальной степени усадка проявляется в глинах; другим связным породам она свойственна меньше. Однако значение процессов усадки даже в таких породах, как мергель и глинистый известняк, велико, так как растрескивание породы при высыхании способствует образованию на склонах рыхлых подвижных осыпей, питающих грязекаменные потоки — сели. Возможно, что трещины усадки оказывают значительное влияние на развитие оползней.

Величину усадки грунта принято характеризовать по уменьшению линейных размеров или объема образца. В соответствии с этим различают линейную (Δl) и объемную (ΔV) усадку:

$$\Delta l = \frac{l_1 - l_2}{l_1} 100\% \text{ и } \Delta V = \frac{V_1 - V_2}{V_1} 100\%,$$

где l_1 — длина, а V_1 — объем образца влажного (пластичного) грунта; l_2 и V_2 — соответственно длина и объем образца, достигшего при высыхании предела усадки. Величина линейной и объемной усадки обычно выражается в процентах. Объемная усадка для однородного изотропного грунта примерно в 3 раза больше линейной усадки.

Для глинистых пород с нарушенными структурными связями следует различать две стадии усадки: стадию нормальной усадки (от исходной влажности до влажности условного предела усадки, когда объем грунта на воздухе остается постоянным) и стадию остаточной усадки (от влажности условного предела усадки до нулевой влажности). На стадии нормальной усадки происходит большая часть усадки глин, причем независимо от их минерального состава уменьшение влажности всегда ведет к уменьшению объема, увеличению плотности

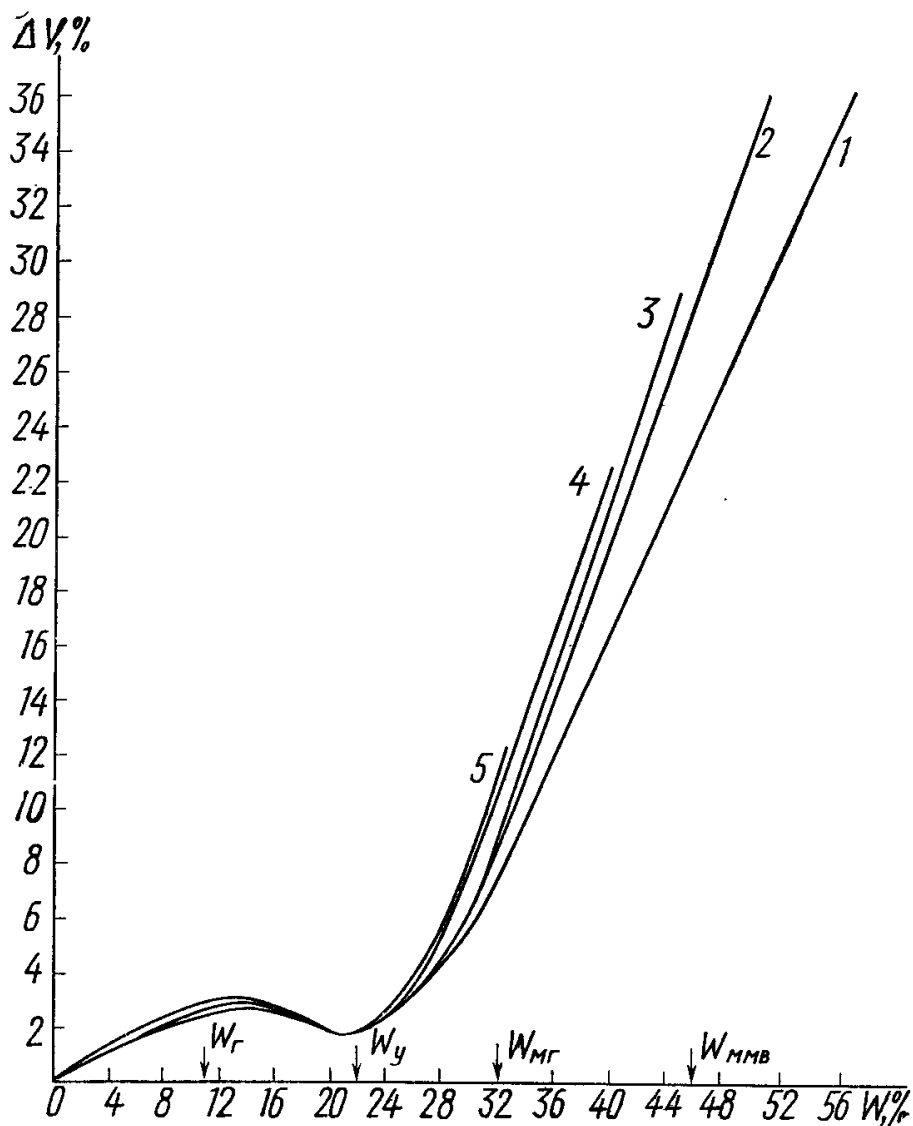


Рис. 13. Зависимость объемной усадки монтмориллонитовой глины от влажности (W): 1 — неуплотненный образец при $W = W_T$; 2—5 — после уплотнения давлением 0,5, 1, 2, 6 МПа (по Р. И. Димитровой)

и прочности глин. На стадии остаточной усадки величина ее небольшая и в зависимости от минерального состава глин может наблюдаться их разуплотнение («сухое набухание»), что связано с исчезновением структурных капиллярных связей (рис. 13). Граница между стадиями нормальной и остаточной усадки (влажности условного предела усадки — W_y) при преобладании глинистых минералов, не обладающих раздвижной кристаллической решеткой (каолинит, гидрослюда, галлуазит), находится между W_{mg} и W_{mmv} и показывает, что на стадии нормальной усадки глины теряют капиллярную и часть рыхлосвязанной воды; для монтмориллонитовых глин наблюдается закономерность $W_r < W_y < W_{mg}$, которая означает, что эти глины еще на стадии нормальной усадки теряют часть прочносвязанной воды.

При усадке глин в них развиваются значительные сжимающие силы, которые, по данным Р. И. Димитровой (1974), являются наименьшими у каолинитовых глин (1—1,4 МПа) и наибольшими у палыгорскитовых и галлуазитовых глин (>10 МПа). Этим и объясняется возникновение трещин при усадке.

Просадка грунта. Просадка грунтов тоже связана с уменьшением их объема, но в отличие от усадки это свойство наблюдается главным образом у лёссовых пород и связано не с уменьшением их влажности, а, наоборот, с замачиванием лёссовых пород водой.

Просадка лёссов происходит как в природной обстановке (степные блюдца), так и в результате деятельности человека. При строительстве и эксплуатации оросительных каналов вдоль них создаются зоны повышенного увлажнения. В этих зонах часто наблюдается просадка, выражающаяся в опускании поверхности земли на глубину до 1,3—2 м.

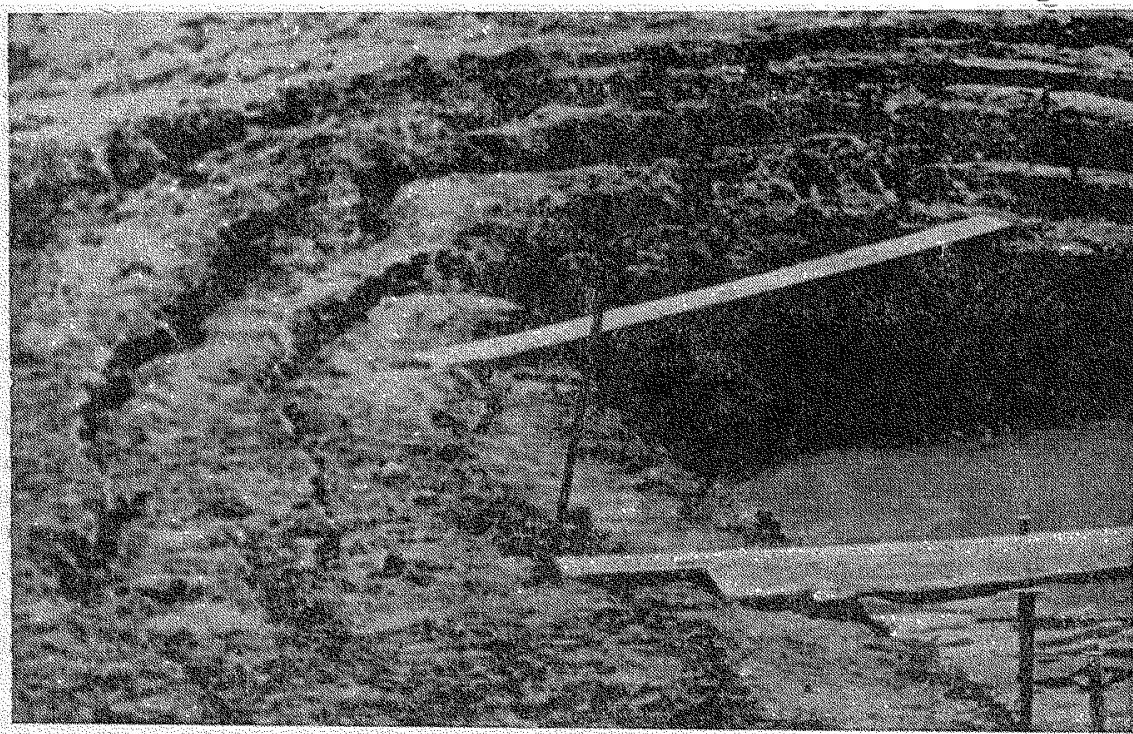


Рис. 14. Трещины и террасы отседания при просадке лёссовых пород

Это опускание идет неравномерно с образованием трещин и террас отседания различной высоты (рис. 14) и часто приводит к разрушению откосов канала. В зависимости от ширины канала подобного рода деформации наблюдаются на расстоянии до 40—60 м от его бровки.

В этой полосе чередуются участки, в различной степени просевшие и не подвергающиеся просадке.

Большие трудности возникают при промышленном, гражданском и других видах строительства на просадочных лёссовых породах, так как при неравномерном их увлажнении под сооружениями в результате просадки могут произойти настолько значительные деформации, что построенные сооружения выходят из строя.

Просадка лёссовых пород возникает при трех условиях. Во-первых, лёссовые породы до момента просадки должны обладать высокой пористостью и малой влажностью. Во-вторых, просадочные лёссовые породы должны иметь малую гидрофильность, которая обуславливается их гранулометрическим и минеральным составом: высоким содержанием частиц крупной пыли и незначительным количеством глинистых частиц, среди которых отсутствуют или содержатся в незначительном количестве глинистые минералы с раздвижными кристаллическими решетками (монтмориллонит и др.). В-третьих, у просадочных лёссовых пород должны быть на контактах между частицами слабые структурные связи, которые могут носить ионно-электростатический характер в случае присутствия глинистых частиц или являться химическими ионными связями, если содержатся легкорастворимые соли.

Механизм просадки можно представить следующим образом. Вода, попадая в лёссовую породу, обладающую перечисленными особенностями, разрушает существующие структурные связи между частицами. Вследствие высокой пористости происходит уплотнение породы под

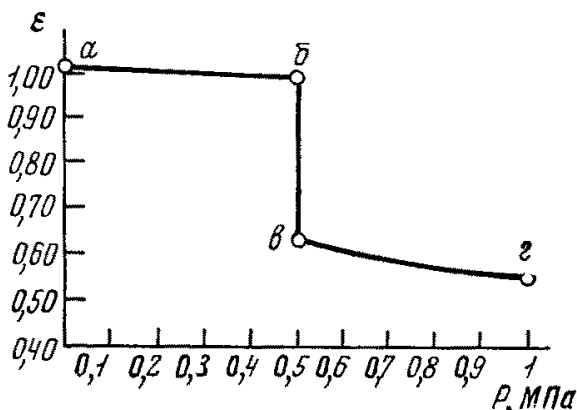


Рис. 15. Кривая сжимаемости лёссовых пород; замачивание водой при $P=0,5$ МПа

влиянием собственного веса; дополнительно порода уплотняется, если она испытывает давление в результате возведения какого-то сооружения. Набухание не может препятствовать этому уплотнению, так как порода слабогидрофильна. Таким образом, просадочность является доуплотнением лёссовых пород, которое зависит от присущих им особенностей и давления, испытываемого породой при замачивании.

Дискуссионным является вопрос, что это: доуплотнение недоуплотненных лёссовых пород (например, эоловые лёссы) или доуплотнение разууплотненных лёссовых пород (например, лёссы элювиального генезиса). Этот вопрос будет рассмотрен ниже (см. гл. 6, § 2). Величина просадки лёссовых пород легко фиксируется в лабораторных условиях по кривой сжимаемости (рис. 15).

Кривая сжимаемости для просадочного грунта имеет характерную форму в результате резкого, скачкообразного изменения коэффициента пористости при замачивании. На ней можно выделить три участка: участок а—б, соответствующий сжатию грунта при естественной влажности; участок б—в, характеризующий просадку грунта в результате его увлажнения при данном давлении; и участок в—г, показывающий уплотнение замоченного грунта с нарушенными структурными связями. Наибольшая деформация лёссового грунта протекает при просадке. Разность в величинах коэффициента пористости, соответствующая от-

резку $b-v$, называется коэффициентом макропористости: $\varepsilon_m = \varepsilon_p' - \varepsilon_p''$, где ε_p' и ε_p'' — значения коэффициентов пористости при одной и той же нагрузке P до и после замачивания.

Степень просадочности лёссовых грунтов оценивается по величине относительной просадочности, определяемой при компрессионных испытаниях по выражению:

$$e_{\text{пр}} = \frac{h_0 - h_p'}{h_p},$$

где h_0 — высота образца до испытания, h_p — высота образца грунта при давлении P , равном давлению от действия внешней нагрузки, h_p' — высота образца того же грунта при давлении P после замачивания водой. Если величина относительной просадочности $e_{\text{пр}} \geq 0,01$, при $P = 0,3$ МПа, то такой грунт относится к категории просадочных. Строительство и другие инженерные мероприятия на таких грунтах осуществлять сложно.

Водопрочность грунта. Под водопрочностью грунтов понимается их способность сохранять механическую прочность и устойчивость при взаимодействии с водой. Это взаимодействие может быть статическим и динамическим. В первом случае при взаимодействии грунта и воды происходят явления набухания и размокания, во втором, когда на грунт оказывается гидродинамическое воздействие, — размыв пород. Соответственно этому водопрочность грунтов может быть охарактеризована по их размокаемости и размываемости.

Под размокаемостью понимается способность грунтов при взаимодействии со спокойной водой терять связность и превращаться в рыхлую массу с частичной или полной потерей несущей способности. Это явление — следствие ослабления, а иногда и растворения структурных связей между элементарными частицами или агрегатами грунта в процессе их гидратации.

Для характеристики размокаемости грунтов обычно используют два показателя: 1) время размокания — время, в течение которого образец грунта, помещенный в воду, теряет связность и распадается на структурные элементы разного размера, и 2) характер размокания, отражающий качественную картину распада образца грунта. Большая часть пород с кристаллизационными ионно-ковалентными структурными связями является практически неразмокаемой. В противоположность им дисперсные грунты, у которых эти связи отсутствуют, относятся к группе размокаемых.

Под размываемостью грунтов понимают их способность отдавать агрегаты и элементарные частицы движущейся воде, воздействующей на поверхность грунтовой толщи. Это свойство грунтов наряду с динамикой водного воздействия определяет размыв грунтового массива.

Для характеристики размываемости грунтов используют два показателя: 1) размываемую (или критическую) скорость водного потока (V_p), представляющую собой среднюю скорость потока, при которой начинается отрыв отдельных частиц и агрегатов и волочение их по потоку; 2) интенсивность размыва — отношение средней толщины размываемого слоя грунта при данной скорости размывающего потока к длительности размыва.

Размываемость нерастворимых пород с кристаллизационными, ковалентными структурными связями обусловлена главным образом их

тектонической нарушенностью и действием процессов выветривания. Размываемость растворимых в воде пород с кристаллизационными ионными связями определяется прочностью этих связей, которые при взаимодействии с водой распадаются, способствуя выносу из породы слаборастворимой ее части. Разрушение текущей водой таких пород, как мергели, алевролиты, мел, опоки и др., происходит только при условии воздействия на них процессов выветривания, причем их разрушение наблюдается уже при простом высушивании с последующим увлажнением. Плотные глины и суглинки четвертичного и более древнего возраста, не размокающие в воде, размываются лишь при длительном воздействии текущей воды. Размокаемые связные грунты, характеризующиеся слабыми структурными связями, размываются быстро, причем их размываемость во многом обуславливается сопротивлением размоканию. Несвязные грубообломочные и песчаные грунты характеризуются отсутствием структурных связей, и их размокаемость в основном обусловлена гидравлической крупностью частиц (Воронкевич, 1968).

Растворимость грунта. Взаимодействие твердого компонента с жидким может привести к растворимости грунтов. Растворимостью грунта называется его способность растворяться под действием природных вод или иных растворов. В процессе растворения молекулы воды (или иного растворителя), обладающие электрическими полями и тепловым движением, разрушают кристаллическую решетку минералов. При этом ионы из решетки переходят в воду и образуют водные растворы. В результате растворения и последующего выноса части веществ, ранее слагавших твердую часть грунта, происходит образование в массиве пустот различного размера.

Все типы грунтов, независимо от их химико-минеральных особенностей и характера связей между слагающими породу элементами, в той или иной степени растворимы. Абсолютно нерастворимых грунтов не существует. Однако с практической точки зрения наибольший интерес представляет растворимость грунтов, имеющих ионные структурные связи (см. табл. 1).

Размягчаемость. Скальные грунты при взаимодействии с водой способны к размягчаемости, т. е. к снижению прочности. Однако при этом никогда не происходит разрушения структурных связей. Разрушение структурных связей в скальных грунтах может происходить при замерзании воды и зависит от их морозостойкости.

Морозостойкость. Под морозостойкостью понимают способность грунта сопротивляться воздействию отрицательных температур. Она обычно оценивается числом циклов замораживания и оттаивания грунтов, ведущим к потере их прочности, а также коэффициентом морозостойкости (K_m), представляющим отношение предела прочности при сжатии образцов после 25 циклов замораживания и оттаивания к пределу прочности при сжатии воздушно-сухих образцов до их замораживания и оттаивания. Например, предел прочности при сжатии гранодиоритов из района Верхнетуломской плотины в сухом состоянии составлял в среднем 178 МПа, а диоритов — 154 МПа; после испытания на морозостойкость предел прочности снизился в первом случае до 144 МПа, а во втором сохранил свое значение (154 МПа). K_m оказался равным у гранодиоритов 0,86, у диоритов — 1. Значит, в данном случае диориты более морозоустойчивые породы, чем гранодиориты.

Уменьшение прочности грунтов и их последующее разрушение при воздействии отрицательных температур происходят под влиянием двух основных причин. Первая из них обусловлена внутренними напряже-

ниями, возникающими в горных породах вследствие разности в коэффициентах объемного расширения слагающих минералов, и резкой неоднородностью температур в разных слоях при охлаждении пород. Вторая (главная) причина обусловлена разрушающим воздействием замерзающей воды, находящейся в порах горных пород. Наиболее морозостойкими являются те породы, в которые вода вообще не попадает из-за большой их плотности или попадает в ограниченном количестве.

Факторы, влияющие на физико-химические свойства грунтов. Прослеживается четкая зависимость физико-химических свойств грунтов от соотношения слагающих их компонентов, и в частности от особенностей состава твердого и жидкого компонентов. В качестве примера возьмем грунты монтмориллонитового и каолинитового состава и полиминеральные грунты, содержащие в обменном состоянии Ca^{2+} и Na^{+} .

Грунты, содержащие монтмориллонит, имеют величину теплоты смачивания до 25 кал/г, максимальное значение липкости монтмориллонитовой глины приближается к 0,03 МПа, число пластичности глин, содержащих 30% монтмориллонита, составляло 35, при набухании монтмориллонитовых глин объем их может возрасти в 10 раз, объемная усадка монтмориллонитовой глины с нарушенным сложением достигает 40%, присутствие монтмориллонита уменьшает просадку грунтов и увеличивает их водопрочность.

Если в грунтах содержится каолинит, то величина теплоты смачивания каолинитовой глины может снизиться до 1 кал/г, максимальное значение липкости зафиксировано 0,007 МПа, число пластичности глин, содержащих 30% каолинита, составляло 5, при набухании каолинитовых глин объем их возрастает не более чем в два раза, объемная усадка каолинитовых глин с нарушенным сложением не превышает 20%, присутствие каолинита увеличивает просадку грунтов и уменьшает их водопрочность.

Достаточно сравнить физико-химические свойства грунтов, содержащих монтмориллонит и каолинит, чтобы можно было сделать вывод, что эта группа свойств в значительной степени зависит от присутствия в грунтах глинистых минералов.

Не меньшее влияние на физико-химические свойства оказывают и обменные катионы. Теплота смачивания и просадка больше при содержании в грунте обменного Ca^{2+} ; эти показатели становятся меньше, когда происходит замещение Ca^{2+} на Na^{+} . Наоборот, липкость почв при замене Ca^{2+} на Na^{+} увеличивается вдвое, объемная усадка — втрое. Содержание воды в набухающей Na-монтмориллонитовой глине обычно в 10 раз больше, чем в Ca-монтмориллонитовой глине, и составляет более 1100%, число пластичности Na-монтмориллонитовой глины достигает 264, а Ca-монтмориллонитовой — 44. Хорошо видно, что, изменяя состав обменных катионов, можно существенно влиять на физико-химические свойства грунтов.

Большое влияние на физико-химические свойства грунтов оказывает также гранулометрический состав. Величина липкости глин приведена выше; по сравнению с ней липкость песков и супесей невелика, на порядок меньше, что никак нельзя объяснить только разницей в их минеральном составе. Если в грунтах отсутствуют глинистые частицы, то они не обладают пластичностью, набухаемостью, усадкой, тиксотропией; тиксотропные явления наблюдаются лишь в том случае, если в грунтах содержится хотя бы 1,5—2% глинистых частиц. Присутствие глинистых частиц уменьшает просадку и увеличивает водопрочность грунтов.

На физико-химические свойства оказывают влияние и другие факторы, характеризующие строение грунтов. Так, нарушение естественных структурно-текстурных особенностей грунтов способствует увеличению их набухания и усадки, уменьшению водопрочности и т. д.

§ 3. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Физико-механические свойства проявляются, когда на грунт действует внешнее давление; они подразделяются на деформационные, прочностные и реологические свойства.

Деформационные свойства грунта. Деформационные свойства характеризуют поведение грунта под нагрузками, не превышающими критические и, следовательно, не приводящими к его разрушению. Эти свойства чаще всего выражают следующими показателями: модулем деформации и коэффициентом Пуассона, коэффициентами сжимаемости и консолидации, моделями сдвига и объемного сжатия.

Деформационные свойства грунтов определяются в условиях, моделирующих работу грунта при взаимодействии с сооружением. Наиболее часто деформационные свойства грунта определяются при статическом нагружении. Однако для дорожного и антисейсмического строительства изучение деформационных свойств грунтов производится также при действии вибрации, переменных нагрузок и т. д.

Характеристика деформационных свойств скальных и дисперсных грунтов неодинакова. При характеристике скальных грунтов учитывается модуль деформации (E); различают модуль упругости (E_y) и модуль общей деформации ($E_{\text{общ}}$).

Модуль упругости (E_y) равен отношению напряжения (σ) при одноосном сжатии (см. ниже) к относительной обратимой деформации ($e_{\text{обр}}$):

$$E_y = \frac{\sigma}{e_{\text{обр}}}.$$

Модуль общей деформации ($E_{\text{общ}}$) равен отношению напряжения при одноосном сжатии к общей относительной деформации:

$$E_{\text{общ}} = \frac{\sigma}{e_{\text{общ}}}.$$

Очевидно, что $E_{\text{общ}} < E_y$, так как $e_{\text{общ}} > e_{\text{обр}}$. Для упругодеформируемых материалов модуль упругости равен модулю общей деформации и не зависит от напряжения, т. е. является величиной постоянной. Но для большинства горных пород модуль упругости и модуль общей деформации являются непостоянными показателями, зависящими от величины и продолжительности действия давления.

Разница между статическим модулем упругости и модулем общей деформации зависит от вида породы и ее структуры: для скальных пород отношение E_y к $E_{\text{общ}}$ равно примерно 2, а для рыхлых глинистых пород может достигать нескольких порядков, так как их деформация происходит в результате существенного уплотнения грунта. Для расчета осадки сооружений при действии статических нагрузок используется величина равновесного модуля общей деформации $E_{\text{общ}}$, а при расчете деформаций от кратковременных динамических нагрузок — величина E_y .

Вторым показателем деформационных свойств скальных грунтов является коэффициент Пуассона (μ), характеризующий способность породы к изменению объема в процессе деформации под действием

напряжений. Обычно употребляемый в расчетах коэффициент Пуассона относится к упругой деформации.

Коэффициент Пуассона μ главных породообразующих минералов изменяется в большом пределе: от 0,08 до 0,34. Коэффициент Пуассона кристаллов зависит от типа кристаллической решетки и направления действия напряжения относительно кристаллографических осей. Для пород μ зависит от их минерального состава, трещиноватости и пористости.

Наиболее важным деформационным свойством дисперсных грунтов является их сжимаемость под нагрузкой, обусловленная уменьшением объема пор вследствие смещения частиц относительно друг друга, деформацией самих частиц, а также воды и газов, заполняющих поры. Уплотнение водонасыщенного грунта происходит вследствие удаления воды из пор, при этом влажность грунта уменьшается. Уплотнение не полностью водонасыщенных грунтов до определенных давлений может происходить без изменения их влажности.

Сжимаемость грунтов под нагрузкой происходит во времени. Поэтому при определении сжимаемости грунтов различают показатели, характеризующие зависимость конечной (равновесной) деформации от нагрузки и изменение деформации грунта во времени при постоянной нагрузке. К первой группе показателей относятся: коэффициент уплотнения a , коэффициент компрессии a_k , модуль осадки e_p ; ко второй группе — коэффициент консолидации c_v и др.

Показатели сжимаемости дисперсных грунтов определяются в лаборатории при уплотнении грунтов под нагрузкой и в условиях одномерной задачи, когда деформация грунта происходит только в одном направлении. Такой вид испытания грунта без возможности бокового расширения называется компрессией.

Компрессионная кривая показывает зависимость между коэффициентом пористости и давлением на грунт (рис. 16). Для небольшого диапазона давлений 0,1—0,3 МПа компрессионная кривая в координатах $e—P$ может быть заменена прямой. Тангенс угла α и называется коэффициентом уплотнения при сжимаемости (a): размерность $a—\text{МПа}^{-1}$. По величине a судят о сжимаемости грунта.

В практике инженерных расчетов часто в качестве норм сжимаемости применяют непосредственно величину относительной вертикальной деформации:

$$e_p = 1000 \frac{\Delta h}{h_0} \text{ мм/м.}$$

Величина e_p называется модулем осадки и представляет величину сжатия в миллиметрах столба грунта высотой в 1 м при приложении к нему дополнительной нагрузки. По Н. Н. Маслову, степень сжимаемости грунта по величине модуля осадки при $P=0,3$ МПа может быть охарактеризована следующим образом:

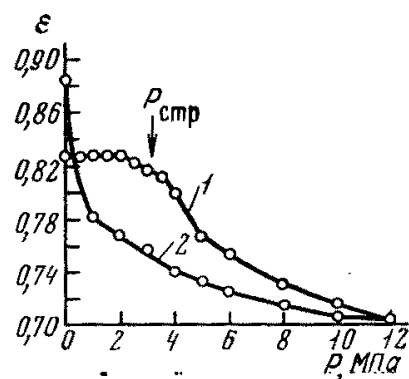


Рис. 16. Компрессионная кривая грунта: 1 — ветвь нагрузки; 2 — ветвь разгрузки

Категория грунта по сжимаемости	Модуль осадки, мм/м	Характеристика сжимаемости
0	<1	практически несжимаемая
I	1—5	слабая
II	5—20	средняя
III	20—60	повышенная
IV	>60	сильная

Величина коэффициента уплотнения грунта (a) связана с величиной модуля общей (линейной) деформации ($E_{\text{общ}}$) следующим соотношением:

$$E_{\text{общ}} = \beta \frac{1 + \varepsilon_0}{a} = \frac{\beta}{a_0},$$

где $a_0 = \frac{a}{1 + \varepsilon_0}$ — коэффициент относительной сжимаемости; β — ко-

эффициент, зависящий от коэффициента относительной поперечной деформации грунта (аналогичного коэффициенту Пуассона для упругих тел) и приблизительно равный для песков — 0,8, для супесей — 0,7, для суглинков — 0,5 и для глин — 0,4.

При действии нагрузки на грунт возникают деформации, которые протекают во времени. Даже для песчаных и не полностью водонасыщенных глинистых грунтов сжатие под нагрузкой не происходит мгновенно, хотя в ряде случаев может протекать с такой же скоростью, с какой прикладывается к ним нагрузка. Деформация сжатия таких грунтов обусловлена при обычных в строительстве нагрузках упругим сжатием частиц и газа. Но для полностью водонасыщенных глинистых грунтов, особенно глин с нарушенными структурными связями, сжатие обусловлено в основном оттоком воды из пор, скорость которого зависит от водопроницаемого грунта.

Уплотнение глинистого водонасыщенного грунта во времени под постоянной нагрузкой называется консолидацией. Знание процесса консолидации глинистых грунтов необходимо для правильного прогноза скорости осадок сооружений.

При действии вертикальной нагрузки грунт сжимается и стремится расширяться в стороны; при этом возникает давление, которое называют боковым распором. Величина бокового давления в условиях, когда исключено боковое перемещение частиц грунта, составляет определенную часть от вертикального давления:

$$P_{\text{гор}} = \xi P_{\text{верт}},$$

где ξ — коэффициент бокового давления в состоянии покоя. Величина ξ зависит от состава и строения грунтов и изменяется у глин в пределах 0,5—1, у песков — 0,3—0,5. Коэффициент бокового давления необходим для расчета различного рода подпорных сооружений, ограждений, крепления откосов и т. п.

Реологические свойства. Характер сопротивления грунта внешним силам зависит от скорости приложения этих сил. При быстром возрастании нагрузки сопротивление грунта будет наибольшим и в нем будут преобладать упругие деформации, при медленном возрастании внешних сил — сопротивление грунта будет меньшим, и он будет проявлять свойства ползучести и текучести. Степень проявления упругости или ползучести в грунте зависит от отношения времени действия силы к так называемому времени релаксации, под которым понимается такой промежуток времени, в течение которого напряжение, после прекращения действия силы, уменьшается на определенную величину, например в e раз ($e=2,71$).

Время релаксации различно у разных тел. Для скальных грунтов время релаксации изменяется сотнями и тысячами лет, для стекла — около ста лет, а для воды — 10^{-11} с. Если продолжительность действия сил на грунт меньше периода релаксации, то будут развиваться в ос-

новном упругие деформации. Если же время действия силы на грунт превышает время релаксации, то в грунте возникают необратимые деформации ползучести и течения. Иными словами, в зависимости от отношения времени действия силы ко времени релаксации тело будет вести себя как твердое или как жидкое. Период релаксации является основной константой, объединяющей свойства твердых и жидких тел.

Величина времени релаксации может быть определена из отношения вязкости η к модулю упругости (сдвига):

$$T_r = \frac{\eta}{G}.$$

Для твердообразных тел, к которым относятся дисперсные и скальные грунты, характерно наличие предельного напряжения сдвига τ_k , называемого пределом текучести и совпадающего с пределом упругости. При $\tau < \tau_k$ течение в телах не обнаруживается и они деформируются упруго (обратимо). При $\tau > \tau_k$ происходит пластическая деформация, и такие тела принимают любую форму, сохраняя ее сколь угодно долго после удаления действовавшей нагрузки. Для твердообразных тел говорят о пластической вязкости.

Пластичные глинистые грунты проявляют свойства ползучести при касательных напряжениях, измеряемых сотыми и десятими долями МПа. Для проявления ползучести скальных грунтов требуется действие напряжения, измеряемого единицами и десятками МПа.

Физический механизм ползучести очень сложен и зависит от большого числа факторов. В кристаллах ползучесть обусловлена дефектами структуры, двойникованием, трансляцией, диффузией; в поликристаллических телах и дисперсных глинистых грунтах, которые ползут при меньших давлениях, чем кристаллы, — квазивязким скольжением частиц относительно друг друга, переориентацией частиц в направлении, нормальном результирующему напряжению, и развитием микротрещин. Кинетика ползучести зависит от давления и температуры и осложняется различными структурными превращениями.

Сопrotивление грунтов одноосному сжатию относится к прочностным свойствам грунтов. Прочностные свойства характеризуют поведение грунта под нагрузками, равными или превышающими критические. Для их определения образцы подвергаются сжатию до разрушения. Прочность грунтов часто определяют путем их раздавливания в условиях свободного бокового расширения. Разрушающая сила при этом действует только в одном направлении, поэтому такое испытание называют одноосным сжатием.

Сопrotивление одноосному сжатию соответствует резкому увеличению относительной деформации или видимому разрушению образца грунта. Расчет сопротивления сжатию производится на основе предположения об однородном напряженном состоянии образца грунта по формуле:

$$\sigma_{сж} = \frac{P_{разд}}{F},$$

где $P_{разд}$ — усилие раздавливания, при определенной высоте образца H ; F — площадь поперечного сечения образца, m^2 .

В действительности напряженное состояние образца при одноосном сжатии является существенно неоднородным. Поэтому получаемое при испытании на раздавливание значение $\sigma_{сж}$ представляет до известной степени условную характеристику прочности грунта, зависящую от многих факторов. Тем не менее определение $\sigma_{сж}$ в инженерно-гео-

логической практике широко распространено, так как позволяет приближенно оценить несущую способность фундамента на скальных грунтах, определить сцепление и угол внутреннего трения породы и оценить ее прочность как строительного материала. В технической мелиорации грунтов величина $\sigma_{сж}$ является основным критерием эффективности применения того или иного способа повышения прочности дисперсных грунтов.

Характер разрушения образцов грунта при одноосном сжатии зависит (при одинаковых условиях испытания) от вида породы и может быть хрупким, полухрупким и пластичным. Хрупкое разрушение проявляется в породах с прочными кристаллизационными связями. Пластичное деформирование наиболее часто проявляется в слабopрочных породах и в естественных условиях приводит к образованию загиба пластов, выдавливанию пород в подземных выработках и т. д.

Сопротивление грунта разрыву. Разрыв грунта происходит под действием растягивающих нормальных давлений, возникающих в массиве грунта в результате действия гравитационных сил (на бровке откоса), горизонтального давления воды (в основании верхней грани плотины), неравномерного термического расширения и сжатия, а также усадки различных участков породы и т. д. Под действием растягивающего напряжения происходит разрыв грунта, что выражается в появлении трещин отрыва. Поверхность трещин отрыва имеет характерный рисунок, по которому их отличают от трещин сдвига (рис. 17).

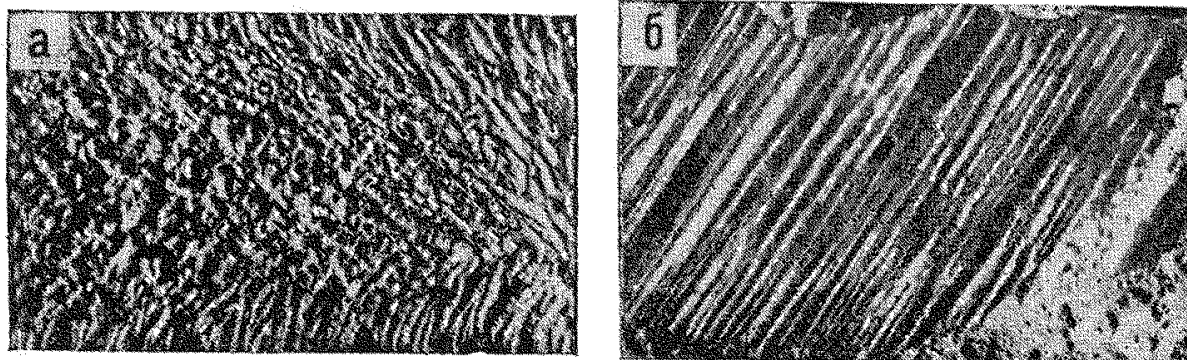


Рис. 17. Поверхность трещины отрыва (а) и сдвига (б) в скальном грунте

Прочность на разрыв определяют в основном для скальных грунтов в условиях одноосного растяжения. Величина прочности породы на разрыв необходима при установлении допустимой крутизны откосов, при расчете радиальных деформаций и допустимых напряжений в напорных тоннелях, при проектировании бетонных плотин и др. Определение прочности на разрыв как при одноосном растяжении, так и при раскалывании образца производится по формуле:

$$\sigma_p = \frac{P}{F},$$

где P — разрушающее усилие; F — площадь раскола, м².

Сопротивление грунта сдвигу является их важнейшим прочностным свойством, знание которого необходимо для решения разнообразных инженерно-геологических задач. Под действием некоторой внешней нагрузки в определенных зонах грунта связи между частицами разрушаются и происходит смещение (сдвиг) одних частиц относительно других — грунт приобретает способность неограниченно деформиро-

ваться под данной нагрузкой. Разрушение массива грунта происходит в виде перемещения одной части массива относительно другой (оползание откоса, выпор грунта из-под сооружения и т. п.).

Сопротивление грунтов сдвигу в определенном диапазоне давлений (от десятых долей до целых единиц МПа) может быть выражено линейной зависимостью, установленной К. Кулоном еще в 1773 г.:

$$\tau_{\text{пр}} = \sigma \operatorname{tg} \varphi + C,$$

где $\tau_{\text{пр}}$ — предельное сдвигающее напряжение и σ — нормальное давление, Па; $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициент внутреннего трения; φ — угол внутреннего трения; C — сцепление, Па (рис. 18).

Величины φ и C являются параметрами зависимости сопротивления грунта сдвигу, которые необходимы для инженерных расчетов прочности и устойчивости массива грунта и их давления на ограждения и подземные сооружения. Насколько важна правильная оценка сопротивления грунта сдвигу, показывает следующий пример.

Объемы современных насыпных плотин измеряются десятками миллионов кубометров, поэтому небольшие изменения угла внутреннего трения грунта плотины вызывают значительные изменения объема и стоимости сооружения. Так, для Нурекской плотины (р. Вахш), имеющей объем около 60 млн. м³, изменение угла внутреннего трения галечника, слагающего упорные призмы, с 35 до 38° вызвало уменьшение объема плотины примерно на 4 млн. м³ грунта.

С другой стороны, введение в расчет завышенных значений угла внутреннего трения и сцепления грунта может привести к значительным деформациям сооружения или полному его разрушению.

Факторы, определяющие физико-механические свойства грунтов. Физико-механические свойства скальных и дисперсных грунтов сильно отличаются друг от друга вследствие присущих им различных структурных связей.

Минеральный состав скальных грунтов оказывает влияние на их упругие свойства при пористости $< 1\%$. При этом условия основные породы обладают большей упругостью, чем кислые. Такая же закономерность отмечается по отношению величины сопротивления скальных грунтов одноосному сжатию; для базальтов эта величина доходила до 450 МПа, а у гранитов максимальное ее значение было зафиксировано 380 МПа. Сопротивление срезу у базальтов составляло > 100 МПа, у гранитов — 30—50 МПа.

Еще в большей степени физико-механические свойства скальных грунтов изменяются от их структурно-текстурных особенностей. Особенно большое влияние на физико-механические свойства скальных грунтов оказывают их трещиноватость и пористость. В качестве примера можно указать, что у кварцевых порфиров (в р-не Капчагайской ГЭС) при возрастании трещиноватости ($K_{\text{тр}}$ от 0,6 до 6,0%) деформационные свойства резко повысились, в частности величина модуля упругости (E_y) снизилась с $1,80 \cdot 10^5$ до $0,36 \cdot 10^5$ МПа, а ее значение во много раз превышало величину модуля общей деформации ($E_{\text{общ}}$). Послед-

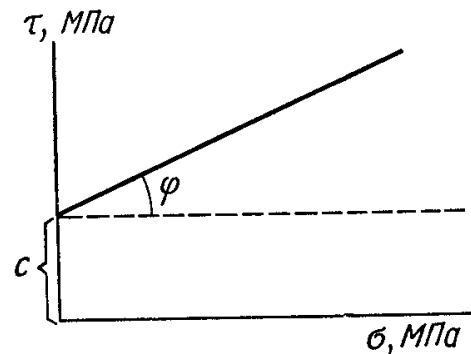


Рис. 18. Сопротивление грунтов сдвигу

нее объясняется тем, что при действии давления породы испытывают большие остаточные деформации. Следовательно, с увеличением трещиноватости изменяется характер деформаций скальных грунтов: у скальных грунтов уменьшаются величины сопротивления сжимаемости, разрыву, сдвигу. Поскольку водопоглощение в гранитном массиве зависит от трещиноватости слагающих его пород, наблюдается четкая зависимость между величинами водопоглощения и сопротивлению сдвигу. Для гранитов было отмечено, что с ростом водопоглощения параметры сопротивления сдвигу уменьшаются: φ от 62 до 41°, а C от 1,3 до 0,1 МПа. Даже сравнительно небольшое увеличение пористости и трещиноватости микроклинового гранита от 0,6 до 1,0% уменьшало его прочность на сжатие от 240 до 180 МПа, а при увеличении до 3% она падает до 110 МПа.

Минеральный состав дисперсных грунтов тоже влияет на их деформационные свойства. Присутствие в песках частиц слюды, имеющих пластинчатую форму, значительно увеличивает сжимаемость песков и величину обратимой деформации. Влияние минерального состава глинистых грунтов проявляется через размер, форму и гидрофильность частиц. С ростом дисперсности и гидрофильности глин возрастают их пористость и возможность значительно уплотняться при действии внешней нагрузки. В соответствии с этим наибольшую деформируемость будут иметь монтмориллонитовые глины, особенно Na-монтмориллонитовые глины.

Минеральный состав песков и глин оказывает значительное влияние на их сопротивление сдвигу, а у глинистых грунтов — на их сопротивление одноосному сжатию и разрыву. Присутствие в песках слюд, хлорита, талька и других минералов с низким коэффициентом трения снижает их сопротивление сдвигу. Наименьшим сопротивлением сдвигу обладают Na-монтмориллонитовые глины по тем же причинам, по которым они имеют наибольшую сжимаемость. Но в воздушно-сухом состоянии эти же глины будут обладать наибольшим сопротивлением на одноосное сжатие и разрыв благодаря тому, что в них при дегидратации возникает наибольшее количество контактов, где проявляются ионно-электростатические структурные связи.

Этот пример хорошо показывает, какое большое значение при определении физико-механических свойств дисперсных грунтов имеет соотношение в них различных компонентов, и в частности содержание в них воды в различных ее видах. В зависимости от влажности сопротивление одноосному сжатию будет изменяться:

для монтмориллонитовых глин	от 0 до 29 МПа,
для гидрослюдистых	от 0 до 13 МПа,
для каолиновых	от 0 до 7,5 МПа.

Каков бы ни был минеральный состав глин, при определенной влажности они перестают обладать сопротивлением одноосному сжатию.

В других случаях увеличение влажности приводит лишь к значительному снижению прочностных характеристик. Так, угол естественного откоса под водой частиц 0,25—0,1 мм в случае, если они состоят из кварца, уменьшается по сравнению с его величиной в воздушной среде на 10%, у полевых шпатов — на 25, у мусковита — на 50%. Как видно, уменьшение угла естественного откоса под водой зависит от минерального состава песков.

Приведенные данные убедительно показывают, что физико-механические свойства дисперсных грунтов в значительной степени зависят от их состава в широком смысле этого слова, т. е. зависят от соотно-

шения компонент: минерального состава твердой и химического состава жидкой компонент. Несмотря на такой вывод, можно сказать, что структурно-текстурные особенности дисперсных грунтов, подобно тому, как и у скальных грунтов, оказывают еще большее влияние на их физико-механические свойства. Достаточно вспомнить, как сильно изменяются физико-механические свойства в зависимости от гранулометрического состава грунтов.

Глинистые грунты могут обладать сопротивлением сжатию и на разрыв, песчаные грунты этими свойствами не обладают. Вследствие того что структурные связи в глинистых грунтах другого характера, чем в песчаных, сопротивление сдвигу в глинистых грунтах тоже имеет другой характер, чем в песчаных грунтах.

Под влиянием внешнего давления частицы песков могут дробиться, а частицы глины лишь переориентируются в пространстве. Характер сжимаемости песчаных и глинистых пород различен; значительно большей сжимаемостью обладают глинистые грунты. Сжимаемость глинистых грунтов возрастает с ростом их дисперсности. Пористость и другие структурно-текстурные особенности дисперсных грунтов тоже оказывают большое влияние на физико-механические свойства грунтов.

Общим для физико-механических свойств скальных и дисперсных грунтов является то, что они больше всего зависят от структурно-текстурных особенностей пород. Помимо этого у дисперсных грунтов четко прослеживается влияние химико-минерального состава пород на физико-механические свойства. Отличие между физико-механическими свойствами скальных и дисперсных грунтов заключается также и в том, что у последних эти свойства зависят еще и от физико-химических факторов, проявляющихся при взаимодействии компонентов, составляющих дисперсные грунты.

ГЛАВА 4

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. ПОНЯТИЕ О МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Весь предыдущий материал, посвященный инженерно-геологическим особенностям горных пород и их свойств, был получен, как правило, при изучении отдельных образцов в лабораторных условиях или для ограниченной толщи грунтов при полевых исследованиях. Однако полученные величины, характеризующие свойства отдельных образцов грунта, далеко не всегда тождественны по своему значению величинам (если каким-то образом их удалось бы определить или рассчитать) для массива, откуда были взяты эти образцы. Свойства массивов грунтов могут быть значительно иными, чем свойства образцов, взятых из этих массивов.

Поясним это следующим примером. Среднезернистые граниты из района Красноярской ГЭС имеют прочность на сжатие, в среднем превышающую 100 МПа. Это такое значение прочности, при котором можно было бы строить ГЭС на этих гранитах в любом удобном месте. Но нельзя забывать о том, что указанная прочность — это прочность отдельных образцов сравнительно небольшого размера. Проч-

ность всего массива на порядок, а может быть и больше, ниже прочности отдельных образцов. Это связано с тем, что массивы пород разбиты трещинами различного генезиса, размера и различной глубины; особенно значительной трещиноватость оказывается в зонах тектонического дробления. С поверхности и по трещинам, иногда на значительную глубину, происходит изменение состава пород под влиянием выветривания. Массив может быть неоднородным; состав и структура пород в пределах одного массива могут несколько изменяться; степень обводненности пород — тоже. В итоге прочность массива грунтов может быть во много раз меньше прочности образцов. Это особенно характерно для скальных грунтов.

Поэтому при изысканиях под Красноярскую ГЭС граниты изучались так же тщательно, как если бы это были породы, обладающие небольшой прочностью. Первоначальный вариант размещения Красноярской ГЭС ближе к городу, на суженном участке Енисея, был забракован именно из-за недостаточной прочности гранитного массива. При сооружении Красноярской ГЭС на выбранном участке уже в процессе строительства, когда был отрыт котлован, было обнаружено, что ранее известная зона тектонической раздробленности гранитов имеет другую конфигурацию, чем это было установлено бурением, и уходит под основание плотины. Это привело к увеличению стоимости строительства.

Другой пример относится к случаю, когда массив сложен породами разного петрографического состава. Днестровская ГЭС проектировалась в районе, где в основании карбонатных верхнемеловых — нижнемеловых толщ залегает пачка протерозойских пород мощностью 40—60 м, представленных частым переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Это прочные породы, сопротивление сдвигу которых характеризуется до 10 МПа. В этой пачке имеется до 30 прослоев глин, каждый из которых меньше 20 см. Прочность этих глин на сдвиг не превышает 0,12 МПа. Таким образом, оказалось, что в протерозойской пачке имеются ослабленные плоскости сдвига (глины), которые влияют на устойчивость всего склона в целом.

При электронно-микроскопическом изучении глины видна хорошая ориентация глинистых частиц по напластованию (рис. 19), которая обуславливает анизотропию их сдвигу. Сопротивление сдвигу перпендикулярно напластованию в 1,5 раза больше, чем параллельно напластованию. Микростроение глинистых прослоев показывает, что для всего массива особенно опасна возможность сдвига в глинистых прослоях при напряжениях, возникающих параллельно напластованию.

Приведенные примеры поясняют, что в ряде случаев нельзя ограничиваться изучением свойств образцов грунтов, даже нельзя ограничиваться изучением свойств породы в условиях ее естественного залегания, а надо стремиться оценить особенности (свойства) самого массива. Отсюда видна вся важность, все большее научное и практическое значение определения понятия «массив горных пород».

Г. А. Голодковская и Л. В. Шаумян (1974) дают такое определение скального массива: «Под массивом скальных горных пород понимают геологическое тело, образующее тектоническую структуру или ее часть, сформировавшееся в определенной геолого-структурной и палеогеографической обстановке и характеризующееся присущими только ему геологическими, гидрогеологическими и инженерно-геологическими закономерностями».

Важным теоретическим и практическим аспектом инженерно-геологического изучения массивов горных пород является учет закономер-

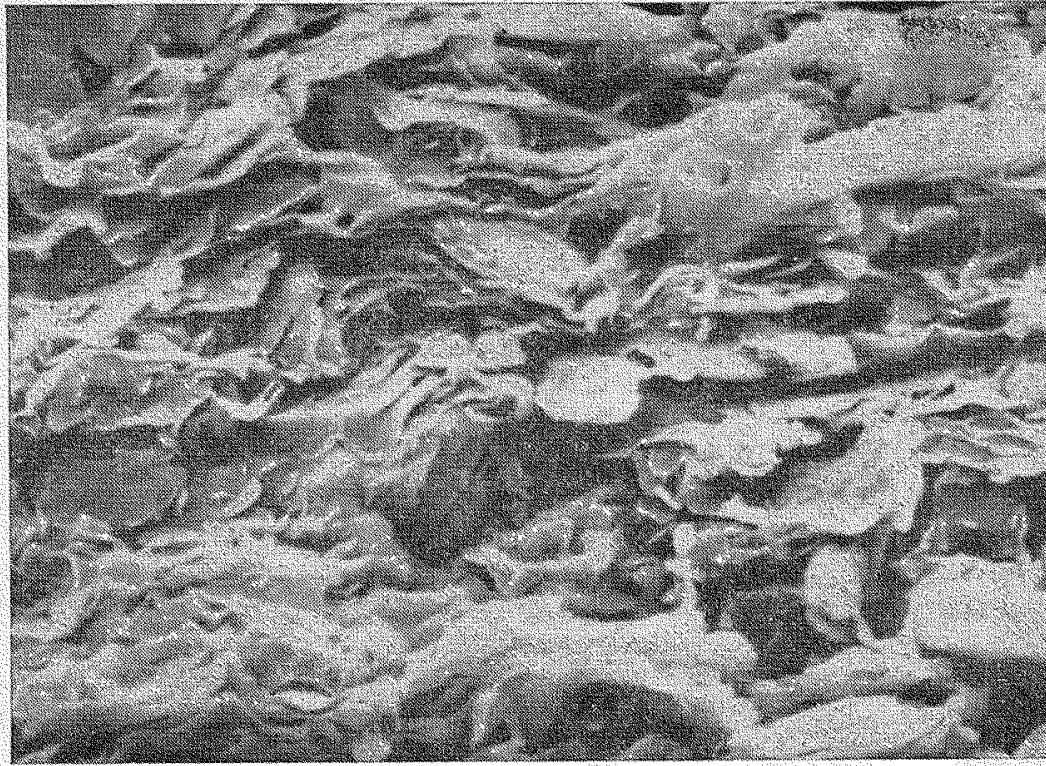


Рис. 19. Микростроение глин из протерозойской толщи, ув. 5000*

ностей пространственного изменения состава, строения и свойств пород. Если рассматривать массив как определенное геологическое тело, то решение этой проблемы может быть осуществлено с позиции теории изменчивости (Бондарик, 1971; Комаров, 1972). Применение этой теории в инженерной геологии основывается на том, что изменение свойств пород в любом геологическом теле подчиняется определенным закономерностям, которые могут носить детерминированный или случайный характер. В свою очередь, детерминированная компонента, как правило, включает две составляющие: регионально-коррелированную (тренд) и периодическую.

В зависимости от целей исследования можно использовать различные математические модели изменчивости изучаемого параметра. При решении задач регионального плана, заключающихся в выявлении основных закономерностей изменения того или иного геологического параметра в пределах крупных территорий, можно ограничиться анализом только регионально-коррелированной составляющей, отбросив периодическую и случайную компоненты пространственной изменчивости массива. Такой подход позволяет, например, установить, что изменение гранулометрического состава аллювиальных отложений сверху вниз по долине реки носит экспоненциальный характер.

При решении других задач, например при исследовании физико-географической обстановки накопления какой-то толщи пород, используется математическая модель, учитывающая не только регионально-коррелированную, но и периодическую составляющую функции изменчивости. Еще более сложная модель используется при решении задач, предусматривающих получение значения исследуемого параметра породы в любой точке массива. В этом случае наряду с детерминированной составляющей изменчивости приходится учитывать и случайную компоненту функции изменчивости. В то же время при изучении однородных по своему составу, строению и свойствам массивов можно ис-

пользовать простейшую модель, учитывающую только случайную компоненту. Значение исследуемого свойства породы в этом случае варьирует в пределах среднего квадратического отклонения. Для характеристики такого массива можно привлекать аппарат статистики случайных величин, «не чувствительный» к пространственному расположению взятого параметра. Однако этому должно предшествовать исследование закона распределения исследуемого параметра.

В настоящее время разработаны различные методы описания изменчивости инженерно-геологических свойств пород, предусматривающие широкое использование ЭВМ. Накопленный при этом опыт на примере изучения лёссовых пород Западной Сибири, Южного Казахстана, Украины и Северного Кавказа (Бондарик, Горальчук, Сироткин, 1976) свидетельствует о том, что применение теории изменчивости в значительной степени способствует повышению достоверности и надежности инженерно-геологического изучения массивов горных пород.

Изучение массивов грунтов в настоящее время приобретает все большее значение в связи с сооружением крупных энергетических комплексов, с дальнейшим развитием горного дела в новом диапазоне глубин, часто превышающих тысячу метров, с решением целого ряда транспортных задач, со строительством глубоких тоннелей и других сооружений.

§ 2. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОВЕДЕНИЕ МАССИВА ГРУНТОВ

Инженерно-геологические особенности массива зависят от многих факторов. Важнейшими из них, определяющими поведение массива грунтов при их взаимодействии с инженерными сооружениями, являются: вещественный состав, структура и текстура горных пород, слагающих массивы; структура самого массива, которая определяется его слоистостью, трещиноватостью, неоднородностью, анизотропностью, обводненностью; напряженное состояние, отражающее особенности строения гравитационного и тектонического полей земной коры и ее морфоструктуру.

Вещественный состав горных пород. Естественно, что массивы, сложенные различными горными породами, обладают различными инженерно-геологическими особенностями. Особенно резко будут отличаться по своему поведению при взаимодействии с инженерными сооружениями массивы, сложенные скальными и дисперсными грунтами.

Оценивая прочность массива, следует иметь в виду неоднородность слагающих его пород, если даже они принадлежат к одному петрографическому типу. Например, прочность базальтов Талнахского месторождения различна в зависимости от их состава и структуры. Так, порфиновые базальты, содержавшие высокий процент пироксенов и небольшое количество вулканического стекла, имели самые высокие показатели плотности ($\Delta = 2,83 \text{ г/см}^3$), прочности ($\tau_{сж} = 170 \text{ МПа}$) и динамического модуля упругости ($E_{дин} = 65 \cdot 10^3 \text{ МПа}$). Пикритовые базальты с высоким содержанием стекла, небольшим количеством пироксенов и значительным (до 50%) содержанием оливина, который, будучи неустойчивым минералом, как правило, в образцах вторично изменен, имели самые низкие показатели прочности ($\Delta = 2,64 \text{ г/см}^3$, $\sigma_{сж} = 70 \text{ МПа}$, $E_{дин} = 38 \cdot 10^3 \text{ МПа}$). Таким образом, при прочих равных условиях массивы, сложенные порфировыми базальтами, оказываются более прочными, чем массивы пикритовых базальтов.

Трещиноватость массива нарушает его сплошность и поэтому имеет важное значение при инженерно-геологической оценке массива. По своему генезису трещины могут быть первичными и вторичными. Среди первых распространены трещины отдельности и напластования.

Трещины отдельности чаще всего возникают при остывании магматических пород (контракционная трещиноватость) и метаморфизме (метаморфогенная трещиноватость). В качестве примера можно привести отчетливо выраженные трещины, разделяющие на столбчатые отдельности базальтовые лавы (рис. 20). Иногда трещины отдельности хорошо выражены у гранитов, где они образуют матрацевидную и другую формы.

Трещины напластования связаны с процессами седиментации и диагенеза осадков (диагенетическая трещиноватость). Возникают они на границе слоев различного литологического состава или внутри слоя в результате того, что породы в слоях по-разному реагируют на нагревание, охлаждение, окисление, гидратацию и давление.

Первичная трещиноватость в массивах обычно имеет подчиненное значение. Более значимые в инженерно-геологическом отношении вторичные трещины возникают после того, как порода уже сформировалась. К ним относятся трещины тектонического происхождения и экзогенные трещины.

Тектонические трещины связаны со сжатием и растяжением земной коры при тектонических процессах. Наибольшее развитие тектонической трещиноватости наблюдается у скальных, наименьшее — у дисперсных грунтов. Для тектонических трещин характерны большая глубина и выдержанность по простиранию; отдельные трещины, особенно связанные с крупными разломами земной коры, могут распространяться в глубину более чем на километр. В магматических породах тектонические трещины секут крупные кристаллы, в конгломератах — гальку.

Экзогенные трещины образуются в процессе выветривания пород, при оползневых деформациях, обвалах, провалах сводов карстовых пещер, при разгрузке пород в бортовой части какого-либо вреза. Характерной особенностью этого типа трещин являются невыдержанность по простиранию, извилистые очертания и быстрое затухание с глубиной.

При решении инженерно-геологических задач важно давать не только качественную характеристику трещиноватости, но и ее количественную оценку. Для этих целей находят показатель трещинной пу-

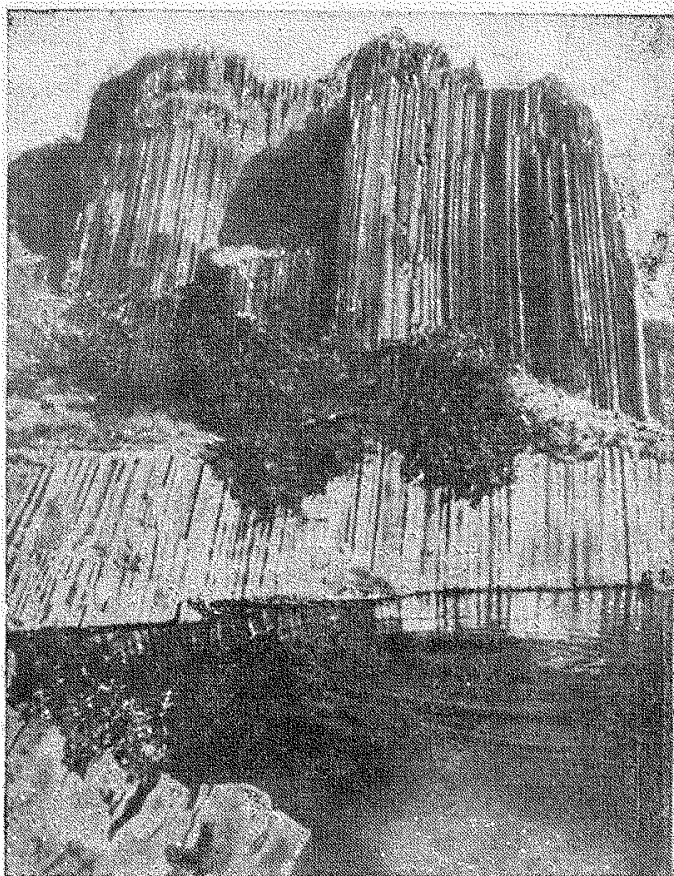


Рис. 20. Столбчатые андезито-базальты четвертичного возраста. Фото А. Асланяна

стотности породы, под которым понимается отношение площади трещин (в любой плоскости) к площади участка, на котором проводился замер трещин. По величине показателя трещиноватости устанавливается степень трещиноватости пород (табл. 8).

Таблица 8

Классификационная схема трещиноватости пород
(по Л. И. Нейштадт)

Степень трещиноватости	Величина показателя трещиноватости, %	Характер трещин
Слабая трещиноватость	<2	развиты волосиные и тонкие трещины до 1 мм, с единичными трещинами шириной до 2 мм; средние и крупные трещины отсутствуют
Средняя трещиноватость	2—5	наряду с тонкими трещинами шириной до 1 мм имеют место трещины шириной 2—5 мм и отдельные до 5—20 мм
Сильная трещиноватость	5—10	наряду с мелкими трещинами присутствуют также крупные трещины шириной 20—100 мм
Очень сильная трещиноватость	10—20	наряду с мелкими трещинами присутствуют крупные и очень крупные трещины шириной 20—100 мм и более
Исключительно сильная трещиноватость	>20	

При изучении инженерно-геологических свойств трещиноватых пород необходимо обращать внимание на степень и характер заполнения трещин, а также на состав заполнителя. Если трещина «залечена» кварцем и кальцитом, она не представляет опасности. Если же трещина выполнена глинистым материалом, то она ухудшает несущую способность породы, но при этом снижается ее водопроницаемость.

Для количественной оценки трещинной пустотности пород широко применяются геофизические методы (ультразвуковой и сейсмический). Получаемый при этом модуль Юнга повышается при снижении трещинной пустотности пород (благодаря повышению монолитности породы). Используя эту зависимость, можно количественно оценить трещинную пустотность горных пород.

Г. А. Голодковская и Л. В. Шаумян (1970) показали, что существует функциональная зависимость между скоростью распространения упругих волн и прочностью горных пород. Это дает возможность, изучая скорость упругих волн в массивах, судить об их прочности. С появлением в массиве трещиноватости и с увеличением ее интенсивности отмечается понижение упругих параметров.

Этими исследователями также было отмечено, что зоны сильной и повышенной трещиноватости, приуроченные к одному и тому же нарушению, имеют различную ширину в породах разного состава. Трещиноватость, обусловленная глубинным Норильским разломом, слабее

проявляется в более пластичных карбонатных породах ($\sigma_{сж}/\sigma_{разр} = 13-15$), где она затухает на расстоянии 30 м от плоскости смещения, тогда как в хрупких базальтах ($\sigma_{сж}/\sigma_{разр} = 20-35$) — на расстоянии 50—100 м. Мощность трещиноватых зон при этом не связана прямой зависимостью с величиной прочности пород (прочность базальтов почти в два раза выше, чем прочность карбонатных пород) и, очевидно, в значительной мере определяется их хрупкостью и трещиноватостью.

Трещиноватые зоны открывают доступ воде и воздуху в глубь массива; благодаря им под влиянием процесса выветривания могут изменяться на значительную глубину породы, обычно устойчивые к воздействию этого процесса. Это можно показать на следующем примере. От слияния Шилки и Аргуни и до впадения в Амур Зеи долина Амура в ряде мест прорезает массивы монолитных базальтов, характеризующихся высокой плотностью и прочностью. Долина реки в этих местах сужена, берега — отвесные стенки, бечевник отсутствует, уреза воды наблюдаются скопления крупных глыб и обломков, базальты с поверхности темного цвета, который мало отличается от цвета ядра, полученного при бурении. Все говорит о монолитности, высокой прочности и устойчивости к выветриванию как самой породы, так и массива, который она слагает. Однако местами желто-зеленые полосы как бы пересекают базальтовые массивы в разных направлениях. Это — зоны тектонической трещиноватости. Тектонические смещения привели к дроблению монолитных базальтов, а агенты выветривания создали элювий, сильно измененный по сравнению с материнской породой. По данным В. Т. Трофимова (1960), элювий, образующийся в зонах тектонического разрушения базальтов, представляет собой щебнистую массу с песчано-глинистым высокопластичным заполнителем (среднее содержание частиц $< 0,01$ мм составляет 6—12%; $< 0,001$ мм — 4—7%). В разрезе элювия выделяются три зоны:

первая — зона светло-зеленых, местами охристых суглинков с большим количеством обломков выветрелых базальтов;

вторая — щебнистая зона с песчано-суглинистым заполнителем;

третья — глыбовая зона.

Желто-зеленый цвет элювия базальтов объясняется присутствием в его глинистой фракции нонтронита, галлуазита и гидрослюда, образовавшихся в процессе выветривания.

В результате тектонической раздробленности и выветрелости прочность базальтовых массивов в целом, естественно, снижается.

Трещиноватость влияет также на неоднородность и анизотропность массивов пород. Неоднородность массива часто определяется тем, что он сложен разными породами. При петрологически однородных толщах неоднородность массива может зависеть от характера и степени их трещиноватости. По данным Г. А. Голодковской и Л. В. Шаумян (1974), полученным при изучении скорости продольных волн в порфировых базальтах, самыми однородными являются массивы пород только с первичными трещинами. Сравнительно однородными являются также массивы сильно- и равномерно-трещиноватых пород, приуроченных к крупным тектоническим нарушениям. Наибольшую неоднородность имеют массивы с повышенной тектонической трещиноватостью, когда наблюдаются отдельные неравномерно расположенные зоны сгущения тектонических трещин.

Анизотропия пород в массиве связана со слоистостью, сланцеватостью, трещиноватостью и напряженным состоянием. При тектоническом нарушении слоистых толщ анизотропность свойств прунтов вслед-

ствии их тектонической трещиноватости, ориентированной в пространстве в определенном направлении, может быть больше, чем от самой слоистости.

Вопрос об обводненности и фильтрационных свойствах трещиноватого скального массива является очень сложным и до настоящего времени недостаточно разработан. Между тем для решения таких вопросов, как оценка прочности, упругости, деформируемости, разрушения, напряженного состояния массива, необходимы знание и количественный учет обводненности. Проведенные исследования на образцах разных пород (Голодковская, Шаумян, 1974) показали, что заметное снижение прочности пород наступает уже при насыщении водой 60—70% объема открытых пустот (рис. 21).

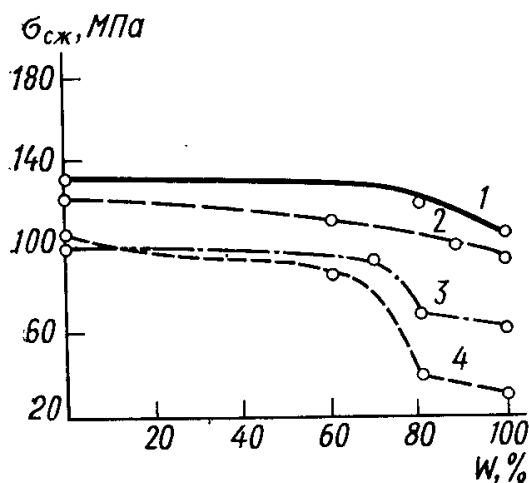


Рис. 21. Изменение прочности пород в зависимости от их обводненности: 1 — песчанки; 2 — базальты; 3 — габбро-диабазы; 4 — известняки (по Л. В. Шаумян)

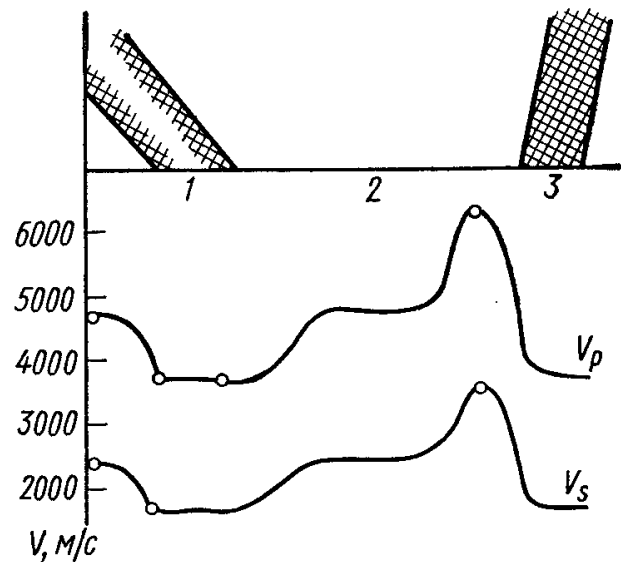


Рис. 22. Изменение скорости распространения упругих волн в зоне глубинного Норильского разлома: 1 — зона западных сбросов; 2 — блок между западными сбросами и тектоническим швом; 3 — тектонический шов (по Л. В. Шаумян)

Напряженное состояние массивов. Изучению распределения напряжений в земной коре в последнее время уделяют внимание специалисты различного профиля: тектонисты, гидрогеологи, горняки и инженеры-геологи.

Произведенные измерения показали, что напряжения в массивах горных пород распределяются в зависимости от характера тектонических структур, направления и величины тектонических сил, трещиноватости горных пород, чередования в разрезе прочных, слабых, хрупких и пластичных толщ, особенностей фильтрационного и температурного полей, расчлененности рельефа.

Наряду с вертикальными напряжениями возникают еще и горизонтальные, во много раз превышающие вес вышележащих пород. Установлено, что реальные напряжения вблизи подвижных тектонических разломов на глубинах в первые сотни метров достигают 70—100 МПа.

Вблизи тектонических нарушений возникают области повышенных напряжений. Это хорошо видно на рис. 22, где представлены результаты изучения ультразвуковым методом напряженного состояния пород на глубине 500 м в зоне регионального Норильского разлома (Голодковская, Шаумян, 1974). Амплитуды смещения пород в Норильском

разломе около 300 м; тектонический шов этого разлома представляет зону дробления шириной 30—40 м. Западный сброс грабена имеет амплитуду смещения 30—50 м, но ширина зоны дробления в этом случае составляет 70—80 м. Все перечисленные зоны сложены измененными породами, серпентинитами, спилозитами и роговиками.

Вблизи Норильского разлома (в 40—50 м к западу от его тектонического шва) напряжения в 2—3 раза превышают напряжения, которые наблюдаются вне зоны его влияния, что является свидетельством повышенных тектонических давлений вблизи Норильского разлома. Вблизи западного сброса, который относится к более мелким тектоническим нарушениям, такой зоны аномально-высоких напряжений не отмечалось. Это говорит о том, что особого внимания заслуживает изучение аномалий в напряжениях в массивах горных пород вблизи крупных тектонических разломов.

Изменчивость напряженного состояния массивов горных пород может быть связана не только с тектоническими причинами, но и с такими, как наличие в разрезе прослоев жестких и прочных пород, выполняющих роль несущих конструкций, где будут концентрироваться напряжения.

Действующие в массиве напряжения оказывают в основном отрицательное влияние на его прочностные свойства. Они приводят к разрушению сплошности пород, к обрушению их в зонах аномально-высоких напряжений, приуроченных к тектоническим нарушениям, где величина напряжений в значительной степени превышает прочность пород. В случае, если высокие склоны имеют в основании глинистые толщи, выше которых залегают прочные породы, такие, как известняки, эффузивные и интрузивные породы (подобное строение имеет место в отдельных районах Южного берега Крыма, Черноморского побережья Кавказа и в других местах), в результате высоких напряжений вблизи тектонических нарушений могут произойти оползни.

Изложенный материал показывает, что прочность массивов определяется многими факторами. Однако определяющим фактором являются сами горные породы, слагающие массив. Массив базальтов и массив песчаных пород трудно сравнимы. Поэтому в дальнейшем особое внимание будет уделено инженерно-геологической характеристике горных пород и почв в соответствии с классификацией, представленной в табл. 6.

ГЛАВА 5

СКАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ

§ 1. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Все магматические породы имеют с точки зрения использования их в строительстве много общего между собой. Общность их физико-механических свойств обусловлена наличием у магматических пород структурных кристаллизационных связей между минеральными зернами, возникающих в процессе формирования породы. Все магматические породы в ненарушенном состоянии имеют высокую прочность, значительно превосходящую нагрузки, известные в инженерной практике, не растворяются в воде и практически водонепроницаемы. Благодаря

этому они широко используются в качестве оснований сооружений. Так, 30% всех высоких плотин земного шара построено на изверженных породах.

Вместе с тем ряд обстоятельств осложняет строительство на магматических породах. В первую очередь к ним относятся трещиноватость и выветрелость массивов. Различные типы магматических пород характеризуются различной трещиноватостью и склонностью к выветриванию. Следует также помнить, что хотя показатели физико-механических и деформационных свойств этих пород и являются высокими, в зависимости от состава, структуры и трещиноватости они могут колебаться в очень широких пределах.

При инженерно-геологической оценке интрузивных пород большое значение имеет размер зерен, так как в общем случае мелкозернистые породы являются более прочными и устойчивыми, чем крупнозернистые. Эффузивные породы могут иметь пузырчатую текстуру. Например, пористость некоторых туфов Армении благодаря пузырчатой текстуре достигает 60%. Часто пустоты в вулканогенных породах выполнены вторичными минералами и сообщают им миндалекаменную текстуру. Породы с миндалекаменной текстурой значительно прочнее пузырчатых, но благодаря своей неоднородности уступают в прочности массивным разновидностям.

Таким образом, свойства интрузивных и эффузивных пород определяются их минеральным составом, структурно-текстурными особенностями и особенно трещиноватостью.

Интрузивные породы. Широкое распространение среди интрузивных пород имеют граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и др.

Прочность гранитов на сжатие колеблется в широких пределах. Даже в породах, не затронутых выветриванием, величина временного сопротивления сжатию отдельных образцов изменяется от 48 до 270 МПа. Если же рассматривать средние значения этого показателя, то нетрудно убедиться, что неизменные разности гранитов имеют прочность, превышающую 100 МПа.

Биотитовые граниты имеют более низкие показатели прочности ($\sigma_{сж} \approx 80$ МПа), особенно в образцах, где биотит замещен хлоритом ($\sigma_{сж} \approx 70$ МПа). Самой низкой прочностью обладают фельдшпатизированные породы гранитного состава ($\sigma_{сж} \approx 40-45$ МПа), для которых характерна порфириовидная структура.

Показатели деформационных свойств гранитов в массивах целиком определяются их трещиноватостью. Так, для слаботрещиноватых гранитов Красноярской ГЭС модуль деформации оказался равным $16 \cdot 10^3$ МПа, для среднетрещиноватых — $9 \cdot 10^3$ МПа, для сильнотрещиноватых — $4,5 \cdot 10^3$ МПа.

По своим прочностным показателям и деформационным свойствам гранодиориты и диориты приближаются к гранитам.

Интрузивные породы основного состава типа габбро по распространению во много раз уступают гранитам. Показатели физико-механических свойств габбровых пород изменяются в широких пределах. Объясняется это неоднородным минеральным составом породы, а также тем, что породы часто изменены под влиянием тектонических процессов. Прочность породы на сжатие колеблется от 40—80 до 200—300 МПа: среднее значение ее превышает 100 МПа. Водонасыщение и промораживание пород практически не влияли на их прочность.

Показатели деформационных свойств габбро очень высоки: статический модуль упругости габбро Украины равен $125 \cdot 10^3$ МПа, а коэффициент Пуассона $\mu = 0,38$.

Водопроницаемость интрузивных пород определяется закономерностями распределения в их массиве трещин и зон тектонических нарушений. Например, трещиноватые габбровые породы имеют коэффициент фильтрации до 40 м/сут, тогда как слаботрещиноватые разновидности их являются практически водонепроницаемыми: их удельные водопоглощения меньше 0,01 л/мин.

Особое место среди интрузивных пород основного состава занимают долериты и диабазы, слагающие траппы Сибирской платформы. Типичной формой их залегания являются силлы (пластовые залежи) в толще палеозойских осадочных пород. Они весьма обстоятельно и всесторонне изучены в связи со строительством Братской, Усть-Илимской, Хантайской и Вилуйской ГЭС. Диабазы и долериты имеют высокие показатели механической прочности, весьма близкие по своим значениям для различных петрографических разновидностей. Средняя величина временного сопротивления сжатию колеблется в интервале 150—180 МПа, при максимальном значении — 270 МПа. Долериты и диабазы имеют высокие значения модуля упругости.

Водопроницаемость диабазов в трапповых интрузиях весьма слабая: она характеризуется удельными водопоглощениями менее 0,01 л/мин, а во многих случаях составляет десятитысячные доли литров в минуту. Только в зонах выветривания водопроницаемость их резко возрастает, достигая 10 м/сут. Заметно увеличивается она и на участках повышения трещиноватости пород.

Эффузивные породы характеризуются большим разнообразием состава и условий залегания. Наибольшим распространением среди них пользуются базальты и сопутствующие им андезиты. Наиболее характерные формы залегания базальтов — покровы и потоки. В лавовых потоках обычно встречаются прослои пирокластических пород — туфолав, туфобрекчий, различных туфов.

Физико-механические свойства базальтов и андезито-базальтов весьма разнородны. Это объясняется разнообразием минерального состава, структуры и текстуры пород. Так, базальты микрокристаллической структуры имеют временное сопротивление сжатию — до 500 МПа, тогда как в пористых базальтах величина прочности на сжатие может быть менее 20 МПа.

Прочность андезито-базальтов существенно зависит от минерального состава. Наибольшей прочностью обладают оливиновые разновидности, наименьшей — авгитовые. Увеличение содержания девитрифицированного стекла до 10—15% снижает прочность базальтов на 10—20%; такое же влияние оказывает и присутствие миндалин в количестве 10—20%.

Молодые базальты Армении имеют интенсивную трещиноватость, обусловленную наличием столбчатых отдельностей. По ее величине выделяют разновидности базальтов от слаботрещиноватых, имеющих коэффициент водопроницаемости в массиве 1 м/сут, до сильнотрещиноватых, у которых коэффициент водопроницаемости в массиве достигает 100 м/сут.

Особую группу пород составляют вулканические туфы, среди которых встречаются как очень слабые разновидности, так и высокопрочные.

§ 2. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди многообразия проявлений метаморфизма наиболее значительны следующие его виды: региональный метаморфизм, контактовый динамометаморфизм. Для каждого из них типичны свои разновидности горных пород с характерными структурно-текстурными особенностями и инженерно-геологическими свойствами.

Физико-механические свойства метаморфических горных пород во многом близки к магматическим, что обусловлено наличием у них жестких, преимущественно кристаллизационных, связей. Все метаморфические породы в ненарушенном состоянии имеют прочность, значительно превышающую нагрузки, существующие в строительной практике. В пределах реальных строительных нагрузок они деформируются как упругие тела. Метаморфические породы практически водонепроницаемы и, за исключением карбонатных разновидностей, практически не растворяются в воде. Деформируемость и фильтрация этих пород возможны только по трещинам, а также в выветрелых зонах. Вместе с тем метаморфические породы обладают некоторыми отличиями от магматических. Эти отличия целиком определяются особенностями их генезиса. Для большинства метаморфических пород характерна анизотропность свойств, обусловленная их сланцеватостью. Прочность на сжатие, сопротивление сдвигу, модуль упругости значительно ниже вдоль сланцеватости, чем перпендикулярно ей. Сланцеватостью определяется значительная выветриваемость этих пород, а также сниженная устойчивость на природных склонах и в бортах искусственных выработок. Многие метаморфические породы образуют тонкоплитчатые и листоватые весьма подвижные осыпи. Особенно характерно это для пород низкой степени метаморфизма.

Регионально-метаморфизованные породы. Среди пород, претерпевших динамотермальный (глубокий, региональный) метаморфизм, наиболее распространены гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы. Реже встречаются мраморы и мраморизованные известняки.

Наиболее прочными и устойчивыми метаморфическими породами являются кварциты. Кварциты — массивные породы различной зернистости, обладают очень высокой механической прочностью. Наиболее часто встречаемые в литературе значения величины их сопротивления сжатию превышают 150—200 МПа. Пористость кварцитов ничтожна, величины водопоглощения и водонасыщения составляют десятые доли процентов (0,2—0,3%). Кварциты морозоустойчивы и очень слабо выветриваются.

Физико-механические свойства гнейсов в зависимости от их структуры и текстуры меняются в широких пределах. Своеобразная очковая текстура гнейсов снижает их прочность. Величина сопротивления раздавливанию у очковых гнейсов Енисейского края, например, не превышает 100—120 МПа, а после испытания на морозостойкость она снизилась до 45—80 МПа.

При выветривании физико-механические свойства гнейсов изменяются особенно сильно. Наибольшей стойкостью против выветривания обладают кварцевые гнейсы; полевошпатовые и биотитовые гнейсы выветриваются легче, при испытании на морозостойкость образцы их могут распадаться на плитки.

Самую разнообразную группу по физико-механическим свойствам образуют кристаллические и метаморфические сланцы. Общим признаком, отличающим их от массивных метаморфиче-

ских пород, являются слоистость, сланцеватость или кливаж. Эти особенности, как уже говорилось, определяют резкую анизотропность свойств сланцев, а также способность их раскалываться на тонкие, часто листоватые плитки. Все это снижает их морозостойкость и способствует быстрому выветриванию. Сланцеватость и кливаж сланцев, особенно хлорит-серицитовых и глинистых, способствуют соскальзыванию и сползанию их как на природных склонах, так и в искусственных выработках.

В зависимости от состава и степени метаморфизма прочностные свойства сланцев изменяются в широких пределах — от нескольких десятков МПа у кристаллических пород до нескольких МПа у глинистых.

Кристаллические сланцы биотитового, мусковитового, двуслюдяного, кварцево-слюдяного состава в направлении, перпендикулярном сланцеватости, имеют прочность на сжатие 120—160 МПа, у водонасыщенных образцов она снижается примерно на 30%. Слагаемые ими массивы являются прочными, но часто сильно трещиноватыми и водопроницаемыми. Интересно заметить, что наиболее легко в этой группе выветриваются сланцы биотитового состава. Благодаря этому в толще сланцев могут формироваться «карманы» выветрелых пород мощностью до нескольких десятков метров.

Следующую группу пород образуют «зеленые» сланцы — хлоритовые, хлорит-серицитовые, тальк-хлоритовые. Они сравнительно устойчивы к химическому выветриванию, но легко разрушаются при промерзании и оттаивании. Прочность их значительно ниже и обычно составляет 45—60 МПа у сухих образцов и 25—30 МПа у водонасыщенных.

Наименее устойчивы к выветриванию глинистые сланцы. В воздушно-сухом состоянии они обладают значительной прочностью — 20—40 МПа, но при водонасыщении образцы часто разрушаются. Глинистые сланцы неморозостойки, хотя и устойчивы к химическому выветриванию. В процессе физического выветривания глинистых сланцев на склонах образуются рыхлые осыпи. Насыщение этих осыпей водой после сильных ливней приводит в горных районах к образованию селевых потоков.

Контактово-метаморфизованные породы. Наиболее распространенной породой, образующейся при термальном контактовом метаморфизме, являются роговики. Для них характерны полная перекристаллизация исходного материала, образование кристаллобластических структур. Обычно это темные плотные породы, имеющие однородную текстуру и мелкозернистую структуру. Чаще других встречаются кварц-биотит-полевошпатовые породы, образовавшиеся по пелитовому материалу.

В инженерно-геологической практике роговики рассматриваются как весьма благоприятные основания для ответственных сооружений. Прочность их обычно превышает механические параметры вмещающих пород, а от пород интрузий их выгодно отличают меньшая трещиноватость и большая однородность.

Характерной породой этой группы является также мрамор. Физические и механические свойства мраморов зависят от их структуры и текстуры. Временное сопротивление сжатию их в среднем составляет 100 МПа. Прочность мелкозернистых доломитизированных мраморов может достигать 200 МПа и даже превышать эту цифру. Наряду с ними крупнозернистые «сахаровидные» разновидности мраморов имеют прочность на сжатие 50—60 МПа.

В отличие от других метаморфических пород, мраморы растворя-

ются в воде, содержащей углекислоту, хотя и очень слабо. Степень закарстованности мраморных массивов значительно меньше, чем толщ, сложенных известняками. Мрамор довольно устойчив к выветриванию и сохраняет крутые, вплоть до отвесных, природные склоны.

Динамометаморфизованные породы. Характерными представителями этой группы пород являются тектониты (брекчии трения, катаклазиты, милониты). Это раздробленные, иногда перетертые породы, в различной степени сцементированные. Все тектониты в естественном залегании имеют достаточно высокую плотность, их нельзя представлять себе как рыхлые массы. Однако прочностные и деформационные свойства их значительно хуже первичных пород — гранитов, песчаников, алевролитов. Благодаря сланцеватой текстуре, наличию раздробленных прослоев, хлоритизации и серицитизации первичных минералов катаклазированных пород их сопротивление сдвигу резко снижается. Они интенсивно выветриваются, относительно легко размываются, представляют материал для осыпей и других склоновых процессов. В общем случае тектониты можно рассматривать как ослабленные зоны скальных массивов. Глинистые тектонические брекчии являются слабыми породами и из оснований ответственных сооружений, особенно плотин, удаляются.

§ 3. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ СЦЕМЕНТИРОВАННЫХ ПОРОД

Инженерно-геологические особенности осадочных сцементированных пород во многом определяются крупностью сцементированных обломков или частиц, характером цемента и степенью литификации породы. Наиболее характерными цементами в терригенных породах являются кварцевый, железистый, карбонатный и глинистый. Гораздо реже встречаются породы, сцементированные гипсом. Наиболее прочные среди них — кварцевый и железистый цементы. Обычно их прочность не меньше прочности цементируемых зерен, а в ряде случаев превышает последнюю. Карбонатный цемент также обладает высокой прочностью, но растворяется в воде. Особенно важно при оценке физико-механических свойств учитывать высокую растворимость гипсового цемента. Глинистый цемент малочреен. Только в породах, претерпевших очень сильный эпигенез, глинистое вещество может начать перекристаллизовываться, и прочность таких пород повышается.

По степени литификации осадочные сцементированные породы подразделяются на сильно- и слаболитифицированные породы и на химические и биохимические (органогенные) различной степени литифицированные.

Осадочные сцементированные сильнолитифицированные породы

Крупнообломочные породы. Среди крупнообломочных сцементированных пород наиболее известны конгломераты. Прочность их зависит от многих факторов. В качестве примера достаточно прочных конгломератов можно указать на мезозойские конгломераты бассейна Верхнего Амура. Это преимущественно крепкосцементированные массивные породы, валуны и гальки которых представлены свежими, невыветрелыми гранитами, кварцитами, кристаллическими сланцами. Цементом служит полимиктовый среднезернистый песчаник, обладающий высокой прочностью (до 100 МПа в воздушно-сухом состоянии).

Примером малопрочных конгломератов могут служить четвертичные конгломераты долины р. Нарын. Цемент их различный — известковый, известково-глинистый, известково-железистый, благодаря чему временное сопротивление сжатию конгломератов изменяется от 3 до 25 МПа. Конгломераты неморозостойки. Но в сухом состоянии при разработке строительного котлована они сохраняли устойчивые вертикальные откосы.

Мелкообломочные породы. К мелкообломочным породам относятся песчаники. Наибольшей прочностью обладают кварцевые песчаники с кремнистым или железистым цементом, а также песчаники с регенерационным типом цемента. Величина их сопротивления сжатию, как правило, превышает 150—200 МПа. Наименее прочные песчаники, обычно сцементированные глинистым цементом, имеют величину прочности 1—2 МПа.

Размер и состав обломочной фракции песчаников также оказывают существенное влияние на их свойства. Преобладание среди обломков породы кварца, полевых шпатов, базальтов повышает прочность песчаников; преобладание среди обломков аргиллитов значительно снижает их прочность. Мелкозернистые разновидности при близком минеральном составе и типе цемента обладают более высокими показателями, чем среднезернистые.

Разнообразие песчаников и их свойств позволяет говорить об их различной инженерно-геологической оценке. Крепкие песчаники являются высокопрочными породами, устойчивыми по отношению к выветриванию, фильтрующими только по трещинам. Слабопрочные разновидности песчаников легко выветриваются, часто разрушаясь до песков, характеризуются поровым типом проницаемости и часто имеют водонестойкий цемент.

Пылеватые и глинистые сцементированные породы. Типичными представителями сцементированных пород пылеватого и глинистого состава являются алевролиты и аргиллиты. Алевролиты и аргиллиты образуются в процессе метаморфизма при окаменении песчано-пылеватых и глинистых пород вследствие их уплотнения, воздействия температуры, кристаллизации коллоидов. Большое влияние на прочностные показатели алевролитов и аргиллитов оказывают состав и тип цемента. В зависимости от цемента алевролиты и аргиллиты образуют обширный ряд последовательных переходов от слабопрочных разновидностей, близких по своим свойствам к плотным глинам, до окварцованных пород, прочность которых превышает 100 МПа.

В большинстве случаев алевролиты и аргиллиты в инженерно-геологической практике оцениваются как породы, обладающие худшими показателями, чем песчаники. Объясняется это четко выраженной слоистостью тонкозернистых пород и благодаря этому высокой анизотропностью их свойств. По базальным поверхностям алевролиты и аргиллиты легко выветриваются, часто образуют на склонах подвижные осыпи из плитчатой щебенки. Вместе с тем массивные алевролиты могут приближаться по прочности к крепким песчаникам, а в некоторых случаях превосходить их.

Большинство аргиллитов выветривается быстро, чему способствуют слоистая текстура и слюдисто-глинистый состав цемента. Многие образцы из скважин на поверхности быстро рассыпаются в труху, размокают в воде в течение первых суток. В то же время аргиллиты тунгусской серии, содержащие до 30% алевролитовых частиц кварцево-полевошпатового состава и имеющие открытую пористость ~1%, имеют прочность на сжатие в среднем 80 МПа, но при водонасыщении

она снижается более чем в два раза. Таким образом, глинистые цементированные породы обладают весьма различными физико-механическими свойствами. Следует иметь в виду, что обычно они образуют наиболее слабые прослои в массивах терригенных пород. Все это требует детального изучения алевролитов и особенно аргиллитов при инженерно-геологических изысканиях.

Кремнистые породы. Некоторые кремнистые породы по характеру структурных связей (ковалентные) и свойствам (нерастворимость) следует отнести к осадочным цементированным породам. Типичным представителем таких пород являются опоки (рис. 23). Наибольшую

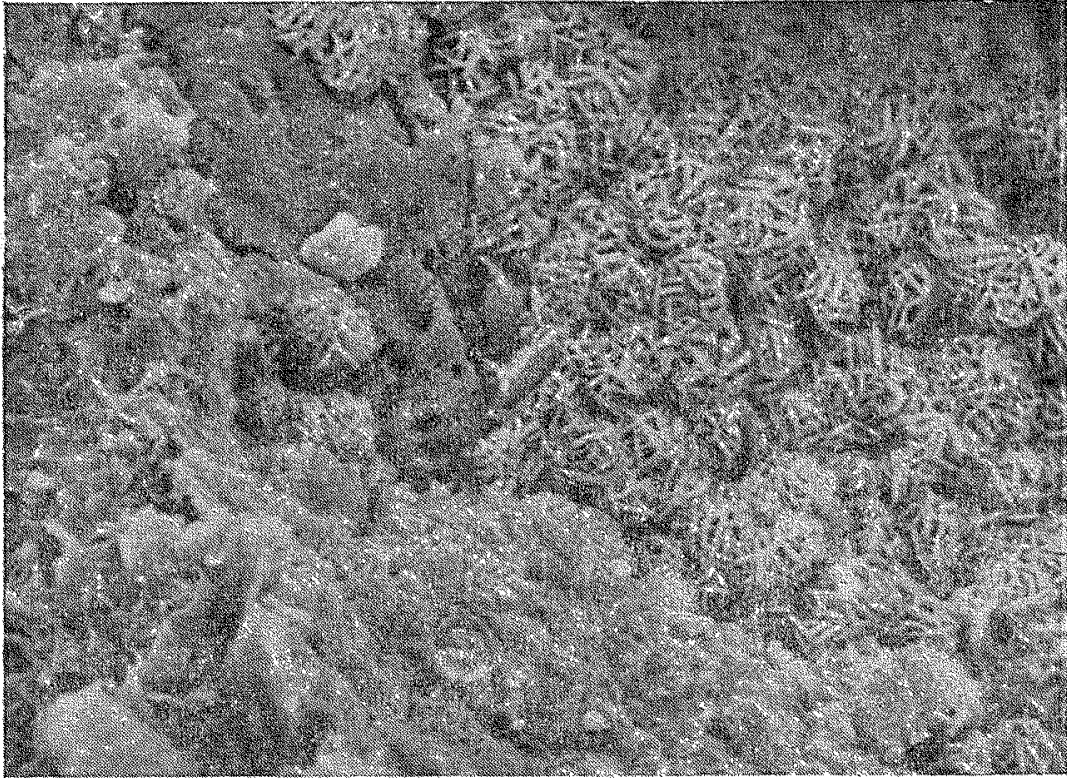


Рис. 23. Опока под электронным микроскопом, ув. 3000 \times

инженерно-геологическую изученность имеют опоки мелового и третичного возраста Среднего и Нижнего Поволжья, восточного склона Урала, западной части Западно-Сибирской низменности и некоторых других районов.

Общими инженерно-геологическими особенностями опок являются: 1) высокая пористость (45—60%), 2) большая влагоемкость (50—70%), 3) сравнительно высокая прочность в сухом состоянии (25—35 МПа) и значительное ее уменьшение при водонасыщении, 4) слабая морозоустойчивость (разрушаются после 2—4 циклов замораживания и оттаивания). Однако водоустойчивость опок обычно высокая. Образцы воздушно-сухих пород, помещенных в воду, не размокают и не меняют своей формы в течение многих месяцев. В естественных условиях коэффициент фильтрации опок благодаря их трещиноватости достигает 5 м/сут.

С некоторой условностью к осадочным сильнолитифицированным породам можно отнести трепел. Трепел по характеру деформации ведет себя как порода с жесткими кристаллизационными связями, но

в то же время в водонасыщенном состоянии обладает пластичностью, что типично для дисперсных пород. Трепел является породой, испытавшей процессы перекристаллизации остатков кремнистых организмов (рис. 24), в результате чего структурные связи между отдельными

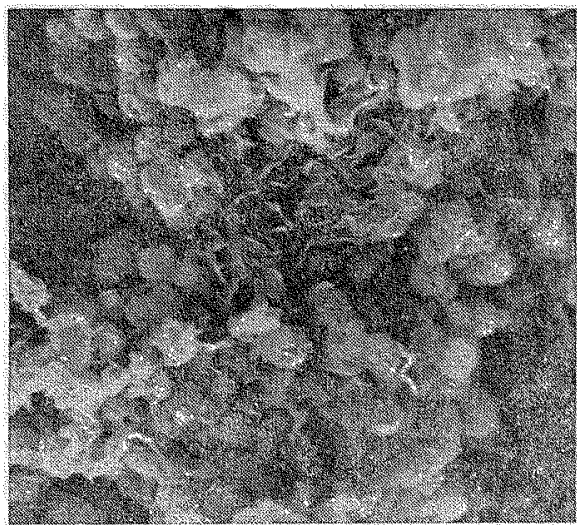


Рис. 24. Трепел под электронным микроскопом, ув. 3000^x

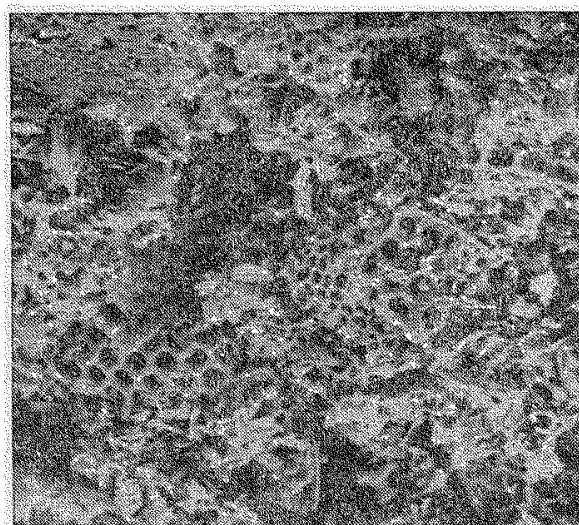


Рис. 25. Диатомиты под электронным микроскопом, ув. 1000^x

ми частицами оказались усиленными. При пористости трепелов 55—65% они имеют прочность на сжатие в сухом состоянии 7—10 МПа и в водонасыщенном — 0,5—1 МПа.

Инженерно-геологические особенности химических и биохимических (органогенных) пород

Инженерно-геологические особенности химических и биохимических пород в первую очередь определяются наличием у них кристаллизационных структурных связей, преимущественно ионного характера. Этим объясняются их высокая прочность в воздушно-сухом состоянии и растворимость в воде.

Карбонатные породы. Инженерно-геологическому изучению карбонатных пород уделяется особое внимание в связи с их способностью карстоваться. Детальное изучение закарстованных массивов проводится в связи с гидротехническим, дорожным, промышленно-городским строительством, с разработкой месторождений полезных ископаемых и строительством подземных сооружений. Наиболее широко среди карбонатных пород распространены известняки и доломиты.

Известняки в зависимости от примесей (глинистых, битуминозных и др.), от структуры и текстуры обладают существенно разными физико-механическими свойствами. Наиболее прочными являются массивные мелкозернистые перекристаллизованные окварцованные известняки. Величина сопротивления сжатию их в воздушно-сухом состоянии колеблется в пределах 100—240 МПа. В некоторых случаях после испытания на морозостойкость прочность их значительно снижается и не превышает 70 МПа, что часто объясняется их микротрещиноватостью, нарушающей внутреннюю структуру породы.

Широко развиты битуминозные известняки. Обычно они микро- и мелкозернистые, но встречаются и среднезернистые. Прочность их в

воздушно-сухом состоянии характеризуется величинами 75—90 МПа, при водонасыщении она остается практически той же и очень незначительно снижается при испытании на морозостойкость.

Кристаллические известняки очень разнообразны по структуре и изменяются от мелкозернистых до крупнозернистых и даже брекчиевидных. Наиболее прочными из этой серии являются мелкозернистые известняки (их временное сопротивление сжатию достигает 100 МПа). Прочность крупнозернистых известняков колеблется в очень широких пределах — от 70 до 25 МПа — и зависит как от структуры породы, так и от их микротрещиноватости, часто имеющей тектоническое происхождение. У брекчиевидных кристаллических известняков предел прочности на сжатие редко превышает 25—30 МПа. Еще менее прочны известняки-ракушечники: их сопротивление раздавливанию составляет всего 2—3 МПа, а во многих случаях даже меньше 1 МПа.

Прочность массивов, сложенных карбонатными породами, в основном определяется их трещиноватостью — тектонической и литогенетической. По долинам рек массивы часто нарушены трещинами оседания; в отсевиных блоках порода разбита на отдельные глыбы густой сетью трещин.

Доломиты наряду с известняками являются широко распространенными породами карбонатного комплекса. Обычно это мелко- и среднекристаллические породы, реже встречаются крупнозернистые и брекчиевидные. Часто они содержат повышенное количество кальцита, в некоторых случаях отмечается примесь глинистого материала.

Состав доломитов оказывает существенное влияние на их прочность. Чистые разновидности этих пород характеризуются величиной $\sigma_{сж} \approx 100$ МПа. Известковистые доломиты имеют прочность на сжатие 80 МПа, а глинистые — 60 МПа. Большое влияние на прочность доломитов оказывает микротрещиноватость. Так, палеозойские доломиты северо-западной окраины Сибирской платформы делятся на две группы: монолитные доломиты со средним значением $\sigma_{сж} = 120—130$ МПа и микротрещиноватые доломиты, для которых характерны значения $\sigma_{сж} = 50—60$ МПа.

Статический модуль упругой деформации доломитов изменяется от $50 \cdot 10^3$ МПа для сильнотрещиноватых и трещиноватых разновидностей до $120 \cdot 10^3$ МПа для мелкокристаллических массивных доломитов. Максимальная прочность доломитов этого района достигает 220 МПа.

Сульфатные породы. Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) часто встречается совместно с ангидритом (CaSO_4). Ангидрит в соприкосновении с водой легко гидратируется и переходит в гипс, причем это сопровождается значительным увеличением объема, с чем часто связаны механические деформации в соседних породах и в кровле. Это обстоятельство необходимо учитывать при постройке инженерных сооружений. Чаще всего при инженерном строительстве приходится изучать не отдельные пласты сульфатов, а их включения и линзы, встречающиеся среди доломитов, морских глин и других пород. При этом большое значение имеет правильная оценка процессов выщелачивания, которые будут происходить в таких породах. Растворимость гипса колеблется в пределе 2—7 г/л.

Некоторые разновидности ангидритов, особенно кристаллические, характеризуются весьма высокими показателями прочности и динамического модуля упругости. Выяснение природы прочности этих пород еще требует специальных исследований.

Галлоидные породы, среди которых наибольшее распространение имеет галит (NaCl), характеризуются весьма ограниченной возможностью их использования в инженерно-строительных целях, так как они сильно растворимы в воде; их величина растворимости превышает 100 г/л.

Инженерно-геологические особенности слаболитифицированных осадочных сцементированных пород

В природе широко развиты осадочные породы кремнистого и карбонатного состава (диатомиты, мел, мергель и др.), которые характеризуются наличием слабых структурных кристаллизационных связей. Эти связи непрочны и при их разрушении водонасыщенные породы способны перейти в пластичное состояние. При этом слабые кристаллизационные связи уступают ведущую роль ионно-электростатическим связям.

При водонасыщении слабосцементированных пород структурные связи не способны обеспечить связность пород, и они при известной подготовке образцов для гранулометрического анализа распадаются не только на агрегаты, но и до отдельных частиц, что и позволяет определять гранулометрический состав пород.

Кремнистые породы. Они представлены диатомитами, которые слабо изучены в инженерно-геологическом отношении. В качестве примера можно привести данные о диатомитах Западной Сибири (Трофимов, 1977). Диатомиты представляют собой кремнистые породы, состоящие в основном из остатков кремнистых организмов, между которыми существуют относительно слабые структурные связи (рис. 25).

Диатомиты имеют большую величину пористости — 60—70% и величину прочности на сжатие в сухом состоянии 4—5 МПа в водонасыщенном 0,1—0,6 МПа. Диатомиты при водонасыщении и нарушении структурных связей обладают пластичностью.

Карбонатные породы. Весьма своеобразной породой карбонатного состава являются белый песчий мел и мелоподобные породы. Мел является одним из видов органо-химической карбонатной породы и сформировался в специфических условиях, для которых было характерно необычайно широкое развитие микроорганизмов семейства кокколитофорид. Из остатков этих организмов, обломков многоклеточных и кристаллов неорганического кальцита в основном и состоит мел (рис. 26). Химически мел состоит почти полностью из CaCO_3 , содержание которого в чистых разностях составляет обычно 92—97%.

В сухом состоянии мел представляет плотную породу; в водонасыщенном обладает довольно мягкой консистенцией и растирается руками до отдельных мельчайших частиц. Гранулометрический состав мела характеризуется преобладанием частиц диаметром 0,05—0,005 мм; содержание их приближается к 80%. Содержание частиц меньше 1 мкм < 3%.

В глинистой фракции песчого мела среди частиц < 1 мкм зафиксирован палыгорскит и смешанослойные образования гидрослюдистомонтмориллонитового ряда. От состава глинистых минералов зависят пластичные свойства мела.

Мел имеет значительную пористость и трещиноватость. Пористость мела изменяется от 30 до 54%, наименьшей пористостью обладают образцы с повышенным содержанием терригенного материала. При от-

сутствии трещин водопроницаемость мела небольшая; при наличии трещин ее величина может быть весьма значительной.

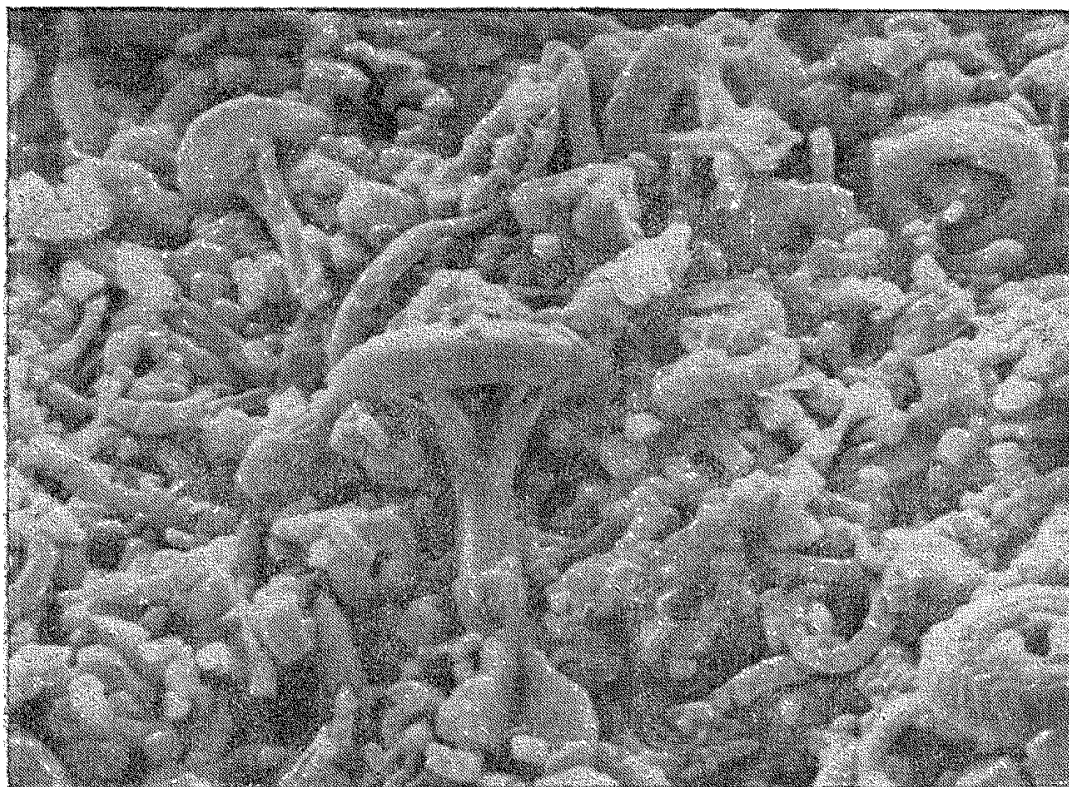


Рис. 26. Мел под электронным микроскопом, ув. 3000*

Механическая прочность мела колеблется в широких пределах в зависимости от его состава, пористости и влажности. Для воздушно-сухих образцов с пористостью более 45% временное сопротивление раздавливанию лежит в пределах 1—4 МПа, а с пористостью менее 45% — 3—17,5 МПа. Сопротивление сжатию снижается с повышением влажности. Благодаря слабой цементации и большой влагоемкости мел имеет малую морозоустойчивость,

При инженерно-геологической оценке массивов, сложенных пясчистым мелом, необходимо детально изучать текстуру породы, консистенцию, а также трещиноватость, закарстованность и возможность механической суффозии по трещинам.

Мергелем называется известково-глинистая порода, у которой глинистые частицы сцементированы карбонатным материалом. Распределение глинистого и карбонатного вещества в мергеле чаще всего равномерное.

Мергель способен набухать благодаря содержащемуся в нем глинистому веществу; при этом имеющиеся в нем мелкие трещины, по которым циркулирует вода, постепенно закрываются. Набухание мергелей и другие их инженерно-строительные свойства зависят от соотношения в них карбонатов и глинистых частиц. Увеличение содержания глинистых частиц в мергелях повышает их дисперсность, большая карбонатность понижает дисперсность мергелей.

Физико-механические свойства мергелей изменяются в широких пределах. Так, мергели татарского яруса верхней перми Поволжья при естественной влажности 6—7% и пористости около 35% имеют вели-

чину временного сопротивления сжатию от 6—7 до 25—30 МПа. На природных склонах и откосах искусственных выработок мергели быстро разрушаются и образуют весьма подвижные тонкоплитчатые осыпи.

ГЛАВА 6

ДИСПЕРСНЫЕ ГРУНТЫ

§ 1. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕСВЯЗНЫХ ГРУНТОВ

Группа обломочных нецементированных грунтов делится на две подгруппы. В одну из подгрупп объединяются крупнообломочные грунты, в другую — песчаные. Породы, входящие в каждую из этих подгрупп, могут быть подразделены на генетические и петрографические типы.

Крупнообломочные грунты. Крупнообломочные грунты состоят в основном из угловатых или окатанных обломков горных пород размером более 2 мм, имеющих преимущественно полиминеральный состав. Они могут быть подразделены по крупности и форме обломков на каменистые и валунные, щебенчатые и галечные, дресвяные (хрящеватые) и гравийные грунты.

Поры в крупнообломочных грунтах могут быть свободными или заполненными песчаным, пылеватым или глинистым материалом. Наличие или отсутствие такого заполнителя пор резко сказывается на инженерно-геологических особенностях всех типов крупнообломочных пород. В случае отсутствия мелкозернистого материала они обладают высокой водопроницаемостью, причем движение воды носит часто турбулентный характер. Крупнообломочные грунты с заполнителем могут иметь небольшую водопроницаемость, величина которой будет определяться составом заполнителя. Присутствие заполнителя будет также снижать угол внутреннего трения крупнообломочных грунтов. Поэтому при дальнейшем подразделении типов крупнообломочных грунтов необходимо в первую очередь выделить валунные (каменистые), галечные (щебнистые) и гравийные (дресвяные) грунты с заполнителем и грунты без заполнителя.

Форма обломков крупнообломочных грунтов, их размер и характер заполнителя определяются генезисом породы. В соответствии с этим выделяются различные генетические типы крупнообломочных грунтов. Их инженерно-геологические особенности различны. Например, пролювиальные крупнообломочные грунты (и отложения конусов выноса и особенно селевые образования) характеризуются очень слабой отсортированностью и слабой окатанностью обломков. В них наряду с крупным валунником, галечником и гравием содержится песчаный, пылеватый и глинистый материал, заполняющий промежутки между крупными обломками. Общая пористость рассматриваемых крупнообломочных грунтов может быть очень низкой (15—20%). Уплотнению и увеличению прочности материала кроме разнородности механического состава способствует глубокое и длительное просыхание с образованием прочных цементационных связей между обломками.

Образование морских крупнообломочных грунтов связано с разрушением берегов в процессе абразии. Постоянное воздействие прибой обуславливает хорошую отсортированность морских галечников.

Как правило, они содержат очень небольшое количество заполнителя и имеют высокую водопроницаемость. Практически несжимаемые, они вместе с тем могут обладать пониженным сопротивлением сдвигу, вследствие того что округлые гальки имеют гладкую, отшлифованную поверхность.

Другие генетические типы крупнообломочных грунтов также имеют свои инженерно-геологические особенности.

Песчаные породы. Инженерно-геологические особенности песков во многом определяются их генезисом. В качестве примера сравним некоторые из генетических типов песков.

Среди наиболее распространенных аллювиальных песков встречаются различные по гранулометрическому составу разновидности, отличающиеся структурно-текстурными особенностями и инженерно-геологическими свойствами. Во многом это определяется их фациальной принадлежностью.

Общей характерной чертой русловых песков является закономерное изменение их дисперсности по продольному профилю реки: вниз по течению уменьшаются размеры зерен песка и одновременно с этим повышается его однородность. Невысокая дисперсность русловых песков, их достаточно хорошая отсортированность и окатанность, преобладающее среднее и рыхлое сложение обуславливают значительную водопроницаемость, величина которой в горизонтальном направлении обычно выше, чем в вертикальном.

Пойменные и старичные пески представлены главным образом мелко- и тонкозернистыми и пылеватыми песками, горизонтально-, ко-со- или линзовидно-слоистыми, содержащими примесь глинистого и часто органогенного материала. Эти пески имеют меньшую величину водопроницаемости по сравнению с русловыми, сжимаемость их значительно выше.

Флювиогляциальные пески представлены различными по дисперсности разновидностями (преобладают крупно-, средне- и мелкозернистые), содержащими, как правило, то или иное количество грубообломочного материала. Среди флювиогляциальных песков широко развиты зандровые пески, которые представлены всеми разновидностями, причем среди них преобладают мелкие пески и пески средней крупности. Зандровые пески могут слагать площадь в сотни тысяч квадратных километров. Их пористость достаточно высокая: у гравелистых песков — 40—41%, у мелких — 40—46, у пылеватых — 42—51%.

Величина коэффициента фильтрации флювиогляциальных песков не превышает 10 м/сут. Среднее значение этого показателя у гравелистых разновидностей составляет 5 м/сут, у мелких — 2,5, у пылеватых — 1 м/сут. Угол естественного откоса флювиогляциальных песков в воздушно-сухом состоянии изменяется от 30 до 40°, под водой он снижается до 24—33°.

Среди морских песков преобладают кварцевые пески, нередко с различными примесями. Среди последних очень характерны и интересны с инженерно-геологической точки зрения глауконитовые пески. Сравнительно легко разлагаясь, глауконит при благоприятных условиях может вызвать изменение свойств породы, в частности цементацию песков продуктами своего разложения. Морские пески, за небольшим исключением, отличаются высокой однородностью и очень хорошей окатанностью. В соответствии с этим их водопроницаемость обычно достаточно велика (коэффициент фильтрации больше 1 м/сут). Пески, сформировавшиеся в мелководных условиях, особенно пески зоны

прибоя, имеют, как правило, плотное сложение. Глубинные пески часто характеризуются рыхлым сложением и склонностью давать быструю осадку при динамических нагрузках.

Эоловые пески имеют широкое распространение в полупустынных и пустынных областях. В качестве примера приведем характеристику инженерно-геологических особенностей эоловых верхнечетвертичных голоценовых песков Западных Каракумов.

Эоловые пески этого района образовались при перевевании морских хвалынских песков и верхнехазарских аллювиальных песков каракумской свиты. Они представлены главным образом косослоистыми мелкозернистыми разновидностями (преобладают частицы 0,25—0,1 мм), количество которых может превышать 90%. Эоловые пески Западных Каракумов полиминеральные: в качестве основных компонентов в них содержатся кварц, полевые шпаты, кальцит и обломки пород. Они отличаются от других генетических типов песков этого района (аллювиальных, морских) повышенным содержанием хорошо окатанных частиц. Обычно они представлены хорошо отсортированными мелкозернистыми или тонкозернистыми разновидностями.

Пористость песков при рыхлом сложении составляет 47%, при плотном — 37%. В условиях естественного залегания они находятся в рыхлом сложении и в соответствии с этим легко и значительно уплотняются под действием динамических нагрузок. Высота капиллярного поднятия не превышает 60 см. Хорошая отсортированность, однородное и достаточно рыхлое сложение эоловых песков обуславливают большую их водопроницаемость: обычно коэффициент фильтрации составляет 10—11 м/сут, в отдельных случаях он увеличивается до 15 м/сут.

Пески различных генетических типов под влиянием гидродинамического давления могут переходить в плавунное состояние. Кроме того, А. Ф. Лебедевым были выделены «истинные пльвуны» как особый тип грунтов, для которого характерны пльвунные свойства. Истинные пльвуны довольно разнообразны по минеральному и гранулометрическому составу, но для них характерно содержание органического вещества, которое по отношению к глинистой фракции составляет 5—35%.

Угол естественного откоса (α) истинных пльвунов значительно зависит от влажности (W). Были получены следующие данные: при $W = 12,5\%$, $\alpha = 19—37^\circ$; при $W = 13,5—15\%$, $\alpha = 4—5^\circ$; при $W = 17,5\%$, $\alpha \approx 0$. Увеличение влажности истинного пльвуна всего на 5% приводит к изменению угла естественного откоса с 37 до 0° . Несущая способность истинных пльвунов, определенная в полевых условиях, исключающих движение и выпирание, достигала 0,8 МПа.

Водоудерживающая способность истинных пльвунов доходит до 240%. Их водопроницаемость мала: $K_{\phi} = n \cdot 10^{-4}—10^{-5}$ см/с. Большая водоудерживающая способность и малая водопроницаемость истинных пльвунов делают невозможным осушение их обычным способом водопонижения.

Истинные пльвуны обладают наибольшей величиной деформации по сравнению с другими породами. Особенно опасны эти грунты при их значительной естественной влажности.

§ 2. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СВЯЗНЫХ ГРУНТОВ

Группа связных грунтов объединяет лёссовые и глинистые породы, почвы и биогенные породы. Для них характерна зависимость прочностных и других свойств от влажности. В зависимости от влажности

преобладают структурные связи разного характера: ионно-электростатические, капиллярные и молекулярные.

Лёссовые породы распространены очень широко. По условиям залегания лёссовые породы повсеместно покровные. Между лёссовой толщей и подстилающими породами может наблюдаться или четко выраженной граница, или постепенный переход.

Для лёссовых толщ характерно наличие разнообразных прослоев и включений. Среди них наибольшим распространением пользуются так называемые погребенные почвы, под которыми понимаются как собственно почвы, находящиеся в ископаемом состоянии, так и перетолженные почвы и гумусированные прослои, образовавшиеся в результате аккумуляции органического вещества. В лёссовых толщах отмечаются прослои песка и гравийно-галечных пород, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Мощность толщи лёссовых пород колеблется от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. Необходимо отметить, что в пределах равнинных областей мощность лёссовых толщ возрастает от первой надпойменной террасы к междуречным (водораздельным) пространствам. Для предгорных и горных районов, наоборот, характерно увеличение мощности лёссовых пород по мере приближения к долинам рек: здесь наиболее мощные толщи лёссовых пород приурочены к депрессиям.

Лёссовые породы обычно подразделяются на лёссы и лёссовидные породы. В основу этого подразделения могут быть положены различные признаки. При инженерно-геологической характеристике лёссовых пород важнейшей их особенностью является просадочность. По этому свойству и следует подразделять лёссовые породы; лёссы — это породы, являющиеся просадочными, лёссовидные породы непросадочны.

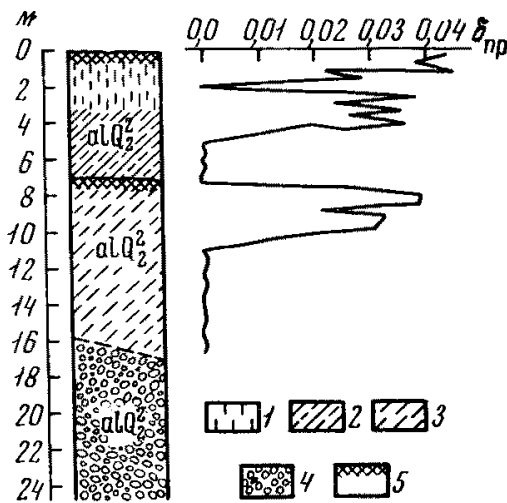


Рис. 27. Изменение относительной просадочности лёссовой толщи с глубиной: 1 — супесь лёссовидная; 2 — суглинок легкий лёссовидный; 3 — суглинок средний карбонатный; 4 — песчано-галечные отложения; 5 — современная и погребенная почва

Просадочность лёссов не только их важнейшее свойство, имеющее большое практическое значение, но и ключ к познанию их генезиса. Проблема генезиса лёссов существует более 130 лет и до сих пор еще окончательно не решена. Очевидно, лёссовидные породы, подобно песчаным и глинистым породам, могут быть различного генезиса, они полигенетичны. Что же касается лёссов — пород, обладающих просадочностью ($e > 0,01$), свойством, присущим только им, то они должны иметь одинаковый генезис и быть моногенетичными. Расшифровав происхождение просадочности лёссов, мы тем самым установим их генезис. Первое, на что надо обратить внимание, — это то, что наибольшая просадочность лёссов приурочена к горизонтам, залегающим непосредственно под современной и погребенной почвами; последняя тоже когда-то представляла поверхность земли.

Величина просадочности лёссовых пород с глубиной в общем уменьшается, но под горизонтами погребенных почв значительно воз-

растает (рис. 27). Это явление, отмеченное для лёссов Украины (район Запорожья), Сибири, Средней Азии и Болгарии (северная часть), невольно наталкивает на мысль о том, что просадочность возникает или во всяком случае возрастает в зоне сезонного промерзания и оттаивания грунта. Исследования А. М. Воронина (1973) полностью подтвердили это предположение. В его опытах образцы непросадочного лёссовидного суглинка с Приобского плато после 25 циклов замораживания и оттаивания приобрели просадочность ($e_{пс} = 0,09$).

Промерзание и оттаивание способны также восстановить просадочные свойства «просевшего» лёсса. В опытах А. М. Воронина просадочные разновидности лёссовых пород после замачивания теряли эти свойства, но уже после одного цикла промерзания — оттаивания (высушивание мерзлых образцов проводилось в вакууме) просадка восстанавливалась вновь.

Все сказанное позволяет высказать следующее предположение о механизме возникновения просадочности. При замерзании воды в лёссовых породах происходит образование пылеватых частиц как за счет дробления песчаных зерен, так и за счет коагуляции коллоидов. Одновременно увеличиваются пористость пород и размер самих пор. Часть воды испаряется из мерзлой породы за счет процесса сублимации. Сублимация льда приводит к уменьшению влажности разуплотненных лёссовых пород, что способствует сохранению разуплотненного строения после оттаивания и, следовательно, приводит к формированию более высокой степени просадочности.

Таким образом, исходя из механизма образования просадочности и закономерностей изменения ее у пород в условиях естественного залегания, можно считать, что просадочность возникает у лёссовидных пород под воздействием процесса гипергенеза и поэтому лёссы, обладающие просадочностью, являются элювием лёссовидных пород.

Лёссовидные породы — полигенетические образования, состав, строение и свойства которых различны в зависимости от их генезиса. Лёссы — это породы одного определенного (элювиального) генезиса и вследствие этого их состав, строение и свойства одинаковы.

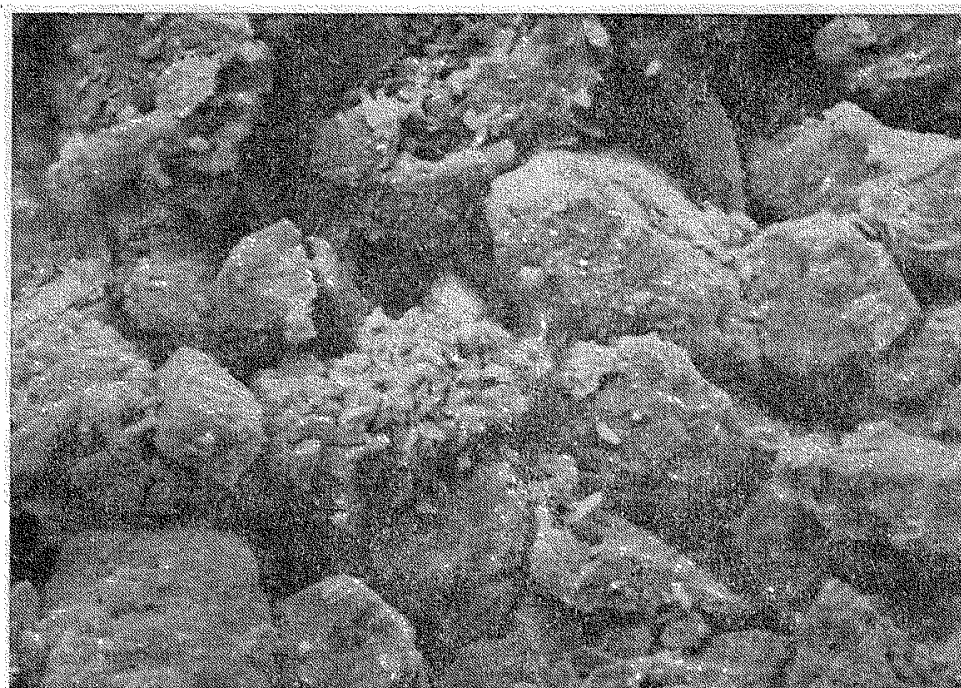


Рис. 28. Лёсс под электронным микроскопом, ув. 500^x

Лёссы являются породами, наиболее однородными по гранулометрическому составу. Во всех районах они характеризуются высоким содержанием крупнопылеватых частиц (0,05—0,01 мм), ничтожным количеством частиц крупнее 0,25 мм и небольшим содержанием глинистой фракции (не более 16%, обычно 1—2%) (рис. 28).

Лёссовидные породы характеризуются более разнообразным гранулометрическим составом. Среди них выделяются лёссовидные пески, лёссовидные супеси, лёссовидные суглинки и даже лёссовидные глины.

В лёссовидных породах среди частиц >5 мкм главная роль принадлежит кварцу и полевым шпатам; карбонаты, слюды, гипс и другие минералы содержатся в меньшем количестве. Для крупных фракций лёссовых пород, несмотря на их полиминеральность, характерно удивительное сходство в качественном и количественном отношении минеральных ассоциаций разных образцов, отобранных в различных, достаточно удаленных друг от друга районах. На этом общем фоне отмечается известная минералогическая индивидуальность лёссов разных геологических регионов и областей. Слагающими основную часть тонких фракций лёссовых пород являются гидрослюда, кварц, кальцит, монтмориллонит и каолинит. Остальные глинистые минералы имеют второстепенное значение.

В лёссовых породах наряду с минеральными веществами содержится гумус. Наибольшее его содержание отмечено в гумусированных прослоях и погребенных почвах. Содержание гумуса в погребенных почвах зависит от их генетического типа и степени сохранности и колеблется от 0,7 до 2,5%. В самих лёссах содержание органического вещества не превышает 0,5%.

Одной из наиболее характерных черт лёссовых пород является их карбонатность. В лёссовых породах европейской части СССР количество карбонатов колеблется от 0,1 до 20%. В просадочных лёссах карбонаты не играют роль цемента: они содержатся в виде «рубашек», образующих вместе с первичными частицами микроагрегаты.



Рис. 29. Глобулярный агрегат лёсса под электронным микроскопом

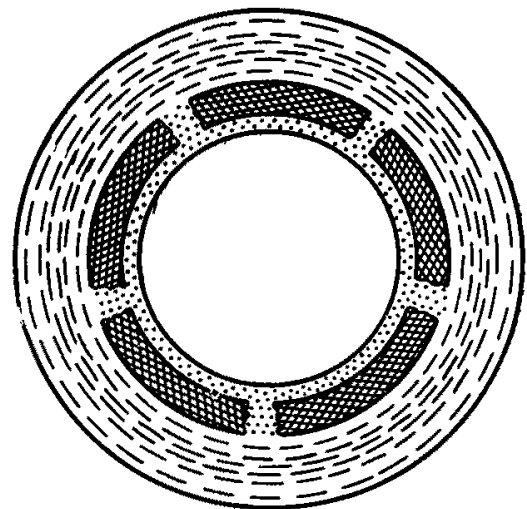


Рис. 30. Схема строения глобулярного агрегата лёсса
 1 — кварц; 2 — гель аморфной SiO_2 ; 3 — CaCO_3 ; 4 — глина + Fe_2O_3 + аморфная SiO_2 + CaCO_3 + кварц

Структурные элементы лёссовых пород имеют сложное строение и представляют собой концентрические глобулярные агрегаты эллипсо-

видной формы (рис. 29), состоящие из частиц кварца (реже полевых шпатов), покрытых «рубашками», состоящими из геля аморфной SiO_2 , CaCO_3 и сложно построенной внешней оболочки, отвечающей составу: глина + Fe_2O_3 + аморфная SiO_2 + CaCO_3 + кварц (рис. 30). При обработке таких агрегатов концентрированной щелочью происходит растворение SiO_2 и под электронным микроскопом хорошо видна дырчатая оболочка тонкодисперсного кальцита (рис. 31). При обработке HCl , наоборот, растворяется карбонатная оболочка и остается элементарный блок кварца (рис. 32) (Минервин, Комиссарова, 1979).

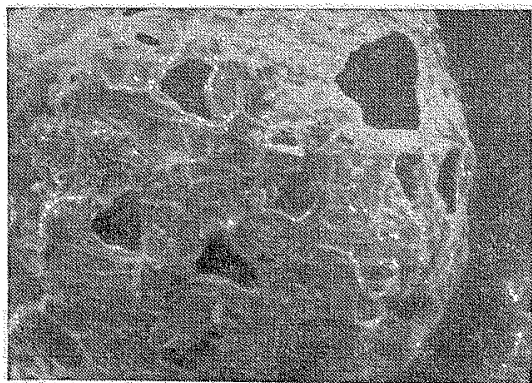


Рис. 31. Оболочка тонкодисперсного кальцита

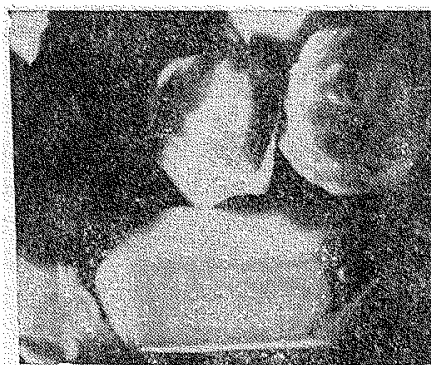


Рис. 32. Элементарный блок кварца

Общее количество водно-растворимых солей, характеризующее плотным остатком водных вытяжек, в лёссовых породах изменяется от 0,02 до 2,6% породы. В ряде районов Средней Азии содержание легкорастворимых солей достигает 5%.

Лёссовые породы в соответствии с особенностями своего состава имеют в большинстве случаев небольшую емкость обмена: обычно она составляет 10—20 мг·экв на 100 г грунта и лишь в тяжелых лёссовидных породах емкость обмена повышается до 30—34 мг·экв на 100 г грунта. Главные обменные катионы в лёссовых породах кальций и магний, составляющие обычно около 90% емкости обмена.

Изучение реакции среды лёссовых пород, проведенное А. К. Ларионовым, показало изменение pH в пределах 6,7—8,9. Это свидетельствует о многообразии химических условий среды в различных типах лёссовых пород, что легко объясняется разнообразным их генезисом, условиями залегания и другими факторами.

Одним из важнейших элементов структурной характеристики лёссовых пород (наряду с дисперсностью пород, характером агрегации и характером связей) является их пористость, характеризующая в общих чертах степень плотности упаковки частиц и их агрегатов. Суммарная пористость лёссовых пород колеблется от 30 до 64%. Наиболее часто встречающиеся значения пористости — 44—50%; обычно в просадочных разновидностях пористость несколько выше, чем в непросадочных. Макропоры главным образом вертикального направления чаще всего составляют 2—6%. Макропоры часто имеют на стенках отложения карбонатов или гидроокислов железа.

Главной особенностью лёссовых пород является наличие среди них просадочных разновидностей. Коэффициент относительной просадочности лёссов (i_m) достигает 0,06—0,12 при 0,3 МПа.

Характерным признаком всех лёссовых пород является малая водопроходимость. Она выражается в их быстром размокании и значи-

тельной размываемости. Именно это свойство благоприятствует развитию оврагов в районах распространения лёссовых толщ. Между водопрочностью и просадочностью лёссовых пород существует определенная взаимосвязь: при одинаковой плотности образцов скорость размывания прямо пропорциональна степени просадочности.

Водопроницаемость лёссовых пород изменяется в широких пределах: коэффициент фильтрации колеблется от 0,001 до 8,5 м/сут. Лёссовые породы могут обладать анизотропностью в распределении водопроницаемости в горизонтальном и вертикальном направлениях. Колебания значения коэффициента фильтрации в лёссовых породах в горизонтальном и вертикальном направлениях составляют 1,5—15 раз.

Лёссы и лёссовидные грунты, имеющие небольшую естественную влажность, обладают незначительной сжимаемостью: осадка их под нагрузкой очень невелика. Увеличение влажности, а тем более насыщение пород водой резко снижает их сопротивление сжатию.

Сопротивление сдвигу лёссовых пород определяется их физическим состоянием: в сухом состоянии его величина значительная, при увлажнении пород она сильно снижается. Величина угла внутреннего трения лёссовых пород изменяется в зависимости от разных факторов от 5 до 31°, а сцепление — от 0 до 0,042 МПа. Одной из характерных особенностей лёссовых пород является значительное снижение их сопротивления сдвигу в момент замачивания: угол внутреннего трения уменьшается на 4—8°, величина сцепления также значительно падает.

Лёссовые породы характеризуются невысокой пластичностью. Число пластичности лёссов обычно колеблется в пределах 4—10. Невысокая пластичность большей части лёссовых пород хорошо увязывается с особенностями их химико-минерального состава и дисперсностью.

Вследствие просадочности и легкой размываемости лёссов строительство на них и освоение их в инженерно-геологических целях более сложно, чем лёссовидных пород.

Глинистые породы. Глинистые породы являются одним из наиболее широко распространенных типов грунтов.

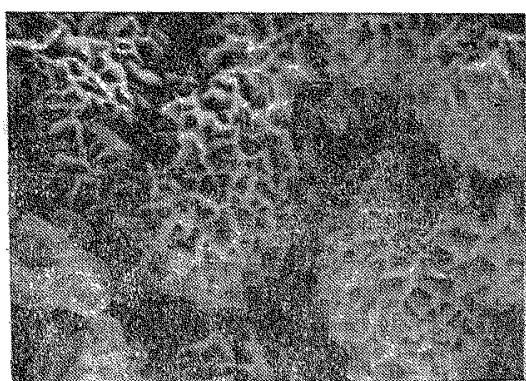


Рис. 33. Микроструктура элювиальных глин монтмориллонитового (а) и каолинитового (б) состава

Состав глинистых грунтов, структурно-текстурные особенности и свойства, а также строение толщ определяются их генезисом. Огромное влияние на свойства этих грунтов также оказывают возраст пород, степень литификации и условия залегания.

Элювиальные глины характеризуются различными инженерно-геологическими свойствами, в частности различной пластичностью.

Наиболее пластичные их разновидности формируются при выветривании основных изверженных и эффузивных пород. При выветривании кислых пород обычно образуются слабопластичные глины (каолининовые). Микроструктура элювиальных глин монтмориллонитового и каолинитового состава различна (рис. 33).

Оценивая делювиальные глинистые грунты с инженерно-геологической точки зрения, следует иметь в виду их общую склонность к движению по склонам. Искусственная подрезка делювиальной толщи (сооружение котлована под здание, дорожной выемки и т. д.), особенно в нижней части склона, нередко вызывает подвижки оползневого характера. Поверхность скольжения может проходить как внутри делювиальной толщи, так и по контакту ее с подстилающей коренной породой. Развитию оползней способствует увлажнение делювиальных масс подземными и поверхностными водами.

В инженерно-геологической практике имеются примеры, когда движение глинистого делювия по поверхности глинистых пород происходит при очень малых углах наклона поверхности контакта (несколько градусов). Борьба с движением делювия в этих условиях осложняется свойствами этих пород, в частности их практической водонепроницаемостью, и неэффективностью вследствие этого применения дренажных устройств.

Пролювий как генетический тип континентальных отложений был впервые выделен А. П. Павловым в 1903 г. как отложения временных потоков в пределах предгорных равнин. В настоящее время содержание понятия «пролювий» несколько расширилось; в него были включены и отложения конусов выноса. Среди слагающих их толщ пород также встречаются глинистые образования. Они обычно слагают мало-мощные прослой и линзы в толще грубообломочных пород. Для таких глинистых образований характерны плохая сортировка материала и наличие включений обломков пород различной величины. Пролювиальные глинистые породы, сформировавшиеся в предгорных равнинах, отличаются хорошей отсортированностью.

Среди аллювиальных образований глинистые грунты развиты очень широко, особенно в долинах равнинных рек. Они отличаются большим разнообразием как по составу, так и по свойствам. Такое разнообразие определяется различными условиями формирования тех или иных глинистых аллювиальных толщ.

Наихудшими по своим инженерно-геологическим особенностям среди них оказываются старичные глинистые грунты, представленные обычно достаточно высокодисперсными разновидностями со значительным количеством органики. Они находятся преимущественно в мягкопластичном состоянии; среди молодых старичных глинистых образований также широко распространены грунты текучей и скрытотекучей консистенции. Все они характеризуются высокой сжимаемостью и низкими показателями сопротивления сдвигу. Коэффициент сдвига пластичных разновидностей старичных глинистых грунтов при нагрузке 0,2 МПа равен 0,15—0,25, модуль осадки — 150—200 мм/м. Еще более высокие показатели сжимаемости (и соответственно более низкие значения сопротивления сдвигу) характерны для грунтов текучей консистенции. Водопроницаемость грунтов, несмотря на их значительную общую пористость, очень небольшая, вследствие чего процесс осадки сооружений, выстроенных на старичных глинистых грунтах, протекает очень медленно и длительное время. Высокая сжимаемость и низкое сопротивление сдвигу старичных глин затрудняют использование их в качестве оснований для тяжелых и сложных инженерных сооружений.

Глинистые и суглинистые грунты пойменной фации аллювия обладают более благоприятными инженерно-геологическими особенностями. Для них характерны значительно более высокие показатели физико-механических свойств. При этом необходимо отметить, что наиболее высокое значение этих показателей свойственно глинистым образованиям пойменной фации в пределах надпойменных террас, особенно высоких; современные пойменные образования имеют более низкие прочностные характеристики. Водопроницаемость пойменных глинистых грунтов мала.

С аккумулярующей деятельностью рек связаны и дельтовые отложения. Молодые глинистые отложения дельты, особенно при быстром их накоплении, отличаются большой рыхлостью. Особенно большая рыхлость свойственна дельтовым осадкам, формирующимся в воде с повышенной соленостью, поскольку происходящая в этих условиях коагуляция обуславливает очень рыхлую агрегатную структуру осадка с высокой пористостью. Высокая пористость большей части дельтовых глинистых грунтов обуславливает значительную их сжимаемость под нагрузками, причем осадка протекает очень длительное время. Сопротивление сдвигу их мало.

Моренные образования представлены супесями, суглинками и глинами, содержащими различное количество дресвы, гравия, гальки и валунов. Отличительной чертой глинистых моренных образований является их высокая плотность: объемная масса обычно колеблется от 1,8—1,9 до 2,2—2,3 г/см³. Пористость этих грунтов мала — обычно 25—35% (наиболее часто около 30% или несколько ниже). Столь высокая уплотненность рассматриваемых глинистых грунтов объясняется в первую очередь уплотняющим давлением ледника в момент формирования моренных толщ. Уплотнению также способствовала большая разнородность гранулометрического состава моренных грунтов. Моренные грунты имеют матричную микроструктуру (рис. 34).

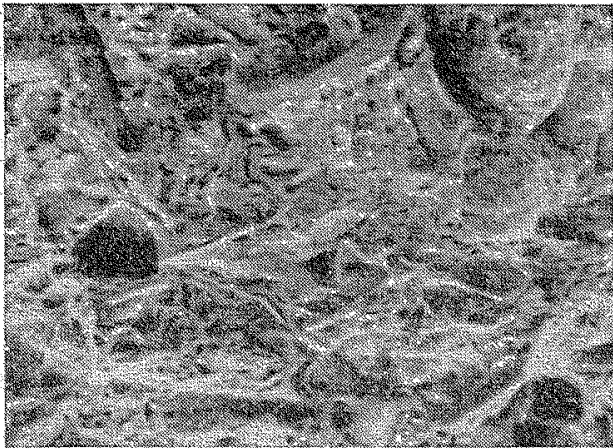


Рис. 34. Микроструктура моренной глины

В соответствии с высокой плотностью сжимаемость моренных отложений обычно мала: показатели механических свойств характеризуют морену как плотный, слабосжимаемый грунт. Модули сжимаемости, полученные при компрессионных испытаниях в интервале нагрузок 0,1—0,3 МПа, находятся в пределах от 6 до 10—15 и даже до 20 МПа. Сопротивление сдвигу моренных грунтов также обычно достаточно высокое.

Моренные глинистые грунты в большинстве случаев считаются надежными основаниями для самых ответственных и тяжелых сооружений, что обусловлено их плотным сложением, очень низкой пористостью и слабой сжимаемостью.

Типичным представителем глинистых водно-ледниковых отложений являются хорошо известные в инженерно-геологической практике ленточные глины. Ленточным глинам свойственны высокая пористость (до 60—65%) и высокая естественная влажность. Часто она выше влажности верхнего предела пластичности, т. е. в естественных условиях глины находятся в скрытотекучем состоянии.

Ленточные глины обладают четко выраженной анизотропией в отношении целого ряда свойств благодаря особенностям своего микростроения (рис. 35). В частности, их водопроницаемость, являющаяся

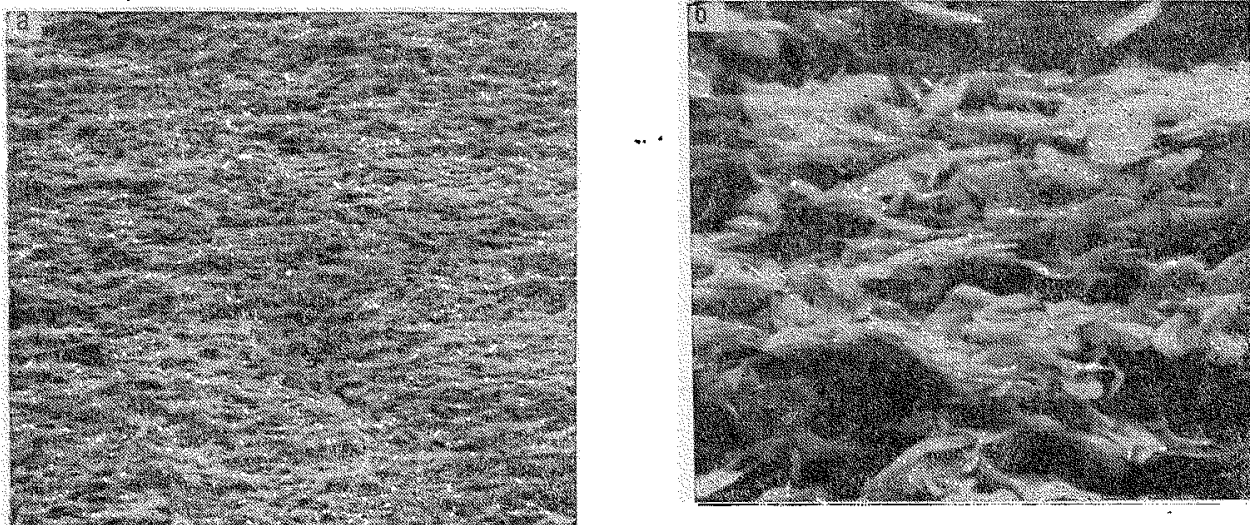


Рис. 35. Микростроение ленточных глин: а — ув. 500^x; б — ув. 5000^x

вообще величиной очень небольшой, значительно выше вдоль напластования, чем перпендикулярно к нему. У песчаных и пылеватых прослоев, в основном определяющих водопроницаемость вдоль напластования, коэффициент фильтрации равен 10^{-4} — 10^{-6} см/с, а у глинистых он снижается до 10^{-8} см/с. Ленточные глины в естественном состоянии могут без значительных деформаций выдерживать нагрузки до 0,3—0,4 МПа, даже если их естественная влажность превышает верхний предел пластичности. Осадка толщи водонасыщенных ленточных глин под сооружением усиливается при переслаивании глинистых и песчаных пород. Последние в этом случае играют роль естественных дренажей, отводящих выжимаемую из глинистых прослоев воду.

Сопротивление ленточных глин сдвигу различно в зависимости от места расположения поверхности сдвига. Оно больше для песчаных и меньше для глинистых прослоев. Кроме того, ввиду анизотропности породы это сопротивление изменяется в зависимости от направления сдвигающего усилия по отношению к поверхности наслоения.

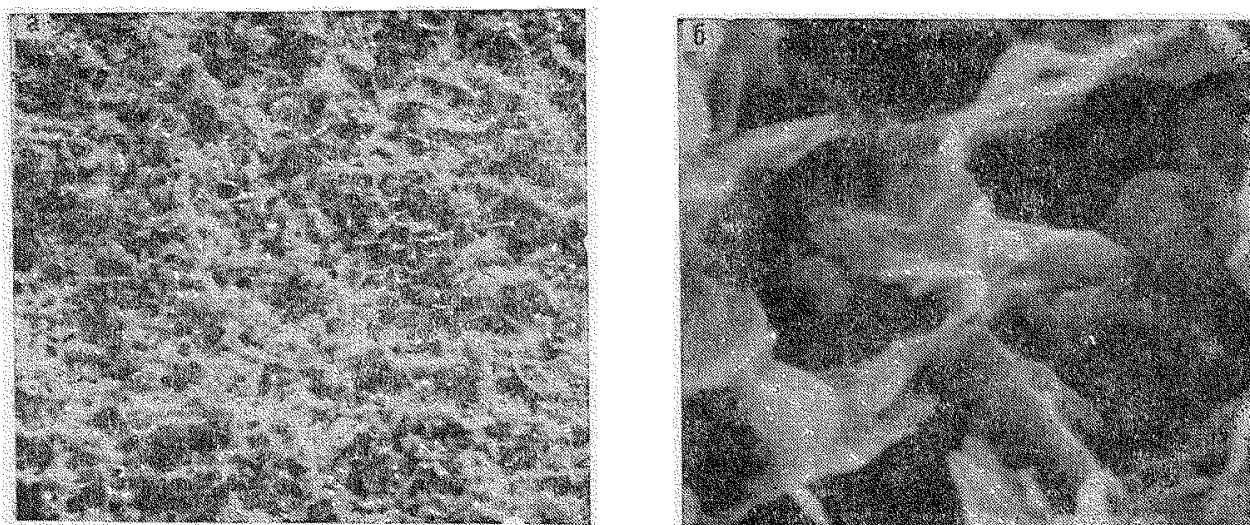


Рис. 36. Микростроение современного осадка оз. Воже (Вологодской обл.): а — ув. 500^x; б — ув. 10 000^x

Показатели свойств морских глинистых плиоценовых и постплиоценовых отложений
Каспийского моря
(по И. Г. Корбановой, 1970)

Зона литификации	Интервал глубин от дна моря, м	Содержание частиц диаметром < 0,005 мм, %	Естественная влажность, %	Пористость, %	Пластическая прочность, МПа	Предел прочности при относном сжатии, МПа	Характеристика физического состояния пород
I	от 0 до 4—4,5	$\frac{51-69}{61}$	$\frac{41-65}{54}$	$\frac{52-65}{61}$	$\frac{0,009-0,019}{0,014}$	—	текучие, неуплотненные
II	от 4—4,5 до 7—8	$\frac{48-57}{53}$	$\frac{26-37}{32}$	$\frac{43-49}{47}$	$\frac{0,028-0,143}{0,048}$	—	переход от скрытотекучего, неуплотненного состояния к мягкопластичному и начальной стадии уплотнения
III	от 7—8 до 70—80	$\frac{36-66}{54}$	$\frac{21-32}{29}$	$\frac{38-48}{44}$	$\frac{0,113-0,545}{0,269}$	—	мягкопластичные малой или средней степени уплотнения
IV	от 70—80 до 550—600	$\frac{53-80}{67}$	$\frac{17-26}{22}$	$\frac{35-43}{39}$	$\frac{0,8-5}{2,6}$	0,8—3,5 1,9	тугопластичные на грани перехода к сильноуплотненному состоянию
V	от 550—600 до 1200	$\frac{26-81}{63}$	$\frac{8-13}{13}$	$\frac{21-33}{28}$	—	2,7—6,1 3,3	полутвердые или твердые, сильноуплотненные

Озерные суглинки и глины пользуются сравнительно нешироким распространением. Высокая пористость озерных глинистых пород (рис. 36), значительное содержание в них органики и высокая естественная влажность обуславливают большую сжимаемость этих пород и низкие показатели сопротивления сдвигу.

Глинистые породы очень широко распространены среди морских отложений. Для морских глин характерно наличие водно-растворимых солей. При высыхании эти соли кристаллизуются и создают жесткие связи между частицами породы, увеличивая ее прочность. Наличие свободного кремнезема и окислов железа в морских глинах еще больше увеличивает их связность, прочность и водоустойчивость. Противоположную роль играют сульфиды железа и органические вещества: разлагаясь, они вызывают изменение состояния и ухудшение свойств глинистых грунтов.

Плотность и состояние морских глинистых пород различны. Разжиженные и мягкопластичные неуплотненные разновидности глин встречаются только в молодых, главным образом современных, осадках (табл. 9). Глины четвертичного возраста, например иолдиевая, имеют типичное микростроение (рис. 37, а), которое характеризуется

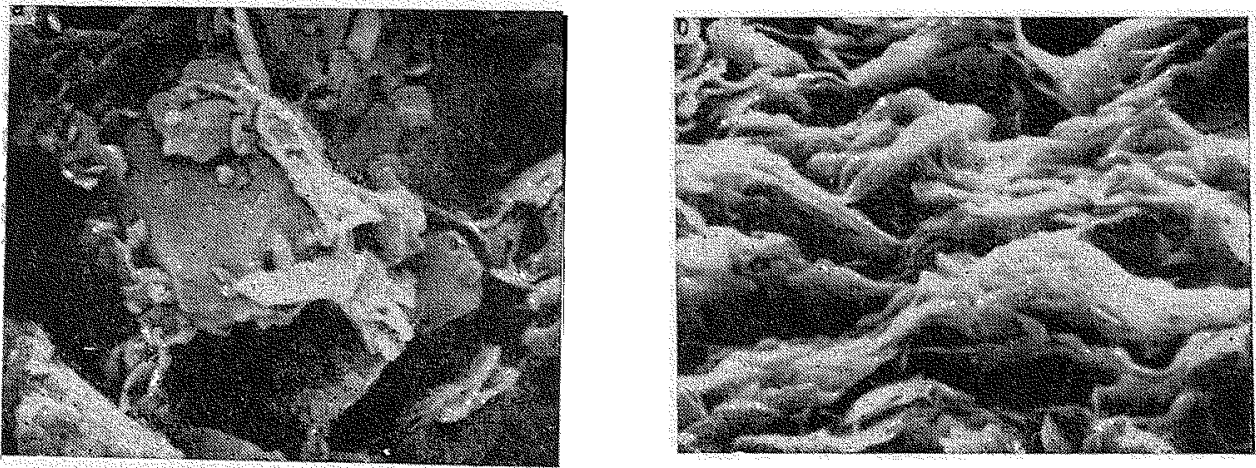


Рис. 37. Микростроение морской глины: а — иолдиевой, ув. 20 000 \times ; б — палеогеновой, ув. 5000 \times

значительной пористостью и наличием слабых структурных связей (скелетная микроструктура). Вследствие этого такие глины имеют сравнительно небольшую прочность и обладают тиксотропными свойствами. Большинство более древних глин на платформах находится в скрытотекучем или тугопластичном состоянии. Сильноуплотненные глинистые породы, находящиеся в полутвердом или твердом состоянии, встречаются чаще всего в геосинклинальных и сильнодислоцированных областях, а также в пределах платформы на значительной глубине. Гравитационное уплотнение и дегидратация грунтов и связанные с ними физико-химические процессы (выпадение солей, агрегация частиц и др.), часто имеющие необратимый характер, приводят к уменьшению пористости грунтов (рис. 37, б) и увеличению прочности структурных связей в них. В результате этого древние глинистые грунты обладают, как правило, более благоприятными инженерно-геологическими особенностями по сравнению с более молодыми и особенно современными образованиями.

Многие морские глинистые отложения, несмотря на свою высокую уплотненность, подвержены на склонах развитию оползней, достигающих иногда огромных размеров.

§ 3. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВ И ТОРФОВ

Почвы. Научное определение почвы впервые было дано В. В. Докучаевым. В 1886 г. он писал: «Почвой следует называть «дневные» или наружные горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененные совместным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов живых и мертвых».

Инженерно-геологические особенности почв отличны от особенностей подстилающих их горных пород. Это своеобразие объясняется в первую очередь тем, что в почвах неорганическое минеральное вещество тесно сочетается с органическим веществом, что и определяет специфику свойств почв. Эти особенности приходится учитывать при использовании почв в качестве грунтов при строительстве аэродромов, железных дорог и других инженерных сооружений.

В основу инженерно-геологического подразделения почв целесообразно положить значение рН. Почвы, имеющие $pH > 7$, резко отличаются по составу органического вещества, строению и свойствам от почв, у которых $pH < 7$. К первым относятся: сероземы, каштановые и бурые, черноземы, засоленные и др.; ко вторым — лесостепные, подзолистые и дерново-подзолистые, тундровые, болотные и др.

В глинистой фракции у почв, имеющих щелочную реакцию, преобладают минералы группы монтмориллонита; в кислых почвах — минералы группы каолинита. В обоих случаях обычно содержатся различные модификации вторичного кварца и окислов железа.

Важное значение имеют простые соли, которые в почвах находятся в твердом состоянии. Общее их количество колеблется от долей процента (например, в подзолистых почвах) до десятков процентов (в нижних горизонтах черноземов, каштановых почв, в солончаках). Наличие этих солей, особенно в значительных количествах (в абсолютном значении и по сравнению с материнскими породами), оказывает влияние на ряд инженерно-геологических особенностей почв (например, их агрессивность по отношению к строительным материалам).

Содержание органической части почв — гумуса — колеблется от долей процента до 20—22% по весу. Особенно большое содержание гумуса характерно для черноземных и черноземовидных почв.

Одним из наиболее характерных морфологических признаков почв, который необходимо учитывать при их оценке как грунтов, является наличие в их вертикальном разрезе четко выраженных генетических горизонтов. В ходе почвообразовательных процессов из относительно однородной породы создается почва, состоящая из нескольких горизонтов, различающихся по генезису, составу, физико-химическим, физико-механическим особенностям и свойствам.

Торф. Торф — своеобразная, геологически относительно молодая, не прошедшая стадии диагенеза фитогенная горная порода, образующаяся в результате отмирания и разложения болотной растительности в условиях избыточного увлажнения и недостаточного доступа кислорода.

Среди биогенных пород можно выделить два генетических типа: озерно-болотный и аллювиально-болотный. Подразделение биогенных пород в инженерно-геологических целях целесообразно производить по степени их разложения и зольности (содержание в торфе минеральных веществ достигает 18% у торфов озерно-болотного происхождения и 40% у торфов аллювиально-болотного генезиса). Можно выделить слаборазложившиеся (степень разложения $R = 5—20\%$), среднераз-

жившиеся ($R=20-30\%$), хорошо разложившиеся ($R=30-40\%$) и сильноразложившиеся ($R>40\%$) торфа. Эти петрографические типы торфа достаточно резко различаются по своим свойствам.

В торфе, как и в любом другом типе грунтов, содержатся различные категории воды. Большая часть воды в торфе находится в иммобилизованном и капиллярном состояниях. При малой общей влажности торфа ($\sim 50\%$) почти вся вода находится в связанном состоянии. Содержание гравитационной воды в торфе невелико: 4—9% даже при высокой влажности торфа. Количество воды в торфяной залежи зависит от ботанического состава и степени разложения торфа, его зольности, степени осушения залежи и давления, под которым она находится. Особенно влажность торфа зависит от степени его разложения: чем выше степень гумификации торфа, тем он плотнее, тем меньше в нем растительных остатков, тем меньше его способность впитывать воду. При высыхании торфов наблюдается значительная усадка, величина которой определяется начальной влажностью, степенью разложения и зольностью. Ее величина даже у высокозольных торфов достигает 14—44%.

Торф является водопроницаемым, но величина его K_f (от $n \cdot 10^{-2}$ до $n \cdot 10^{-6}$ см/с) мала относительно его большой пористости.

Отличительной чертой торфов является их исключительная сжимаемость под нагрузкой, величина которой в десятки и сотни раз выше, чем у минеральных грунтов. При этом в торфах, как и в других типах грунтов, наблюдаются как остаточные, так и упругие деформации, причем первые имеют очень большую величину. При снятии нагрузки происходит некоторое увеличение пористости уплотненного торфа, что обусловлено упругими свойствами торфяного скелета и всасыванием воды.

Анализ сжимаемости указывает на достаточно тесную связь ее с генезисом торфов, их степенью разложения, плотностью и влажностью. Аллювиально-болотные торфа, обычно средне- и высокозольные, обладают более высокой объемной массой и характеризуются наиболее низкой сжимаемостью, причем ее величина уменьшается с увеличением зольности и уменьшением влажности торфов. Для нормально-зольных торфов озерно-болотного генетического типа наиболее важной характеристикой определяющей их компрессионные свойства, является степень разложения. Наибольшей сжимаемостью обладают слабо-разложившиеся торфа, наименьшей — при равных условиях — сильноразложившиеся.

Прочностные характеристики торфов, так же как и деформационные, зависят от их генезиса, степени разложения, плотности и влажности. Наибольшей прочностью обладают низинные торфа аллювиально-болотного генезиса, характеризующиеся высокой зольностью. Для нормально-зольных торфов наблюдается доста-

точно закономерный рост величины сдвигающего усилия с увеличением степени разложения торфов. Торф может обладать достаточно высоким сопротивлением сдвигу даже при значительной влажности (табл. 10).

Таблица 10

Ориентировочные значения угла внутреннего трения и сцепления торфов при различной их влажности

Влажность торфа, %	Угол внутреннего трения, град	Сцепление, МПа
200—400	24—30	0,03—0,05
400—600	18—24	0,02—0,03
600—1000	15—18	0,02—0,03
1000—1500	5—15	0,01—0,02
Более 1500	0—5	0,004—0,01

В заключение необходимо отметить, что торфяные грунты неоднородны по своему генезису, составу, строению и состоянию. Они обладают огромной влажностью и высокой пористостью и, как следствие этого, очень сильной сжимаемостью. Неоднородность строения и состава торфяной залежи и сильная сжимаемость торфа могут привести к значительным неравномерным осадкам возводимых сооружений. Эти осадки протекают обычно в течение весьма длительного периода времени. Кроме того, следует иметь в виду, что торфяным грунтам, в отличие от минеральных, свойствен еще один специфический вид уплотнения — оно происходит под влиянием микробиологических процессов в органическом веществе торфа, сопровождающихся его минерализацией.

ГЛАВА 7

ИСКУССТВЕННЫЕ ГРУНТЫ

§ 1. ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ ГРУНТОВ

При проведении различных горных и строительных работ человек внедряется в глубь земной коры, прямо и косвенно изменяя состав и свойства горных пород. Человек дробит породы и перемещает их на различные расстояния, создавая по существу новые специфические образования, резко отличающиеся по своим свойствам от коренных отложений.

В настоящее время под искусственными грунтами понимают горные породы и почвы, которые сознательно переделаны человеком при решении различных инженерных задач или подверглись переработке в результате производственной или хозяйственной деятельности людей. Инженерно-геологические свойства искусственных грунтов определяются составом материнской породы и характером воздействия на нее человека. По петрографическому составу искусственные грунты могут быть самыми различными. Но в любом случае сознательное воздействие человека на природу направлено на восстановление, сохранение или усиление структурных связей и повышение монолитности породы.

Подобно естественным грунтам, искусственные грунты могут быть подразделены по преобладающим в них структурным связям. По этому принципу можно выделить: искусственные грунты с прочными кристаллизационными связями, искусственные грунты со слабыми кристаллизационными и ионно-электростатическими структурными связями, искусственные грунты с ионно-электростатическими, капиллярными и молекулярными структурными связями.

§ 2. ИСКУССТВЕННЫЕ СКАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ

В ряде случаев возникает необходимость восстановить монолитность у трещиноватых скальных грунтов. В том случае, когда преследуется цель придать большую прочность массиву скальных пород и уменьшить их водопроницаемость, в трещины нагнетают цемент или силикат. Когда же нет необходимости стремиться к значительному повышению прочности массивов скальных грунтов, а надо лишь придать им монолитность для уменьшения водопроницаемости массивов — трещины тампонируют глинистыми и глинисто-силикатными растворами и битумами.

При закреплении трещиноватых и кавернозных грунтов ставится вопрос о восстановлении утерянной ими монолитности и прочности. В трещины нагнетаются растворы, которые, отвердевая, образуют либо химические ковалентные связи кристаллизационного характера внутри вещества и со стенками трещин (например, цемент), либо ионно-электростатические связи (глины). В последнем случае в искусственном скальном грунте создаются чуждые для него структурные связи.

Подобно этому, при искусственном улучшении дисперсных грунтов различными методами в них можно создать прочные кристаллизационные структурные связи, в результате чего порода «окаменеет», утратит свойства, присущие дисперсным грунтам, превратится в искусственный скальный грунт. К числу таких методов относятся: 1) укрепление дисперсных грунтов цементами, продуктами золоуноса (см. ниже), известью, жидким силикатом, карбамидными и фурфуроланилиновыми смолами и другими веществами и 2) обжиг лёссовых и глинистых грунтов.

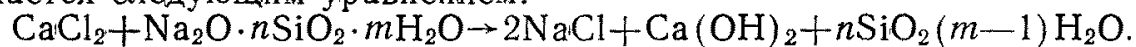
Возможность и целесообразность применения того или иного метода «окаменения» дисперсного грунта в значительной степени определяется крупностью слагающих его частиц.

Надежным методом искусственного «окаменения» крупнообломочных, песчаных, лёссовых и глинистых пород является внесение в них портландцемента. При комплексном методе упрочнения глинистых и лёссовых пород кроме портландцемента в грунт вводятся разнообразные добавки для уменьшения его физико-химической активности.

Сравнительно недавно было показано, что зола, которая летит в воздух (золоунос) при сжигании каменного угля, сланцев, торфа, по своим вяжущим свойствам в ряде случаев не уступает лучшим маркам портландцемента. Поэтому в ряде стран (Польша, СССР) практикуется сбор золоуноса с помощью электрофильтров и применение его вместо портландцемента при закреплении глинистых и лёссовых пород для нужд дорожного строительства.

Известкование грунтов основано на использовании цементирующего действия известкового раствора. При внесении в дисперсный (песчаный, лёссовый, глинистый) грунт гашеной извести в результате взаимодействия ее с углекислотой воздуха образуются кристаллы CaCO_3 , которые связывают между собой отдельные частички грунта. Взаимодействие $\text{Ca}(\text{OH})_2$ с кремнекислыми соединениями, содержащимися в грунте, приводит к образованию устойчивых кальциевых силикатов, прочность которых с течением времени повышается. В результате известкования глинистых грунтов снижаются их размокаемость, пластичность и липкость и возрастает прочность.

Большое значение для закрепления песчаных грунтов имеет метод силикатизации по двухрастворной системе (метод Ржаницына), заключающейся в последовательной обработке грунтов растворами жидкого стекла ($\text{Na}_2\text{O} \cdot n\text{SiO}_2$) и какой-либо соли двух- или трехвалентного металла (чаще всего применяется CaCl_2). Сущность силикатизации некоторыми исследователями определяется как выделение геля кремниевой кислоты, который связывает грунтовые частицы. Этот процесс выражается следующим уравнением:



Хорошие результаты были получены С. Д. Воронкевичем (1974) при силикатизации песков, когда в них вводилась углекислота. Возможно также улучшение лёссовых грунтов при введении в них только одного раствора силиката (силикатизация по однорастворной системе). Раствор силиката можно вводить в грунт, не нарушая его структуры,

путем нагнетания через шурфы или скважины с помощью специальных приборов (инъекторов).

Методы упрочнения пород синтетическими полимерами появились сравнительно недавно и поэтому наименее разработаны. Исследованиями М. Т. Кострико, Г. Винтеркорна, Т. Лэмба и других установлены общие закономерности влияния состава глинистых, лёссовых и песчаных грунтов на эффект их упрочнения карбамидной и фурфуроланилиновой смолами и акрилатом кальция и некоторыми другими синтетическими смолами. Можно сказать, что в настоящее время идет широкий научный поиск по максимальному использованию синтетических полимеров для закрепления грунтов.

Обжиг лёссовых и глинистых грунтов чаще всего проводится при температуре 700—900° и более. При обжиге происходит частичное плавление и спекание минеральных частиц, в результате чего в грунте возникают новые структурные связи типа кристаллизационных; минеральный состав грунтов при этом тоже изменяется. Коренным образом меняются и свойства грунтов. Грунты приобретают значительную механическую прочность и водопрочность, большую пористость и малую теплопроводность. Обжиг породы достигается подачей в скважины горячих газов. Радиус обжига породы зависит от ее структурных и текстурных особенностей; при значительном количестве макропор и микротрещин величина радиуса будет увеличиваться.

Результативность всех видов воздействия на дисперсные грунты при их искусственном окаменении зависит как от самих реагентов, вводимых в грунт, и интенсивности воздействия на него физических полей (температура обжига), так и в не меньшей степени от состава и структурно-текстурных особенностей дисперсных грунтов.

§ 3. ИСКУССТВЕННЫЕ ДИСПЕРСНЫЕ ГРУНТЫ

Искусственные дисперсные грунты можно подразделить на сильно измененные и значительно измененные.

Сильно измененные дисперсные искусственные грунты наряду с ионно-электростатическими и молекулярными структурными связями имеют слабые кристаллизационные структурные связи, которые образуются в результате горячей и холодной битумизации лёссовых и глинистых пород, воздействием на них электрическим током (электрохимическое закрепление) и сравнительно невысокими температурами (прогрев). Такие же структурные связи могут образоваться в песчаных грунтах при введении в них битумных эмульсий.

Из органических вяжущих веществ чаще всего для улучшения грунтов применяются битумы и дегти. Вводятся они в грунт или в горячем состоянии, или в виде эмульсий, разжиженных органическими растворителями. При выпадении битума из эмульсии или при его застывании на поверхности частиц образуются адсорбционные битумные пленки, которые как бы связывают всю массу грунта, придавая ей в то же время гидрофобность. В результате этого битумированные грунты приобретают неразмокаемость в воде. В них практически отсутствует капиллярное поднятие воды.

На битумное упрочнение решающим образом влияет минеральный состав пород и состав обменных катионов. Более благоприятные условия взаимодействия оказываются там, где имеются карбонаты и в обменном состоянии присутствует кальций.

В основе электрохимического упрочнения лежат процессы электроосмоса, электрофореза, электролитической диссоциации, обменные

реакции, процессы образования нерастворимых солей и гидроокислов. Последние, а также другие новообразования, возникающие при электрохимическом закреплении, играют роль цемента, обеспечивая необходимое упрочнение.

Прогретые грунты — это породы, испытавшие воздействие температуры порядка 300—400°. При этом наблюдается некоторое изменение в свойствах пород. Со временем породы могут восстановить свои первоначальные свойства. Породы, содержащие в значительном количестве монтмориллонит, уже при действии температуры 200° приобретают повышенную водостойкость вследствие агрегирования мелких фракций. Чтобы добиться того же у каолинитовых пород, требуются значительно более высокие температуры.

Значительно измененные дисперсные искусственные грунты. Под этим названием объединяются различные типы искусственных грунтов, имеющих ионно-электростатические, капиллярные и молекулярные, но не кристаллические структурные связи. В эту группу входят как грунты сознательно улучшенные, так и грунты, измененные и даже созданные вновь в процессе инженерной и хозяйственной деятельности человека.

Улучшенные грунты. При классификации методов искусственного улучшения грунтов как один из основных методов выделяют химическую модификацию грунтов. Под химической модификацией грунтов следует понимать изменение их свойств при взаимодействии породы с незначительным количеством (<1% по весу) различных химических реагентов. Химическая модификация грунтов применима к лёссовым и глинистым породам. Теоретической базой химической модификации пород являются поверхностные процессы и явления, среди которых ведущее место занимают процессы адсорбции и ионного обмена. Поэтому развитие методов модификации должно опираться на дальнейшее углубление и расширение общих представлений в области физико-химических явлений, происходящих в грунтах, и в частности адсорбционной способности различных минералов, слагающих горные породы.

К методам химической модификации грунтов относятся: обработка лёссовых и глинистых пород солями для диспергации и агрегации частиц и гидрофобизация этих пород поверхностно-активными и кремнийорганическими соединениями.

Искусственное внесение в грунт различных солей может сильно изменить их свойства. Например, добавки к связным грунтам хлористого натрия в результате физико-химических процессов уменьшают их водопроницаемость, которая этим методом практически может быть полностью устранена. Обработка грунтов солями Na приводит не только к изменению их водопроницаемости, но и пластичности и уплотняемости. Диспергирующие вещества, увеличивая подвижность системы глина — вода, способствуют уплотнению грунтов. Агрегирующие вещества, в частности содержащие Ca, наоборот, увеличивают оптимальную влажность уплотнения, что весьма полезно в районах с повышенной влажностью грунтов. Кроме того, они довольно значительно снижают величину морозного пучения.

Действие гидрофобизаторов сводится главным образом к уменьшению чувствительности природной структуры к воздействию внешней среды, особенно увлажнения. Вещества-гидрофобизаторы (амины жирных кислот, соли аммониевых оснований и др.), адсорбируясь на поверхности частиц и агрегатов, создают водоотталкивающие пленки, которые защищают от воздействия влаги имеющиеся в грунтах структурные связи. В силу этого резко возрастает водопрочность грунтов, что

и является основным инженерно-геологическим результатом гидрофобизации.

Вторая группа методов улучшения грунтов основана на их уплотнении оптимальными смесями, кольматацией, механическим уплотнением. Улучшение грунтов методом составления «оптимальных смесей» заключается в том, что в грунт определенного гранулометрического состава добавляются частицы определенной крупности с целью получения наиболее плотной массы. При благоприятном сочетании песчаных и глинистых частиц можно получить такие смеси, которые будут иметь максимум положительных и минимум отрицательных, с инженерно-строительной точки зрения, свойств грунта. На этой основе разработаны методы пескования глин и глинования песка. Улучшение песчаных грунтов может быть достигнуто также внесением добавок торфа или гумусовых горизонтов почв.

Снижение водопроницаемости пород достигается благодаря их уплотнению при кольматации. В работах Г. А. Куприной и Е. М. Сергеева (1955—1968) было показано влияние минерального состава глин и структуры песков на результаты, получаемые в процессе кольматации.

Наиболее трудно кольматировать мелкозернистые пески. Глубина проникновения глинистых частиц в мелкозернистый песок у монтмориллонитовой глины составляет 20 см, у гидрослюдистой — 10 и у каолинитовой — 5 см. Коэффициент фильтрации снижается значительно больше при плотном сложении песка, чем при рыхлом.

Механическое уплотнение грунтов может производиться специально с помощью трамбовок, катков, вибраторов, взрывов и других способов, а также непроизвольно, под влиянием движения транспорта. Методы механического уплотнения пород имеют цель придать им большую устойчивость, снизить водопроницаемость и т. д. Эти методы просты и применяются давно. Они не приводят к образованию в породах новых искусственных связей — происходит лишь усиление и перераспределение существующих в породах структурного сцепления, которое проявляется при большой плотности и меньшей влажности.

Искусственные грунты, создаваемые уплотнением, продолжают легко реагировать на внешнюю среду.

Таким образом, создание улучшенных грунтов, входящих в группу искусственных грунтов без кристаллизационных связей, основано на методах химической модификации и уплотнения.

Измененные грунты. К измененным грунтам относятся: насыпные, намывные и культурные слои.

Насыпные грунты можно разделить на строительные и промышленные. К насыпным строительным грунтам следует отнести в первую очередь грунты насыпей, автомобильных и железных дорог, плотин и дамб. При строительстве автомобильных и железных дорог большие насыпи возводятся как из материала, получаемого из соседних выемок, так и за счет материала, доставляемого к месту строительства из специально закладываемых карьеров. Структура грунтов в насыпях будет другая по сравнению со структурой их в естественном залегании: водный и воздушный режим тоже отличны от природного воздушного и водного режима почв и горных пород данного района. Все это приводит к тому, что насыпные грунты отличаются по своим свойствам от таких же грунтов, залегающих в естественном состоянии. Сказанное целиком относится также к грунтам плотин и дамб. В этом случае в грунтах могут произойти еще более глубокие изменения, особенно при фильтрации через них воды.

Добыча каменного угля, различных руд и других полезных ископаемых связана с выемкой большого количества пород, выносом их на поверхность и последующей различной их переработкой. В результате создается особый вид насыпных грунтов — выработанная порода. К этой же группе грунтов примыкают некоторые минеральные отходы промышленного производства и транспорта, в частности шлаки, которые, попадая на поверхность земной коры, становятся как бы составной ее частью.

Намывные грунты создаются человеком в пойме крупных рек для дальнейшей застройки. В качестве примера, характеризующего намывные грунты, можно привести данные о намытых грунтах на территории Омска. Намыв проводился на пойменную террасу Иртыша с 1959 г., и к 1974 г. площадь намывных песчаных грунтов составила 3 км². Изменение плотности и влажности намытых песков происходит быстро, в основном в первые две недели. Поэтому пески, намытые в разные годы из одних и тех же карьеров и при одинаковой технологии, имеют очень близкие значения плотности и влажности. Со временем в намытых песках возникают дополнительные связи за счет отложения на контактах соединений кремния, железа, алюминия и кальция, что обуславливает упрочнение намытых грунтов.

Культурные слои являются сложными образованиями. Под этим названием понимают верхние слои земли крупных населенных пунктов, несущие на себе отпечаток деятельности человека. В местах поселений человека в течение столетий, а иногда и значительно быстрее на поверхности земли формируется слой, который по своему вещественному составу и свойствам отличается от нижележащих естественных пород. В культурных слоях в качестве остатков встречаются самые разнообразные материалы: строительный мусор, битый кирпич и камень, зола, предметы домашнего обихода — глиняные черепки и т. п.

Формирование культурного слоя, с одной стороны, связано с геологическим строением и геоморфологическими условиями местности, а с другой стороны, с историей города или поселка, с характером хозяйственно-культурной деятельности человека. Культурный слой является специфическим образованием, изучение которого должно проходить при сочетании инженерно-геологических и историко-археологических методов исследования.

Культурный слой имеет своеобразный вещественный состав, формирующийся в процессе его образования. Петрографический состав минеральной массы культурного слоя обусловлен геологическими условиями, а состав включений определяется характером хозяйственно-культурной деятельности человека. В отличие от грунтов природного происхождения, культурный слой весьма неоднороден по своему составу как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. В составе некоторых разновидностей культурного слоя присутствуют органические включения, количество которых уменьшается с увеличением возраста культурного слоя.

В Советском Союзе в связи с развитием градостроительства изучение культурного слоя проходит все в больших масштабах, так как он широко используется в качестве оснований для сооружений. Культурный слой как основание сооружений вошел в строительную практику Москвы и других больших городов, где на нем построены многие сотни зданий. Можно выделить две основные разновидности культурного слоя: насыпной и искусственно измененный.

Накопление насыпного культурного слоя происходит за счет отва-

ла при производстве земляных работ, при подсыпке грунта для повышения уровня строительной площадки, при благоустройстве населенного пункта и за счет накопления различного мусора. В качестве примера можно указать, что значительные массы грунта были извлечены при строительстве в Москве оборонительных рвов вокруг Кремля, Китай-города, Белого и Земляного города. Большое количество грунта было вынута при строительстве Московского метрополитена; этот грунт затем был использован для засыпки логов и оврагов на окраинах и подсыпки на пониженных участках территории города.

Подсыпка грунта применялась в России уже в XVI в. при строительстве жилых и вспомогательных построек в низких и сырых местах. Например, на территории Московского университета, на проспекте Карла Маркса, на глубине 4 м находится пласт кварцевого песка мощностью более 0,5 м, который был завезен сюда при постройке Опричного дворца Ивана Грозного.

Превращение горных пород в культурный слой происходит за счет остающихся в них заброшенных фундаментов, погребов, срубовых колодцев, свай, шпунтов, ряжей и других сооружений и предметов, а также связано с мощением дворов и улиц, с устройством бревенчатых, дощатых, хворостяных настилов, булыжных, асфальтовых и других покрытий.

Мощность культурного слоя может колебаться в широких пределах — от нескольких сантиметров до десятков метров. Она зависит от времени и продолжительности существования населенного пункта, рельефа местности и других факторов.

Овраги, речные долины, болота обычно являются очагами накопления насыпного культурного слоя, так как служат местами для свалок мусора, а иногда специально засыпаются в связи с вертикальной перепланировкой населенных пунктов.

Изложенный в настоящей главе материал показывает, что разнообразие природных грунтов пополняется грунтами, созданными человеком. Переделывая природу, человек часто сам учится у нее. Так может происходить и при создании искусственных грунтов. Изучение процессов литогенеза, при которых песок превращается в песчаник, а глина — в аргиллит, процессов метаморфизма, природной кольматации и других должно явиться той принципиальной основой, на которой следует разрабатывать современные методы технической мелиорации грунтов. При этом следует иметь в виду, что в этой области человек становится уже сильнее природы и им могут быть созданы искусственные грунты, которые по своим инженерно-геологическим свойствам превзойдут существующие горные породы.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарик Г. К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., «Недра», 1971.
- Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов. М., Стройиздат, 1973.
- Гоичарова Л. В. Основы искусственного улучшения грунтов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.
- Денисов Н. Я. Природа прочности и деформаций грунтов. Избранные труды. М., Изд-во лит-ры по строительству, 1972.
- Джегер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М., «Мир», 1975.
- Коломенский Н. В. Общая методика инженерно-геологических исследований. М., «Недра», 1968.
- Комаров И. С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М., «Недра», 1972.

Ларионов А. К. Инженерио-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород. М., «Недра», 1968.

Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970.

Методическое пособие по инженериио-геологическому изучению горных пород, т. I и II. М., Изд-во Моск. ун-та, 1968.

Мюллер Л. Инженерная геология. Механика скальных массивов. М., «Мир», 1971.

Осипов В. И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1979.

Рац М. В. Структурные модели в инженерии геологии. М., «Недра», 1973.

Сергеев Е. М. и др. Грунтоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973.

Сергеев А. И. Методика инженерно-геологического изучения торфяных массивов. М., «Наука», 1974.

Цытович Н. А. Механика грунтов. М., «Высшая школа», 1973.

Чаповский Е. Г. Инженерная геология. Основы инженерно-геологического изучения горных пород. М., «Высшая школа», 1975.

Lambe T. W., Whitman R. V. Soil Mechanics. N. Y., 1969.

Mitchel J. K. Fundamentals of Soil Behavior. N. Y., 1976.

Jong N., Warkentin B. P. Introduction to Soil Behavior. N. Y., 1966.

ЧАСТЬ II

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА

ГЛАВА 8

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

§ 1. ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В инженерной геодинамике изучаются все современные геологические процессы, имеющие значение при оценке отдельных регионов в целях их народнохозяйственного освоения и при строительстве инженерных сооружений (гидротехнических и мелиоративных, дорог и трубопроводов, промышленных объектов и населенных пунктов, шахт и глубоких карьеров, подземных нефте-, газо- и водохранилищ и др.), а также древние геологические процессы, оказавшие определенное влияние на геологическое строение территории. Сведения о геологических процессах необходимы для того, чтобы заранее предвидеть возможность их появления в результате изменений, происходящих в природе под влиянием естественных причин и многообразной деятельности человека, а также для того, чтобы оценить возможное их воздействие на окружающую среду.

При оценке какого-либо региона в связи с его народнохозяйственным освоением геолог, работающий в области инженерной геологии, должен заранее сигнализировать планирующим органам и проектным организациям о том, с какими геологическими процессами столкнутся на его территории строители и другие специалисты и какие изменения в характере геологических процессов будут происходить при освоении данного региона в намеченном направлении. Понятно, что эта задача, решаемая при изучении разнообразных факторов, является чрезвычайно сложной.

При разработке проектов отдельных, как правило, крупных инженерных сооружений возникают более конкретные задачи, которые по своей сложности не уступают первой: надо дать прогноз неблагоприятного воздействия на проектируемый объект геологических процессов, развитых в районе. При этом прогноз должен даваться во времени и в пространстве и предусматривать возможную интенсивность существующих и вновь возникших геологических процессов. Дать такой прогноз с точным решением задачи на современном уровне развития инженерной геологии чрезвычайно сложно. Но стремиться решить эту проблему хотя бы приближенно, на основании общих закономерностей развития процесса, необходимо. Лишь при наличии такого прогноза и учета инженерно-геологических особенностей грунтов возможны правиль-

ное рациональное проектирование сооружений, их сохранность и нормальная эксплуатация, безопасность людей.

Далеко не всегда при решении вопроса о возможности строительства или освоения месторождения полезных ископаемых руководствуются инженерно-геологической обстановкой. Часто превалируют экономические и другие соображения, и в этих случаях приходится особенно тщательно приспособлять сооружение к природным условиям и заранее разрабатывать мероприятия, ограждающие его от вредного воздействия геологических процессов. При этом особого внимания заслуживают геологические процессы катастрофического характера, возникающие неожиданно, быстро развивающиеся и вызывающие значительные разрушения. В качестве примера таких геологических процессов можно назвать землетрясения, оползни и обвалы, сели и др. Однако было бы ошибкой считать, что геологические процессы, медленно развивающиеся во времени, не имеют практического значения, что ими можно пренебречь. Например, современные тектонические движения земной коры при разной их интенсивности по поперечному профилю долины реки могут явиться труднопреодолимым препятствием при строительстве арочных плотин. Выветривание, более активное в свежесформированных горных породах, сократит срок длительной устойчивости их в откосах каналов и карьеров, в выемках железных и шоссейных дорог, в стенках подземных горных выработок.

Это обстоятельство обязывает при инженерно-геологических изысканиях изучать все геологические процессы, происходящие на исследуемой территории, независимо от того, катастрофический или некатастрофический характер развития они имеют.

Идеальным является случай, когда возводимое инженерное сооружение так вписывается в природную обстановку, что не нарушает сложившееся в ней равновесие. Такие случаи бывают сравнительно редко. Чаще строительство здания, канала, карьера, тоннеля и других сооружений или хозяйственное освоение территории (вырубка лесов, распахивание целинных земель, орошение в аридных областях и т. п.) порождает возникновение геологических процессов, которые раньше отсутствовали на данном участке. Процессы, возникшие в результате деятельности человека, получили название инженерно-геологических (антропогенных) процессов.

Совокупность геологических и инженерно-геологических процессов и порождаемых ими явлений характеризует геодинамическую обстановку. Этот термин может быть применен к любой территории независимо от ее размеров: к целому региону, имеющему народнохозяйственное значение, к району строительства крупного сооружения или непосредственно к самой строительной площадке.

Известно, что все геологические процессы изучаются одним из разделов геологической науки — динамической геологией. А между тем в § 3 гл. 1 мы говорили о том, что геологические процессы изучаются инженерной геологией, точнее, одним из ее разделов — инженерной геодинамикой. Это ни в какой мере не противопоставляет инженерную геодинамику динамической геологии. Каждая из этих дисциплин изучает геологические процессы в своем аспекте. Динамическая геология изучает геологические процессы, протекающие в природе независимо от человека, и делает это для решения главным образом проблем общегеологического характера. Инженерная геология изучает геологические процессы в связи с деятельностью человека, в связи с изменением природных условий под влиянием этой деятельности с тем, чтобы дать рекомендации, как не допустить возникновение нежелательных

для человека геологических процессов, изменить ход существующих геологических процессов в необходимом направлении, получить данные, нужные для проектирования различных инженерных мероприятий. Так как изучение геологических процессов проводится в инженерной геологии в связи с деятельностью человека, то само понятие «геодинамическая обстановка» в инженерной геологии приобретает несколько иной смысл, чем в динамической геологии.

Как видно, аспекты изучения геологических процессов в динамической геологии и в инженерной геодинамике различны, но их объединяет общий объект изучения — геологические процессы. Поэтому между этими двумя разделами геологической науки нет и не должно быть противоречий. Динамическая геология обогащает своими исследованиями инженерную геодинамику и, наоборот, заимствует от нее новые интересные для себя данные и установленные инженерной геодинамикой закономерности.

Рассмотрим более подробно, в каком направлении идет изучение геологических процессов при инженерно-геологической оценке территории. Инженерной геологией изучаются как эндогенные, так и экзогенные процессы. На начальном этапе развития инженерной геологии больше внимания уделялось экзогенным процессам и значительно меньше — эндогенным. Сейчас эндогенные процессы привлекают к себе все большее внимание, так как стали ясны три обстоятельства. Во-первых, эндогенные процессы в значительной степени могут обуславливать инженерно-геологические условия. О масштабах и интенсивности, например, современных эпейрогенических движений можно судить по многим районам мира. В стадии опускания находится территория Голландии; на протяжении нескольких веков борется голландский народ с наступающим морем. Опускание суши в районе Севастополя привело к затоплению древнегреческого города Херсонеса и к образованию Севастопольской бухты. Наоборот, подъем суши в районе Баку составил за последние столетия 16 м.

В сейсмически активных областях оценка сейсмичности территории является важнейшей задачей при определении их инженерно-геологических условий. То же можно сказать и в отношении вулканической деятельности применительно к районам действующих вулканов.

Во-вторых, эндогенные процессы могут способствовать развитию экзогенных процессов. Например, землетрясения в горных областях часто вызывают обвалы, а эпейрогенические движения, приводящие к поднятию отдельных областей платформ, способствует интенсивному развитию процессов эрозии, образованию оползней, переуглублению речных долин. Именно этим можно объяснить развитие оползней в долине Волги от Ульяновска до Волгограда. Указанная территория испытывала преимущественное поднятие на протяжении всего четвертичного периода. Это обстоятельство усугублялось еще тем, что правый берег Волги, сложенный мощными толщами глин со слабОВОдоносными горизонтами, постоянно испытывал боковую эрозию, что привело к развитию здесь крупных оползней.

В-третьих, эндогенные процессы могут быть вызваны деятельностью человека, т. е. среди инженерно-геологических процессов могут быть процессы не только экзогенного характера (хотя они и преобладают), но и процессы эндогенные. В качестве примера инженерно-геологических процессов эндогенного характера можно указать на землетрясения, вызванные созданием искусственных водохранилищ в сейсмоактивных областях, на смещение массивов горных пород при больших взрывах и т. п.

При оценке геодинамической обстановки отдельных регионов необходимо учитывать климатические условия, широтную и высотную зональность района, где протекают геологические процессы. Классическим примером широтной зональности геологических процессов является территория Западно-Сибирской низменности. Подробно она была охарактеризована В. Т. Трофимовым (1977) применительно к выделенным им четырем широтным инженерно-геологическим зонам (рис. 38).

Зоны	Современные экзогенные геологические процессы																	
	Выветривание	Заболоченные и формационные торфяные	Аккумуляция ила, суглинков, глинистых пород	Эоловые	Просадочный	Эрозионный	Абразионный	Морской	Озерный	Мерзлотные			Солифлюкционный	Осыпной	Оползневой	Оползни - блоки	Обвальная	Буффональный
										Многолетние промерзания	Сезонные	Пучинные						
Зона практически сплошного распространения многолетнемерзлых пород																		
Зона несплошного (прерывистого) распространения многолетнемерзлых пород																		
Зона распространения сильноувлажненных пород																		
Зона распространения слабо- и умеренноувлажненных пород																		

Рис. 38. Комплексы современных экзогенных геологических процессов и явлений, свойственные различным зонам Западно-Сибирской плиты (составил В. Т. Трофимов)

В северных районах низменности (зона практически сплошного распространения многолетнемерзлых пород) широко развиты мерзлотные геологические процессы и соответствующие им образования: сезонное протаивание грунтов, сингенетическое промерзание вновь формирующихся осадков, морозобойное растрескивание грунтов, образование ледяных и льдогрунтовых жил, солифлюкция, оползни — оплывины и срывы, сезонные и многолетние бугры пучения, термокарстовые озера и просадки; эоловые, абразионные и эрозионные процессы и явления. Заболоченность территории достигает 40%.

Зона несплошного развития многолетнемерзлых пород характеризуется несколько иным комплексом современных геологических процессов и явлений. В ее пределах наряду с сезонным протаиванием пород широко развито сезонное промерзание, встречаются огромное количество термокарстовых озер, обширные площади пучения, в долинах рек на интенсивно подмываемых участках развиты оползни и среди них крупные оползни — блоки. Заболоченность территории достигает 50—60%.

Отличительной чертой центральной части Западно-Сибирской низменности, входящей в зону развития сильноувлажненных пород, следует считать ее очень высокую заболоченность и заозеренность (до 60% всей территории, а на многих участках до 75—80% и выше). В зимнее время происходит промерзание грунтов, сопровождающееся

интенсивным их пучением. В долинах рек наблюдаются образование оврагов, обвально-осыпные и, главное, оползневые явления.

Для южных районов Западно-Сибирской низменности (зона развития слабо- и умеренно увлажненных пород) характерен совершенно иной комплекс современных геологических процессов и явлений. Здесь, наряду с процессами, протекающими в центральной части (размыв берегов, образование оврагов, обвалы, осыпи, оползни и др.), развиты просадочность лёссовых пород, засоление грунтов, интенсивная ветровая эрозия, заболоченность территории невелика.

Для оценки инженерно-геологических условий большое значение имеет изучение не только современных геологических процессов, но и древних геологических процессов, создававших палеогеодинамическую обстановку, основные черты которой воплощены в геологическом строении и рельефе той или иной территории.

Поясним это следующими примерами. Орогенические движения земной коры приводят к образованию складок, к нарушению первоначального залегания слоев горных пород. Рис. 39 иллюстрирует значе-

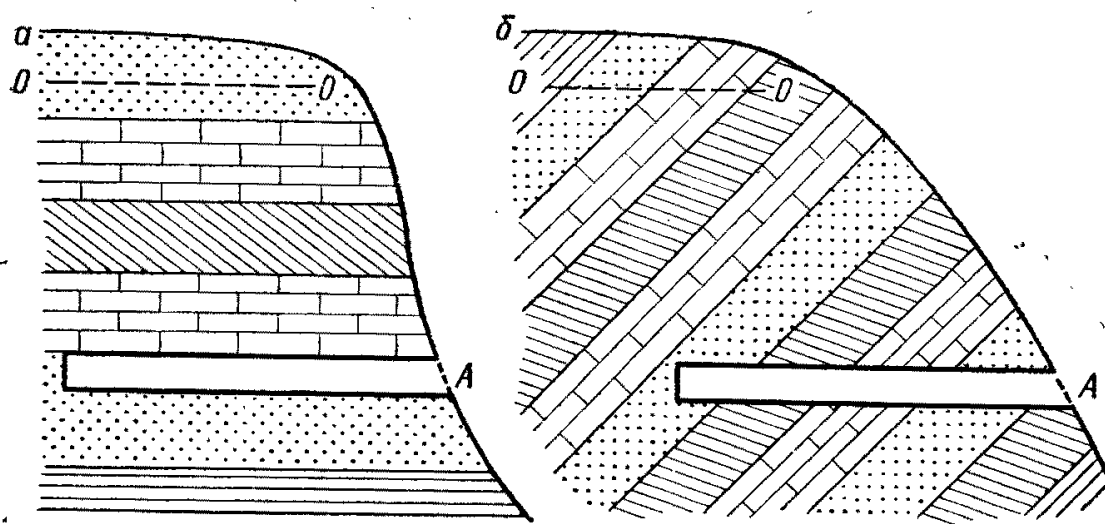


Рис. 39. Схема, иллюстрирующая значение условий залегания пластов для строительства: а — ненарушенное и б — нарушенное залегание пород, о—о — плоскость основания наземного сооружения; А — подземное сооружение (тоннель)

ние условий залегания пластов для строительства. На рисунке видно, что при ненарушенном залегании пород основание тоннеля будет однородным, при нарушенном залегании основание тоннеля будет неоднородным, что, конечно, осложнит производство работ по проходке и креплению. Для того чтобы принять правильное решение в этих условиях, необходимо знать характер как прошлых, так и современных тектонических движений.

В течение всего кайнозоя в южной части Русской платформы существовала тенденция постепенного отступления морей. С этим связано явление переуглубления речных долин вследствие изменения базиса эрозии. Переуглубленные речные долины имеют разнообразно построенное коренное ложе, заполнены сложным комплексом древнеаллювиальных, ледниковых, ледниково-речных, озерных, эстуариевых и морских отложений, которые представляют собой толщу, неблагоприятную для использования в инженерном отношении. Понять особенности геологического строения переуглубленных долин нельзя без изучения древних процессов эрозии.

При строительстве на левобережной террасе Енисея в районе Красноярска оказалось, что эта идеально ровная территория является весьма трудной при освоении, вследствие того что сложена сильнопросадочными среднечетвертичными лёссовыми породами, сохранившими следы от вытаявших клиновидно-жильных льдов. В лёссовых породах в результате интенсивных суффозионных процессов местами образовалась разветвленная сеть пустот («лёссовый карст»), установить которую можно, только изучая развитие древних геологических процессов (выветривания, термокарстовых и суффозионных), под влиянием которых она образовалась.

Из рассмотренных нами примеров вытекает, что без изучения древних геологических процессов оказывается невозможным принять рациональные решения при строительстве тоннелей в горных областях, гидротехнических и других сооружений на территориях древних долин, при застройке речных террас, сложенных просадочными лёссами. Изучение древних геологических процессов и палеогеодинамической обстановки является важной задачей инженерной геодинамики. Без этого нельзя понять закономерности геологического строения земной коры при ее оценке в инженерных целях.

Исследования в области инженерной геодинамики имеют большое практическое значение, так как позволяют уменьшить ущерб, который наносят геологические процессы народному хозяйству. Однако нельзя думать, что все геологические процессы всегда сказываются отрицательно при формировании и освоении человеком геологической среды.

Многие геологические процессы противоположны друг другу, например денудационные и аккумулятивные процессы. Первые, как правило, нарушают целостность массива горных пород, облегчают его разрушение при выветривании, ведут к снижению прочностных и деформационных свойств пород. Вторые, наоборот, способствуют повышению устойчивости массивов горных пород, а в результате «залечивания» трещин и процесса литификации горных пород происходит улучшение их прочностных и деформационных свойств.

В настоящее время производственная деятельность человека стала крупнейшей геологической силой и может приводить к возникновению геологических процессов различного характера. При этом важно, чтобы вновь возникшие инженерно-геологические процессы не препятствовали рациональному использованию геологической среды.

§ 2. ПОНЯТИЕ ОБ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ (АНТРОПОГЕННЫХ) ПРОЦЕССАХ

Под термином «инженерно-геологические (антропогенные) процессы и явления» понимаются процессы и явления, возникшие в результате взаимодействия инженерных сооружений с геологической средой.

Явления, вызываемые инженерной деятельностью человека — весьма разнообразны. Их классификация может быть построена на различных принципах. Один из них — это учет глубины, на которую действует человек, и сам характер воздействия при различных видах строительства. Именно на таком принципе построена классификация В. А. Приклонского (табл. 11).

Инженерно-геологические процессы, так же как и геологические процессы, могут стать опасными и угрожать сохранности сооружений, если они не были своевременно учтены или если их прогноз был дан неправильно.

Явления, вызываемые инженерной деятельностью человека
(по В. А. Приклонскому, 1949)

Вертикальные зоны и их характерные признаки	Основной тип искусственного воздействия на природную обстановку	Вид строительства	Характерные инженерно-геологические явления	Географическая (климатическая) зональность	Главнейшие признаки и свойства пород, подлежащих изучению
<p>I</p> <p>Глубина порядка 1—2 м. Обычно зона аэрации с присутствием воздуха в порах. Переменная влажность. Значительные сезонные и суточные колебания температуры. Объект изучения — главным образом почвы</p>	<p>Нарушение теплового и водного режимов пород. Динамические воздействия с возможностью бокового выпирания породы из-под колыеса</p>	<p>Поверхностное: дорожное и аэродромное</p>	<p>Деформация дорожного полотна при замерзании и оттаивании — дорожные пучины. Балластные корыта</p>	<p>Отчетливо выражено в связи с зональностью почвенного покрова и грунтовых вод</p>	<p>Пучинистость. Сопротивление вдавлению с возможностью бокового выпирания. Липкость. Пластичность. Размокаемость. Капиллярность. Водопроницаемость</p>
<p>II</p> <p>Глубина более 2 м, иногда до 10—20 м. Обычно зона активного выветривания и водообмена; сезонные колебания температуры, затухающие вниз. Переменная или постоянная влажность. Объект изучения — горные породы в зоне активного выветривания, главным образом осадочные, преимущественно рыхлые</p>	<p>Статическая нагрузка от фундаментов. Устройство выемок и котлованов. Нарушение гидрогеологического режима, иногда очень значительное; нарушение теплового режима (практическое значение имеет только для области вечной мерзлоты)</p>	<p>Глубокое: промышленное, гражданское, гидротехническое и железнодорожное</p>	<p>Сжатие пород (осадка, просадка). Деформация откосов (осыпи, оползни, обвалы). Изменение режима грунтовых вод (понижение и повышение уровня, усиление или ослабление скорости движения, изменение химического состава). Выщелачивание пород</p>	<p>Местами выражена отчетливо в связи с зональностью поверхности — ступенчатых и грунтовых вод</p>	<p>Сопротивление сжатию без возможности бокового выпирания. Сопротивление сдвигу (скальванию). Прочность на раздавливание. Водопроницаемость. Водостойкость</p>
<p>III</p> <p>Глубина значительная, как правило, десятки и сотни метров. Обычно зона насыщения. Повышенное давление. Постоянная и часто повышенная температура. Объект изучения — различные горные породы, чаще с преобладанием твердых разновидностей</p>	<p>Местная нагрузка с ослаблением всего массива. Нарушения гидрогеологического, газового и теплового режимов</p>	<p>Глубинное: проходка тоннелей, метро, разведочная и др.</p>	<p>Горное давление. Стреляние. Запучивание горных выработок. Сдвигание дневной поверхности. Изменение режима подземных вод с прорывом их в выработки. Газовыделение</p>	<p>Отсутствует</p>	<p>Общие условия залегания, нарушенность, трещиноватость. Сопротивление скальванию. Водо- и газопроницаемость. Пластичные свойства при повышенном давлении</p>

Инженерно-геологические процессы тождественны природным геологическим процессам. Например, процессы переработки берегов водохранилищ аналогичны абразии по берегам морей и озер. Просадочные явления в лёссах вследствие утечек воды из водопроводной и канализационной сетей и при фильтрации ее из каналов можно сравнить с просадкой лёссов при замачивании их в природной обстановке, в результате чего образуются «степные блюда». Уплотнение пород в основании сооружений моделирует процесс уплотнения пород в зоне катагенеза под действием веса позднейших отложений и под давлением материковых ледников. Можно отнести в одну группу такие процессы, как деформация искусственных откосов и оползни, оплывины, обвалы, осыпи или мерзлотные деформации пород в основании сооружений, пучины на дорогах и образование наледей, ледяных бупров, термокарстовый процесс. Хорошо сравнимы сдвигание горных пород при подземных работах и провалы над карстовыми пустотами.

Но в большинстве случаев инженерно-геологические процессы отличаются от природных геологических процессов большей интенсивностью, более быстрым протеканием во времени и более ограниченной площадью своего проявления. Могут возникать инженерно-геологические процессы, для которых нет аналогов среди природных геологических процессов, характерных для данной природной обстановки.

Инженерно-геологические процессы обычно приурочены к участку строительства или охватывают территорию в непосредственной близости от него. Они вызываются значительными изменениями в природной обстановке в связи со строительством, но и сами интенсивно воздействуют на нее, и в частности на состояние и свойства пород.

Рассмотрим некоторые из инженерно-геологических процессов. При строительстве зданий различного назначения важным инженерно-геологическим процессом является уплотнение пород под действием их веса, особенно в том случае, если в качестве основания здания является осадочная порода, слаболитифицированная и сильносжимаемая. При уплотнении пород происходит осадка сооружения. Величина и характер осадки зависят от инженерно-геологических условий, от веса сооружения, размера и заглубления фундамента. При оценке геологических условий на первое место следует поставить тип породы, которая является основанием, и ее состояние. Породы со структурными кристаллизационными связями (магматические, метаморфические и др.), не будучи разрушены геологическими процессами, имеют предел упругости при сжатии значительно выше давления, которое оказывают на них возводимые здания или какие-либо другие сооружения, и поэтому величина осадки этих пород будет минимальной. Противоположностью им являются связные грунты, у которых преобладают ионно-электростатические, молекулярные и другие структурные связи, обуславливающие высокую сжимаемость этих пород. Чтобы избежать значительных осадок сооружения, фундамент стараются заложить глубже, на более уплотненную породу, и выбирают такую его конструкцию, чтобы давление на грунт было сравнительно небольшим.

При строительстве высотных зданий в Москве, при заглублении их фундамента на 6—13 м допускались нагрузки на грунт от 0,35 до 0,5 МПа. При этом предполагалось, что осадка зданий будет составлять всего от 4 до 29 см. Фактическая осадка высотных зданий в большинстве случаев оказалась меньше или равна расчетной. Так, при строительстве высотного здания Московского университета средняя расчетная осадка была принята за 66 мм, а фактически осадка под

центральной частью главного здания университета на 1976 г. составляла 68 мм.

Таким образом, в результате строительства и эксплуатации зданий Московского университета за короткий срок под давлением 0,5 МПа неравномерно уплотнилась толща моренных суглинков до глубины 25—30 м, которые сами по себе являются очень плотными грунтами ($\Delta=2,15$ кг/см², модуль деформации $E=80$ МПа). Чтобы произошло такое уплотнение в природных условиях в результате процессов аккумуляции и накопления осадков, понадобилось бы очень большое время, рассчитать которое сложно, и при этом были бы захвачены огромные площади, а площадь под высотной частью главного здания Московского университета, где произошло указанное уплотнение, составляет всего 5000 м².

При дорожном строительстве возникают инженерно-геологические процессы иного характера. К числу их относятся: морозное пучение на дорогах, ежегодно поражающее полотно шоссейных и железных дорог на большей части территории СССР; деформации искусственных откосов, которые слагаются породами, попавшими в иные условия, чем те, в которых они находились до начала дорожного строительства (увеличились сдвигающие напряжения, возросла интенсивность выветривания, началось воздействие эрозионных процессов или процесса суффозии и т. п.). Возникновение инженерно-геологических процессов требуется предусмотреть заранее, чтобы иметь возможность в процессе строительства дороги провести мероприятия, сводящие к минимуму их вредное воздействие.

Наиболее сложным видом строительства является гидротехническое, особенно сооружение гидроэлектростанций, сопровождающееся созданием крупных водохранилищ. Гидротехническое сооружение в большинстве случаев резко меняет геологическую обстановку и естественные гидрогеологические условия не только на месте, где производится строительство, но и далеко за его пределами. Это может вызвать возникновение таких инженерно-геологических процессов, как карст, суффозия, переработка берегов водохранилищ, оползни, просадка лёссовых пород, заболачивание и ряд других. Когда, где и какие из перечисленных инженерно-геологических процессов будут возникать — все это зависит не только от характера гидротехнического строительства (и любого другого вида строительства), но и во многом от инженерно-геологических условий. Развитие инженерно-геологических процессов определяется совокупностью факторов, возникающих под влиянием деятельности человека и существующих природных геологических процессов.

§ 3. ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Если рассматривать природные факторы, от которых зависят характер и развитие геологических процессов, то можно выделить главный фактор формирования геологических процессов, понимая под ним сами горные породы. Горные породы всегда будут оказывать решающее влияние на развитие и проявление геологических процессов. Для экзогенных геологических процессов горные породы являются той средой, где они зарождаются и на которую они сами оказывают большое воздействие. Эндогенные процессы проявляются по-разному в зависимости от того, какие горные породы сла-

гают поверхностную толщу земной коры. Деятельность человека также зависит от того, с какой горной породой ему приходится сталкиваться.

Н. Н. Маслов устойчивость склонов рассматривает в зависимости от того, какими породами они сложены. При этом автор исходит из принципиального положения, что «породы в значительной мере определяют собой и степень устойчивости склона, и характер возможного развития обвальных и осыпных явлений». Влияние пород на характер геологических процессов нам удалось проследить в долине Верхнего Амура применительно к подмываемым склонам и уступам террас (Сергеев, 1964). Геологические процессы и явления, наблюдавшиеся в долине Верхнего Амура, приурочены к определенным группам пород. В том случае, когда склоны сложены основными эффузивными и имраморизованными карбонатными породами, то развиты главным образом обвалы. Когда склоны сложены гранитами, гранодиоритами, диоритами, гнейсами, кварцитами, крепкими песчаниками и алевролитами, помимо обвалов широкое развитие получают осыпи, а в условиях интенсивного морозного выветривания образуются курумы. В районах развития кристаллических сланцев, эффузивов кислого состава, слабых песчаников и алевролитов, конгломератов, филлитизированных сланцев и филлитов характер нарушения устойчивости склонов изменяется. Для этих пород характерно широкое развитие осыпей, оплывов, срывов, осовов и реже обвалов. Другой их особенностью является отсутствие оползней-блоков и курумов; последние, как правило, возникают в более прочных породах. Оползни-блоки в долине Верхнего Амура возникают лишь на склонах, сложенных осадочными песчано-глинистыми отложениями и глинистыми сланцами. Таким образом, по характеру и интенсивности склоновых процессов для долины Верхнего Амура выделяются как бы четыре категории пород, которые могут быть охарактеризованы в прочностном отношении. Такая характеристика приводится в табл. 12, где наряду со значениями предела прочности на сжатие приводится характеристика крепости пород по М. М. Протодяконову. По этим двум показателям горные породы можно разделить на четыре категории.

У пород, относящихся к первой категории и характеризующихся как высокопрочные и в высшей степени крепкие, склоновые процессы развиваются слабо и представлены главным образом обвалами. При уменьшении прочности пород (вторая категория) интенсивность склоновых процессов возрастает и наряду с обвалами широкое развитие получают осыпи и курумы. При уменьшении прочности и крепости пород более чем в два раза по отношению к первой категории (третья категория) интенсивное развитие получают почти все склоновые процессы, за исключением обвалов, курумов и оползней-блоков. Для пород четвертой категории, наименее прочной, характерно развитие главным образом оползней-блоков.

Надо иметь в виду, что породы одного и того же петрографического состава, находясь в массиве, могут иметь различную трещиноватость, обводненность, выветрелость и т. д. и, следовательно, иметь различную прочность. Поэтому в табл. 12 петрографические типы лишь являются примерами, показывающими, когда может существовать та или иная прочностная категория пород. Главная же идея табл. 12 заключается в том, что различным прочностным категориям пород соответствуют различные склоновые процессы.

Подобную зависимость между особенностями горных пород и процессами, к ним приуроченными, можно показать и на других примерах. Однако еще более важно установить зависимость между геологи-

Зависимость между прочностью пород и развитием склоновых процессов применительно к долине Верхнего Амура

Прочностная категория пород	Петрографические типы пород	Прочность на сжатие, МПа	Крепость, по М. М. Протода-конову		Характер склоновых процессов
			коэффициент крепости	характер пород	
I Высокопрочные	эффузивы основного состава (базальты), мраморизованные карбонатные породы, кварциты	>140	>20	в высшей степени крепкие	встречаются главным образом обвалы
II Прочные	граниты, гранодиориты, диориты, гнейсы, роговики, крепкие песчаники и алевролиты	70—140	8—20	очень крепкие и крепкие	основными процессами являются обвалы и осыпи. При определенных условиях возникают курумы
III Средней прочности, малопрочные, пониженной прочностн и низкой прочностн	кристаллические сланцы, эффузивы кислого состава, слабые песчаники и алевролиты, конгломераты, филлитизированные сланцы, филлиты	10—70	2—8	довольно крепкие, средние, довольно мягкие	широкое развитие имеют осыпи, ссыльвы, срывы, осывы; реже — обвалы. Курумы и оползни-блоки отсутствуют
IV Весьма низкой прочностн	глинистые сланцы, несцементированные песчано-глинистые отложения	<10	0,3—2	довольно мягкие, мягкие, землистые, сыпучие, плавунные	наряду с другими склоновыми процессами широкое развитие получают оползни-блоки

ческими процессами и особенностями массива с учетом слагающих их горных пород и рельефа. С этой целью Е. М. Сергеев и С. Н. Максимов (1961) подразделили массивы, встречающиеся в долине Верхнего Амура, на четыре категории по крутизне разновозрастных склонов в их нижней части, которая в значительной степени определяется прочностью слагающих их пород. Эта зависимость достаточно хорошо раскрывается при оптическом моделировании напряжений. Наиболее высокая концентрация напряжений наблюдается у отвесных и особенно у нависающих откосов (рис. 40), и потому только высокопроч-

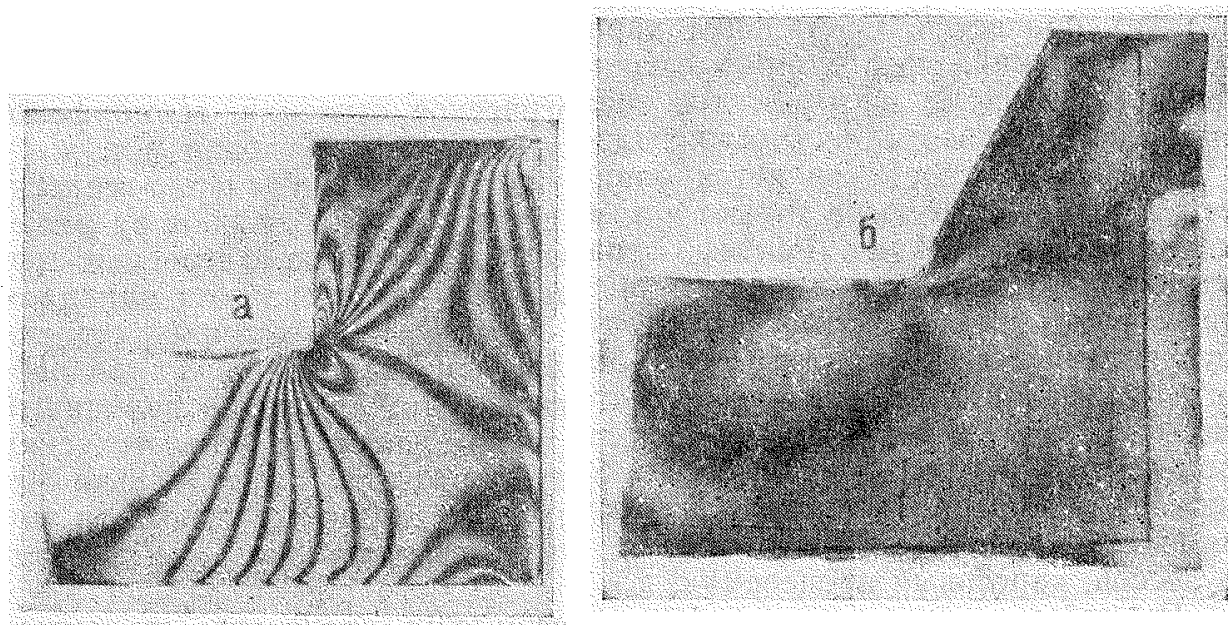


Рис. 40. Концентрация напряжений у отвесных откосов (а) и у откосов с углом 60° (б)

ные массивы могут иметь отвесные и близкие к ним склоны. У прочных массивов угол склона меньше, у недостаточно прочных массивов величина угла снижается до 30° , а у слабопрочных его значение наименьшее. Поэтому угол склона в какой-то степени может говорить о прочности пород, слагающих массив.

Приведенные примеры относятся к одному инженерно-геологическому региону и примерно к одной и той же физико-географической области. В другой климатической обстановке могут быть несколько иные зависимости между геологическими процессами и горными породами. Однако приведенные данные хорошо подтверждают положение о том, что горные породы являются главным фактором формирования геологических процессов. Под факторами И. В. Попов (1959) понимал часть природных условий и совокупность некоторых процессов, которые приводят к возникновению интересующего нас геологического процесса. Например, обвал может явиться результатом тектонической разрушенности и выветрелости горных пород, эрозионного вреза долины или процесса абразии, а иногда — сейсмических явлений. Все эти процессы являются факторами, подготавливающими и, наконец, вызывающими обвал.

Среди ряда факторов, способствующих развитию геологического процесса, есть один обязательный фактор, без которого рассматриваемый геологический процесс не может возникнуть. В случае с обвалом таким обязательным фактором является такое напряженное состояние пород, при котором возникает неустойчивость склона.

Обязательный фактор, обуславливающий возникновение геологического процесса, нельзя смешивать с поводом, его порождающим. Так, при наличии неустойчивого склона поводом к возникновению обвала может послужить слабый сейсмический толчок или взрыв, проведенный недалеко от неустойчивого склона. Защитные мероприятия должны быть направлены в первую очередь на устранение обязательного фактора, благоприятного для развития нежелательного процесса. Борьба с другими факторами окажет лишь частичное, а главное, лишь временное полезное действие.

И. В. Попов различал также «обстановку» возникновения геологических процессов. Обстановка характеризуется совокупностью природных условий, при которых возникают и протекают геологические процессы; к числу их относятся геологическое строение, геоморфологические особенности местности, гидрогеологические условия и т. д.

Рельеф местности является одним из важных инженерно-геологических условий. Дело не только в том, что его формы влияют на решение инженерных задач. Рельеф, отражая геологическое строение территории и палеогеодинамическую обстановку, изменяясь под влиянием современных геологических процессов, сам в значительной степени обуславливает их характер. Вряд ли это положение требует подробного объяснения. Достаточно представить себе горный и равнинный рельеф, чтобы понять, что характер и интенсивность геологических процессов в том и другом случае будут разными. Хотя нельзя исключать, что в обоих случаях в зависимости от других факторов могут быть одни и те же геологические процессы (выветривание, просадка лёссов, карстовый процесс и т. д.).

Разработана схематическая классификация процессов, связанных с деятельностью подземных и поверхностных вод. В ней выделяются три группы процессов, связанных с геологической работой: 1) поверхностных вод, 2) подземных вод и 3) как подземных, так и поверхностных вод. К первой группе относятся: площадная и речная эрозия, оврагообразование, абразия берегов, накопление делювия, пляжевых осадков, конусов выноса, селевых отложений и др.

К геологическим процессам, связанным с деятельностью подземных вод, относятся: механическая суффозия, карст, просадки, цементация пород и «залечивание» трещин и пустот и др. К третьей группе — оползни различных типов, оплывины, солифлюкция, вторичное засоление почв и грунтов, накопление торфяников и других болотных образований.

Как видно, роль подземных и поверхностных вод в развитии геологических процессов очень велика. Именно вода в большинстве случаев является тем обязательным фактором, той причиной, в результате которой возникают многие экзогенные процессы. Поэтому хорошее знание гидрогеологических условий является первейшим требованием для лиц, работающих в области инженерной геодинамики. Можно было бы продолжить перечисление примеров, показывающих, что факторы, от которых зависит обстановка возникновения геологических и инженерно-геологических процессов, в то же время являются факторами, определяющими инженерно-геологические условия территории. По существу при оценке геологических процессов необходимо учитывать все факторы, определяющие инженерно-геологические условия территории, так как они будут являться либо обязательными факторами, либо вспомогательными факторами.

Сами геологические процессы входят в понятие «инженерно-геологические условия», но они и зависят от инженерно-геологических

условий. Поэтому можно сказать, во-первых, что развитие геологических процессов зависит от инженерно-геологических условий и, во-вторых, что существует взаимосвязь и взаимообусловленность между геологическими процессами и всеми другими факторами, определяющими инженерно-геологические условия. Для того чтобы можно было ослабить вредное действие геологических и инженерно-геологических процессов, а в некоторых случаях и направить их в нужную для человека сторону, надо прежде всего провести их «инвентаризацию», систематизировать процессы применительно к задачам, стоящим перед инженерной геодинамикой.

§ 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОЦЕССОВ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Прежде чем говорить о классификации геологических процессов, необходимо обратить внимание на то, что геологические процессы проявляются через явления, которые возникают под их воздействием. Например, при замачивании лёссов происходит их просадка, которая выражается в явлении уплотнения породы. Можно ли судить о просадке, не зная показателя просадочности лёсса? Можно, но при этом полного представления об этом процессе мы не получим. Поэтому очень часто говорят о классификации процессов и явлений как о единой классификации.

Вообще следует отметить у ученых, работавших в инженерной геологии, тенденцию не делать классификацию процессов и явлений очень дробной, а стремление подчеркнуть в классификации лишь главные действующие силы, под влиянием которых возникают и развиваются геологические процессы, приводящие к определенным явлениям.

При построении классификации процессов в инженерной геологии следует исходить из следующих принципиальных положений:

1) в классификации одновременно должны рассматриваться как природные (геологические) процессы, так и процессы, вызванные деятельностью человека (инженерно-геологические);

2) в равной степени необходимо рассматривать эндогенные и экзогенные процессы;

3) процессы нельзя рассматривать в отрыве от массивов горных пород, в которых они протекают, и без учета механизма их развития;

4) несмотря на то что геологические процессы развиваются под воздействием многих факторов, для каждого из них должен быть выделен обязательный фактор, который необходим для возникновения данного процесса.

Исходя из перечисленных положений, в табл. 13 предлагается классификация, на основании которой и проводится дальнейшее рассмотрение геологических и инженерно-геологических процессов и явлений. Эта классификация связывает между собой горные породы и протекающие в них процессы. Особенности массивов горных пород обусловлены многими факторами: составом горных пород, трещиноватостью, выветрелостью пород, их обводненностью и др. Возможно, что со временем удастся создать классификацию массивов горных пород с учетом всех этих факторов. Сейчас же за основу классификации массивов как среды, где протекают определенные геологические процессы, приняты прочностные особенности их вещественного состава. Это важнейший показатель. Конечно, прочность образца отличается от прочности массива, но последняя в какой-то степени уже определяется прочностью массы горной породы, слагающей этот массив. Вряд

Классификация процессов

Типы горных массивов						Про-	
Название массивов	преобладающие породы в массиве		количественные характеристики пород			эндогенные	
	петрографические типы	прочностная характеристика	$P_{сж}$ (МПа) воздушно-сухих образцов	коэффициент размягчаемости	$P_{сж}$ (МПа) водонасыщенных образцов	природные	вызванные деятельностью человека
Высокопрочные	Преобладают базальты, кварциты и другие породы	очень прочные	>140	$\sim 0,9$	>120	Орогенные и эпейрогенические движения земной коры; сейсмические явления; вулканизм	Сейсмические явления, вызванные взрывами
Прочные	Преобладают граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, прочные песчаники, алевролиты и известняки, доломиты и другие породы	прочные	70—140	$\sim 0,8$	50—120		
Недостаточно прочные	Преобладают зеленые и глинистые сланцы, конгломераты, известняки, опoki, песчаники, алевролиты и аргиллиты, мергели и другие породы	средней прочности, малопрочные, пониженной прочности и низкой прочности	10—70	0,1—0,7	1—50	Сейсмические явления, вызванные взрывами; опускание поверхности при добыче полезных ископаемых	
Слабопрочные	Глинистые песчаники, трепел, диатомиты, мел, глины, лёсы, почвы, торфа, пески и другие породы	весьма низкой прочности	<10	$<0,1$	<1		Сейсмические явления, вызванные взрывами; опускание поверхности при добыче полезных ископаемых и откачке воды; уплотнение и набухание отдельных участков при строительстве

в инженерной геологии

мессы						гравитационные (склоновые)	
экзогенные природные и вызванные деятельностью человека							
климатического характера			водного характера				
выветривание	криогенные и посткриогенные	эоловые	растворение	размывание	заболачивание		
<p>Выветриванию подвержены все породы. Интенсивность и характер выветривания определяются главным образом климатом и особенностью состава и строения пород. Инженерная деятельность в большинстве случаев усиливает выветривание</p>	<p>Обычно развиты слабо; преобладают морозобойное растрескивание и образование криогенной трещиноватости, наследующей первичную трещиноватость породы</p>	<p>Переживание коренных пород, слагающих массивы отсутствуют. Выпадающие эоловые осадки могут чехлом покрывать поверхность массивов</p>	<p>Развито слабо</p>	<p>Абразия, речная и линейная эрозия развиты слабо</p>	<p>Образование болот и торфяников возможно при отсутствии расчлененного рельефа на толще элювия коренных пород</p>	<p>Преобладают обвалы</p>	
	<p>При определенных климатических условиях приобретают интенсивное развитие криогенные и посткриогенные процессы</p>			<p>У карбонатных, сульфатных и галогидных пород растворимость соответственно увеличивается</p>			<p>Преобладают обвалы и осыпи; при определенных условиях курумы</p>
			<p>При определенных условиях переживание пород происходит интенсивно и создаются типичные формы эолового рельефа</p>	<p>Суффозионные процессы могут усиливаться и прекращаться под влиянием деятельности человека</p>	<p>Абразия, речная и линейная эрозия развиты интенсивно. При определенных условиях развиты делювиальный смыв, почвенная и водная ветровая эрозия. Оврагообразование</p>	<p>При определенных тектонических и климатических условиях идет заболачивание самих пород</p>	<p>Широко развиты осыпи, сплывы, срывы, осывы; реже — обвалы и курумы</p> <p>Склоновые процессы протекают интенсивно, широко развиты оползневые блоки. При определенных условиях солифлюкция</p>

ли кто усомнится в том, что процессы, свойственные массиву базальтов, отличны от процессов, характерных для песчаных массивов.

По мере развития геофизических методов исследования и установления корреляционных показателей между геофизическими параметрами и прочностными свойствами пород возможно будет рассматривать зависимость развития геологических процессов от прочностных свойств самих массивов горных пород. Но это дело будущего. Сейчас же важно рассмотреть приуроченность и развитие геологического процесса в зависимости от двух факторов: главного (среды, где они протекают) и основного, определяющего возможность возникновения процесса. К этому и подводит табл. 14.

ГЛАВА 9

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ВЫЗВАННЫЕ ИМИ ЯВЛЕНИЯ

§ 1. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НОВЕЙШИХ И СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

В настоящее время становится все более ясным огромное инженерно-геологическое значение эндогенных процессов. В доказательство этого В. П. Солоненко (1978) приводит следующие данные: при землетрясении в Чили в 1960 г. вертикальные (до 5—7 м) и горизонтальные смещения земной коры произошли на площади 130 тыс. км² и на значительном протяжении побережья Чили инженерно-геологические условия резко изменились. При Аляскинском землетрясении 1964 г. движение земной коры зафиксировано на площади не менее 300 тыс. км² (от —4 до +15 м). При этом была разрушена 1/4 Аляскинской железной дороги, несколько километров пути опустилось под воды Тихого океана, 65 км попало в зону приливного затопления. После Муйского и Гоби-Алтайского землетрясений 1957 г. в Забайкалье образовалось Торейское озеро площадью 817 км²; при этом было затоплено 400 км² культурных земель.

Сейсмогенные оползни и обвалы при сильных землетрясениях сразу поражают территории в десятки и сотни тысяч квадратных километров. Достаточно вспомнить названные землетрясения и землетрясение в Перу (1970 г.), при каждом из которых площадь, пораженная оползневыми процессами, составляла от 65 до 300 тыс. км². Подобные явления могут происходить по крайней мере на 1/5 площади Земли.

Однако не надо думать, что только катастрофические процессы эндогенного характера изменяют инженерно-геологические условия территории. Последние в большей степени зависят от «обычных» тектонических движений, создающих новые формы и условия залегания пород, а также новые формы рельефа.

Известно, что тектонические движения земной коры можно подразделить на две основные группы: колебательные и дислокационные. Последние всегда сопровождаются изменением первоначального залегания горных пород — складчатыми или разрывными нарушениями или же теми и другими вместе. Дислокационным движениям предшествует медленно протекающий процесс перераспределения напряжений в земной коре, в результате которого появляются зоны и очаги повы-

шенных и пониженных напряжений. Когда эти напряжения превысят прочность массивов горных пород, начинаются дислокационные движения, вначале в форме пластического деформирования, которое сменяется затем разрывными деформациями, нарушающими сплошность массивов. Особенно неоднородные поля напряжений возникают в массивах горных пород, обладающих наиболее неоднородным строением и анизотропностью свойств пород. Исследование напряженного состояния горных пород, слагающих массивы, особенно в последнем случае, сейчас стало обычным требованием при изучении инженерно-геологических условий в горно-складчатых областях.

В результате дислокационных движений образуются разнообразные складки земной коры, возникают всякого рода сдвиги, сколы, надвиги, образуются разрывы и разломы, многообразие форм которых описано в курсах тектоники, структурной геологии и др. С инженерно-геологической точки зрения эти процессы важны в ряде отношений.

Во-первых, нарушение нормальных форм залегания горных пород осложняет условия строительства, о чем уже говорилось выше. Во-вторых, происходят подъем и перемещение в поверхностную часть земной коры пластов пород из более глубоких горизонтов, в результате чего на сравнительно небольшой площади могут оказаться разновозрастные породы. В-третьих, в результате дислокационных движений нарушается сплошность массивов горных пород, возникают разломы и повышенная трещиноватость. Этот вопрос был нами рассмотрен выше. В-четвертых, в зонах смятия часто наиболее интенсивно проявляется процесс динамометаморфизма. В результате смещения толщ в контактовой зоне происходит разрушение и раздробление пород; образуются тектонические брекчии.

Известно, что колебательные и дислокационные тектонические движения создали в новейшее время целые горно-складчатые области. Например, считают, что поднятие территории Боливии только в четвертичном периоде превысило 4000 м. В районе Тянь-Шаня поднятие идет со скоростью 10 мм/год, а опускание Терской впадины в пределах Восточного Предкавказья происходит со скоростью 5—7 мм/год. Современные тектонические движения могут гораздо более значительно осложнять строительство крупных сооружений, чем какие-либо другие факторы.

Значение новейших и современных тектонических движений при оценке инженерно-геологических условий для горно-складчатых областей было известно давно; для платформенных областей в полной мере — недавно. Так, исследованиями С. Б. Ершовой (1971) на территории Западно-Сибирской платформы в пределах Обь-Иртышского междуречья установлено, что новейшие и современные тектонические движения играют большую роль в создании существующих инженерно-геологических условий не только в горно-складчатых, но и платформенных областях.

Различные амплитуды движений в пределах структурных элементов высоких порядков влияют на изменение степени и характера заболоченности. Так, например, в пределах Колпашевского и Тартасского поднятий степень заболоченности сокращается до 10—20%, а вдоль Шудельской приразломной зоны увеличивается до 70—80%.

Особенно интенсивно оползневые процессы протекают при подмыве высоких (более 40 м) берегов Оби и Иртыша, приуроченных к положительным четвертичным структурным элементам, таким, как Васюганско-Каменская антеклиза, Увальская гряда и Молчановское поднятие.

Современные тектонические движения сказываются даже на литологических особенностях пойменных отложений западносибирских рек. Изучение литолого-фациальной характеристики современных аллювиальных отложений Оби на

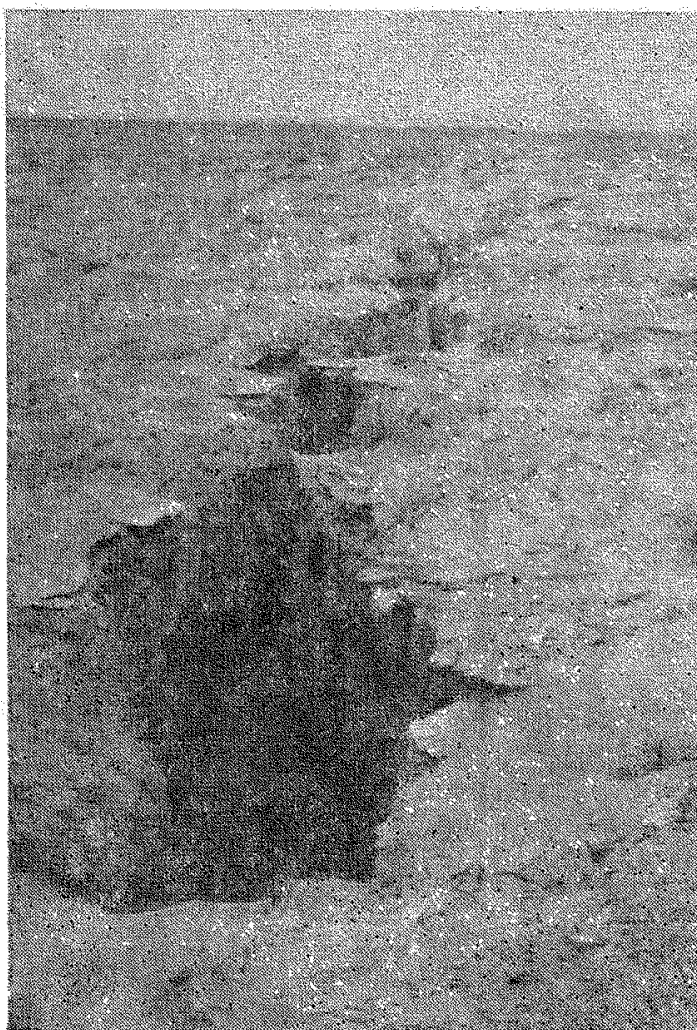


Рис. 41. Трещина в Центральных Кызылкумах. Фото Д. Х. Якубова

Центральных Кызылкумах в последние годы были обнаружены трещины на поверхности земли протяженностью в несколько километров и шириной до 1,5 м, возникшие без видимых землетрясений (рис. 41).

§ 2. ЗАДАЧИ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ В ИЗУЧЕНИИ ПРИРОДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Землетрясения являются наиболее катастрофическими процессами среди эндогенных процессов, они всегда волновали и сейчас волнуют умы человечества. Каждый год на земном шаре происходит до 100 000 землетрясений. Большинство из них едва ощутимо и отмечается лишь с помощью сейсмографов. Всего 0,1% от общего количества землетрясений разрушительны, но и они составляют 100 разрушительных землетрясений в год. Одним из них, получившим широкую известность, было землетрясение в 1923 г. в Японии. Во время этого землетрясения было разрушено более 570 000 домов, в одном лишь Токио и в его окрестностях погибло более 170 000 человек и более 100 000 человек было ранено.

участке ее нижнего течения (от устья Иртыша до Салехарда) в связи с инженерно-геологической оценкой территории ее поймы показало, что современные отложения поймы Оби на этом участке долины имеют разный литологический состав в зависимости от характера неотектонических движений. При положительных движениях пойма сужается, а дисперсность ее отложений уменьшается. Наоборот, при отрицательных движениях пойма Оби расширяется, а дисперсность слагающих ее пород увеличивается.

Таким образом, новейшие тектонические движения нарушают закономерный ход нормального развития процесса аккумуляции и оказывают большое влияние на развитие экзогенных геологических процессов в платформенных условиях.

Современные тектонические движения на платформах могут вызвать разрывы земной коры, которые по своим масштабам имеют инженерно-геологическое значение. Так, в

Сейсмический толчок в Японии, о котором заговорил весь мир, в какой-то степени послужил «толчком» в развитии сейсмологии — науки о землетрясениях. В основном это выразилось в двух направлениях: во-первых, стали обращать больше внимания на выявление причин, вызывающих появление землетрясений, и усилились работы по составлению карт сейсмического районирования различных стран (первая карта сейсмического районирования СССР была составлена Г. П. Горшковым в 1936 г.) и, во-вторых, интенсивнее стали разрабатываться методы антисейсмического строительства, в результате чего сейчас в Токио и других городах, территории которых относятся к районам высокой сейсмичности, строятся высотные здания, о которых люди в недалеком прошлом не могли и мечтать.

6 октября 1948 г. в Советском Союзе произошло одно из наиболее разрушительных землетрясений — Ашхабадское. Гипоцентр его находился в 25 км юго-восточнее города на глубине около 20—25 км. Продолжительность главного толчка Ашхабадского землетрясения была всего 8—10 с. Сила его достигала 9—10 баллов, а преобладающее число зданий и сооружений в городе было построено из расчета 7—8 баллов и поэтому, естественно, было разрушено.

Обследование результатов землетрясения показало, что однотипные здания (школы, трансформаторные будки) были полностью разрушены в северной части города и получили лишь небольшие повреждения в южной. Решающую роль в этом сыграло различие инженерно-геологических условий северной и южной частей города. Таким образом, после Ашхабадского землетрясения стало особенно ясным, что важнейшими задачами являются: прогноз землетрясений, за что должна отвечать сейсмология, и сейсмическое микрорайонирование городов и районов народнохозяйственного освоения, что является задачей инженерной геологии и инженерной сейсмологии.

Под микросейсмическим районированием следует понимать выделение участков, обладающих одинаковой балльностью при определенных инженерно-геологических условиях.

Расстояние до эпицентра и глубина фокуса землетрясения определяют угол, под которым сейсмические волны подходят к поверхности земли. По данным А. Н. Вахтановой, наибольшую опасность представляют те очаги землетрясения, из которых сейсмические волны подойдут к поверхности под углом 30—60°. В этом случае особенно большую роль в проявлении силы сейсмического толчка будут играть инженерно-геологические условия. В районе эпицентра (при угле волн к поверхности > 60°) сила сейсмического воздействия будет так велика, что влияние инженерно-геологических условий на интенсивность колебаний будет незначительным. Поэтому при сейсмическом микрорайонировании очень важно изучить сейсмогеологическую обстановку и ориентировочно рассчитать углы подхода сейсмических волн к поверхности. При этом надо учитывать, что глубинные разломы и геологические структуры, расположенные вкрест распространения сейсмической волны, могут служить экранирующей средой и способствовать ослаблению сейсмического эффекта.

Из табл. 14 видно, что грунты разного состава имеют разную скорость прохождения сейсмических волн (v) и в соответствии с этим разное приращение балльности (ΔI) по сравнению с гранитами. Грунты обводненные имеют большее приращение балльности, чем грунты неводненные. Действительно, гидрогеологические условия оказывают большое влияние на сейсмичность отдельных участков. В пределах верхней 10-метровой толщи повышение грунтовых вод влечет постоян-

**Приращение сейсмической балльности грунтов
(по С. В. Медведеву, 1962)**

Наименование грунтов	v в км/с	Приращение балльности
I. Скальные грунты		
1. Граниты	5,6	0
2. Известняки, сланцы, гнейсы (плотные)	3,5—4,5	0,2—0,4
3. Песчаники плотные	2,2—3	0,3—0,6
4. Известняки, сланцы, песчаники нарушенные	1,5—2,3	0,7—1,1
II. Полускальные грунты		
5. Гнейсы	2,4—3	0,3—0,6
6. Мергели	2—2,6	0,7—1
7. Сцементированные пески	1,4—1,9	1,0—1,2
III. Крупнообломочные грунты		
8. Щебнистые и галечниковые	1,3—2,1	0,9—1,3
9. Гравийные (из кристаллических пород)	1,2—1,9	1—1,4
То же (из осадочных пород)	1,1—1,7	1,1—1,5
IV. Песчаные грунты		
10. Пески гравелистые и крупные	1,1—1,6	1,2—1,4
То же средней крупности	1—1,4	1,3—1,6
» мелкие и пылеватые	0,7—1,2	1,4—1,8
V. Глинистые грунты		
11. Глины	0,9—1,5	1,2—1,6
12. Суглинки	0,8—1,4	1,3—1,7
13. Супеси	0,7—1,2	1,4—1,8
14. Суглинки и супеси рыхлые	0,5—0,8	1,7—2,1

ное приращение балльности. При залегании грунтовых вод около 4 м от поверхности в песчаных, супесчаных и глинистых грунтах балльность территории повышается примерно на полбалла; если грунтовые воды залегают близко к поверхности — на 1 балл. В этом случае под глубиной залегания грунтовых вод понимается не сам уровень грунтовых вод, а зона капиллярного водонасыщения. Поэтому очень осторожно надо относиться к строительству в сейсмоактивных зонах, особенно вблизи городов, сооружений, способствующих поднятию уровня грунтовых вод.

Большое значение на формирование сейсмических свойств оказывают особенности литологического разреза поверхностной зоны, мощность которой может быть принята за 20 м. Более древние отложения благодаря своей большой плотности отличаются высокими скоростями сейсмических волн.

При микросейсмическом районировании необходимо учитывать трещиноватость и выветрелость пород.

Существенную роль в формировании интенсивности колебаний на поверхности земли при землетрясениях играют различные элементы рельефа. Так, в описаниях последствий разрушительных землетрясений отмечаются факты значительного усиления разрушающего воздействия на сооружения, расположенные на возвышенных останцах кристаллических пород, изолированных холмах, на крутых склонах гор, оврагов и на обрывистых берегах. Экспериментальные данные для одного из участков куполовидной возвышенности, сложенной вулканическим ту-

фом, показали, что превышение амплитуд смещений и скорости колебания частиц от основания к вершине купола возрастают в 6—8 раз. Возможно увеличение интенсивности сейсмических колебаний на 1 балл для склонов, сложенных супесчано-суглинистыми и песчаными несцементированными грунтами при крутизне поверхности склона более 10°. В связи с этим откосы выемок и насыпей высотой более 4 м в сейсмических районах уплачиваются.

Уже говорилось, что землетрясения вызывают обвалы, оползни, осыпи, образование карстовых провалов и т. п. Интересно отметить, что при разрушительном Крымском землетрясении силой в 8 баллов в сентябре 1927 г. не наблюдалось какой-либо реакции оползней, поскольку летнее время характеризовалось минимумом осадков и значительной сухостью грунтов, а 4-балльное землетрясение в Крыму в январе 1938 г. вызвало подвижку Кучук-Койского оползня, потому что к моменту землетрясения оползень был увлажнен обильными осадками и подземными водами и находился в предельном равновесии.

Рассмотренный материал позволяет сделать вывод, что сейсмическое микрорайонирование необходимо проводить, исходя прежде всего из общей геологической, тектонической, гидрогеологической, геоморфологической и грунтовой обстановки.

В Советском Союзе особенно широко сейсмическое микрорайонирование развернулось в 50—60-х г., когда этими работами были охвачены территории крупнейших городов, таких, как Алма-Ата, Ашхабад, Баку, Душанбе, Ереван, Красноводск, Небит-Даг, Петропавловск-Камчатский, Ташкент, Фрунзе и др. Карты сейсмического микрорайонирования позволяют правильно планировать застройку городских территорий, выбирая для строительства наиболее ответственных капитальных сооружений и зданий общественного пользования (больницы, школы, театры и т. д.) наименее опасные в сейсмическом отношении участки. Наиболее же сейсмоопасные участки используются для строительства временных сооружений, складов, разбивки садов и парков.

§ 3. ДВИЖЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

Интенсивные движения земной коры могут происходить под влиянием деятельности человека. При добыче полезных ископаемых подземным способом земная поверхность в зоне подработки подвергается значительным деформациям. Характер деформации земной поверхности зависит от многих причин, и в том числе от типа добываемых полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, руда и т. д.), от мощности разрабатываемых пластов, их глубины залегания, от способа и скорости разработки и др. В качестве примера рассмотрим движения поверхностной части земной коры при добыче угля.

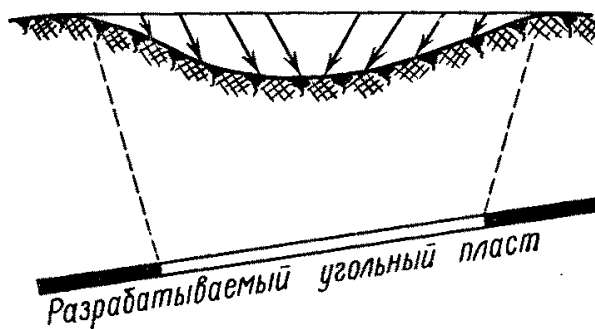


Рис. 42. Схема перемещения земной поверхности при образовании мульды сдвижения

При разработке угольных пластов образуется впадина, называемая мульдой сдвижения (рис. 42), характер которой определяют ука-

занные факторы, а также инженерно-геологические особенности и свойства вмещающих коренных пород и поверхностных отложений. При пологом залегании угольных пластов и благоприятных геологических условиях образование мульды сдвижения происходит без нарушения целостности грунтовой толщи. При крутом падении пластов и неблагоприятных геологических условиях могут появиться трещины размером до 1,5 м, выходящие на поверхность земли, по которым иногда происходит вертикальное смещение грунта.

Сдвижение горных пород при разработке полезных ископаемых при наклонном залегании пластов проходит несколько иначе, чем при их нормальном залегании. При углах падения пластов больше 20—30° сдвижение пород сопровождается их сдвигом по плоскостям напластования. В силу этого сдвижение горных пород в горно-складчатых областях может быть интенсивнее, чем в платформенных.

Деформация земной поверхности над горными выработками достаточно изучается горной наукой и поэтому рассматривается нами лишь как явление, вызванное деятельностью человека. С этой точки зрения в качестве примера рассмотрим данные Б. Е. Бронштейна (1964), изучавшего четвертичные отложения Донбаса и изменение их свойств в результате деформации земной поверхности над горными выработками. Весь процесс сдвижения поверхности в Донецком бассейне охватывает от 1 до 2—5 лет. Величина максимального оседания достигает 2,6 м. При таком значительном перемещении земной коры и разном угле кривизны мульды проседания могут происходить самые разнообразные, иногда существенные, деформации инженерных сооружений. Значительные разрушения могут испытывать линейные сооружения. Например, зафиксированы разрыв труб газопровода на их стыке шириной до 40 мм, смятие стальной трубы диаметром 630 мм и т. д. Не меньшие деформации могут испытывать и отдельные здания. При сдвижении горных пород такие характеристики четвертичных отложений, как масса, пористость и другие, изменялись в пределах до 10%, а физико-механические свойства пород изменялись значительно больше. Например, сопротивление грунтов сдвигу падало до 70—80% от исходной величины, характеризовавшей это свойство грунта до его подработки.

В последнее время изучается вопрос о возникновении землетрясений в связи с созданием крупных и глубоких водохранилищ.

Один из первых случаев возникновения сейсмических явлений при заполнении водохранилища отмечен во время строительства в 1932 г. в Алжире гравитационной плотины Фодда высотой 100 м на реке Уэд-Фодда. В основании плотины залегают нижнеюрские (лейас) плотные и прочные сильнотрещиноватые известняки. Все сооружения находятся в зоне антиклинального поднятия, осложненного рядом сбросов со значительной амплитудой смещений. В период заполнения водохранилища (конец 1932 г. — май 1933 г.) наблюдались многочисленные сейсмические толчки, исходившие из гипоцентра, находившегося вблизи от дневной поверхности (на глубине 300 м), достигавшие 7 баллов по 12-балльной шкале. Сейсмические толчки прекратились после окончания заполнения водохранилища.

Впоследствии землетрясения в связи с заполнением водохранилищ были зафиксированы в Австралии, Греции, Индии, Италии, Пакистане, СССР, США, Франции, Швейцарии, Японии и в других странах.

В 1970 г. ЮНЕСКО создало рабочую группу экспертов для изучения всей информации об искусственно вызванных сейсмических явлениях. Советский эксперт Н. И. Николаев (1972) считает, что «искусственные» землетрясения образуются в областях с интенсивным проявлени-

ем тектонических напряжений и где наблюдается сейсмическая активность. В условиях сложного геологического строения в массивах пород под влиянием современных тектонических движений возникает неравномерное напряженное состояние и развиваются деформации, определяющие участки с высоким давлением пластовых и трещинных вод.

Механизм возникновения искусственных землетрясений пока еще недостаточно ясен, но можно думать, что они связаны с проникновением самой воды из водохранилища в массив, вследствие чего еще больше возрастает поро-трещинное давление, увеличивается напряженное состояние пород по разломам и зонам ослабления, что и вызывает землетрясение.

Таким образом, движение земной коры под влиянием деятельности человека не только может привести к деформациям и разрушениям отдельных сооружений, но и вызвать существенные изменения свойств горных пород на незначительных площадях, которые охвачены этими движениями.

ГЛАВА 10

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ КЛИМАТИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА И ВЫЗВАННЫЕ ИМИ ЯВЛЕНИЯ

§ 1. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Процессы выветривания протекали на протяжении всей геологической истории. Главным вопросом при изучении процесса выветривания является интенсивность самого процесса. Под интенсивностью процесса выветривания мы понимаем: скорость выветривания, мощность коры выветривания и характер изменения горных пород, оказавшихся в пределах коры выветривания.

Скорость процесса физического выветривания осадочных пород может быть охарактеризована (Матвеев, 1972) по формуле:

$$H \approx a\sqrt{t-t_0} \text{ при } t_0 \leq t \leq T,$$

где H — мощность зон выветривания; a — эмпирический коэффициент, численно равный мощности соответствующих зон, сформировавшихся за один год, или иначе — средней скорости выветривания в метрах за первый год; t — время на данный момент после начала выветривания; t_0 — время появления первых признаков выветривания и T — время, необходимое для формирования молодой коры выветривания «полного профиля».

Предложенная Ю. Д. Матвеевым формула была выведена на основании изучения развития во времени инженерно-геологических процессов выветривания, вызванных искусственным вскрытием невыветрелых пород. Эмпирический коэффициент a будет зависеть главным образом от типа горной породы, подвергающейся воздействию процесса выветривания, и от того, в каких климатических условиях этот процесс протекает.

По скорости процесс выветривания можно разделить на стадии: 1) интенсивного выветривания — период, за который формируется более 50% мощности коры выветривания, 2) замедленного выветривания, когда мощность коры выветривания увеличивается до 80%, и 3) затухающего выветривания, когда формируется максимальная мощность коры выветривания в данных природных условиях.

Мощность кор выветривания может достигать различных величин. Ю. Д. Матвеев описал зону выветривания алевролитов ордовика на левобережных водоразделах Ангары в районе Братска мощностью в 8 м. По его же данным, мощность коры выветривания палеогеновых глин (P_{1+2}) в районе г. Сулюкты (Киргизская ССР), характеризующемся жарким засушливым климатом (среднегодовая температура воздуха равна $+14^\circ$), примерно 10 м. По данным Г. С. Золотарева (1962), архейские породы (граниты, биотитовые гнейсы) района гидроузла на р. Малвату-Оя (о. Шри Ланка), выветривающиеся в условиях чередования влажного зимнего периода, когда выпадает 1400—1600 мм осадков, и сухого летнего при среднегодовой температуре $27—30^\circ$, имеют кору выветривания мощностью до 20—25 м. Таким образом, мощность коры выветривания в значительной степени зависит и от состава пород, и от климатических условий.

Надо иметь в виду, что понятие «мощность коры выветривания» является несколько условным, потому что выветривание горных пород по зонам тектонического дробления может происходить на очень большую глубину, превышающую 100 м.

Ю. Д. Матвеевым была предложена схема расчленения коры выветривания алевролитов братской свиты ордовика (табл. 15), в которой учитываются принципы подразделения коры выветривания, предложенные Н. В. Коломенским в 1952 г., влажность и температурный режим пород коры выветривания. Выделение зоны выветривания должно проводиться с обязательным учетом условий и факторов выветривания, определяющих степень раздробленности пород в этой зоне в зависимости от их прочности. Поэтому нельзя сопоставлять зоны выветривания пород в различных районах только по размеру элементов, образующихся при разрушении пород в процессе выветривания.

Формирование четырех зон коры выветривания происходит под влиянием градиентов температур, годовых амплитуд, колебаний температур и влажности пород. Все эти факторы зависят от климатической обстановки. Так, в условиях гумидного климата, в областях с избыточным увлажнением, степень гидратации минералов закономерно возрастает вверх по разрезу, а в условиях аридного климата, в пустынных областях, наибольшая гидратированность минералов наблюдается в зоне I, а вверх по разрезу наблюдается закономерная их дегидратация. На территории, где развита сезонная мерзлота, формирование IV и III зон коры выветривания происходит при участии процессов ежегодного промерзания—протаивания, а зона II — в условиях спорадического промерзания пород в наиболее холодные и малоснежные годы или протаивания в наиболее теплые годы. В других климатических условиях этого не наблюдается.

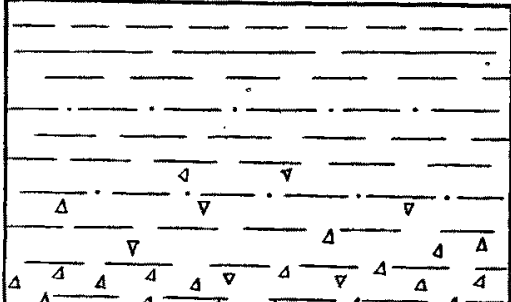
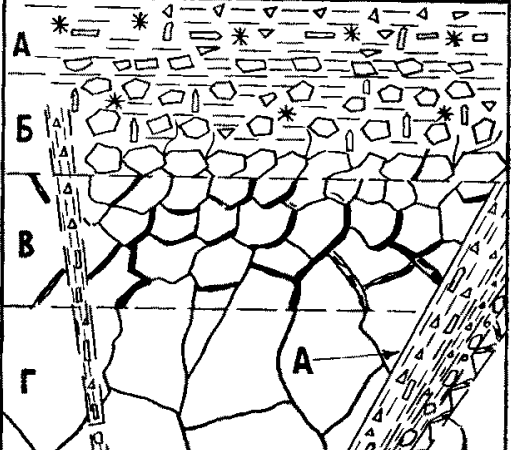
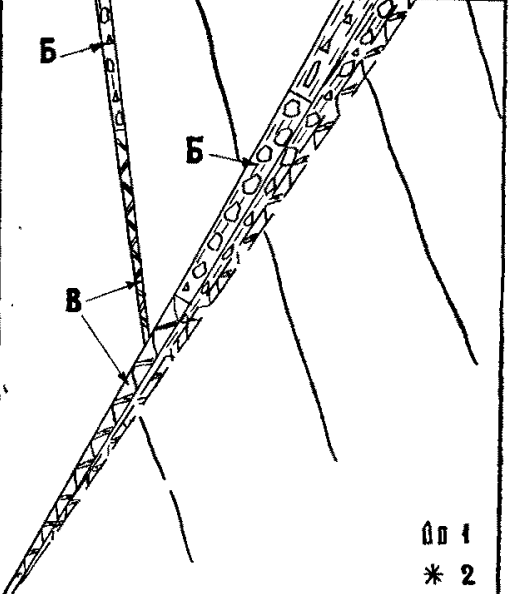
Г. С. Золотарев (1971) предлагает несколько иную схему расчленения коры выветривания в инженерно-геологических целях (табл. 16). В соответствии с этой схемой кора выветривания делится на три зоны: дисперсную, обломочную и трещинную. Дисперсная зона характеризуется полным преобразованием химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей и свойств «исходных» пород. Состав глинистых минералов, преобладание различных окислов, наличие или отсутствие гипса и карбонатов в дисперсной зоне — все это определяется климатическими условиями. Дисперсная зона определенной коры выветривания по своим свойствам является относительно однородной. Породы дисперсной зоны легко подвергаются размыву и оползанию, что ведет к уменьшению мощности зоны.

Обломочная зона выветривания формируется под влиянием процес-

Схема
расчленения коры выветривания алевролитов братской свиты ордовика
(по Ю. Д. Матвееву, 1970)

Зона (по Н. В. Коломенскому, 1962)	По преобладающим процессам	Характеристика пород		Глубина подошвы зоны, м
		тонкослоистые алевролиты	массивные алевролиты	
IV Тонкого дробления	Зона ежегодного промерзания и оттаивания при очень больших градиентах температур и очень больших годовых амплитудах колебания температур и влажности пород, интенсивного развития процессов почвообразования, гидратации и выщелачивания	Суглинки с дровяной и щебнем		0,8 0,6—1,5
III Зернистая или мелкообломочная	Зона ежегодного промерзания и оттаивания при больших градиентах температур и больших годовых амплитудах колебания температур и влажности пород, развития процессов окисления, гидратации и выщелачивания	Щебень и дрова до 2—3 см с суглинистым мером до 5—7 см с суглинистым заполнителем	Древеса и щебень размером до 5—7 см с суглинистым заполнителем	3,1 2,4—3,7
		Щебень размером до 5—10 см с гнездами дресвы	Щебень размером до 10—20 см с редкими гнездами дресвы	
II Глыбовая	Зона спорадического промерзания при малых градиентах температур и незначительных годовых амплитудах колебаний температур и влажности пород, развития процессов гидратации	Алевролиты, разбитые трещинами на щебень размером до 10—20 см	Алевролиты, разбитые трещинами на глыбы размером до 10—30 см	4,2 3,3—5,0
I Монолитная	Зона крайне незначительных годовых амплитуд колебаний температур и практически постоянной влажности пород, начала гидратации	Алевролиты, разбитые тектоническими и литогенетическими трещинами, расширенными выветриванием на отдельные участки размером 30—50 см и более, в верхней части участками разрушенными до щебня		8,5 8,0—10,0
0	Зона вековых колебаний температур	Алевролиты без видимых глазом следов выветривания		—

Принципиальная схема расчленения коры выветривания
(по Г. С. Золотареву, 1971)

Названия и индексы зон выветривания	Характерные особенности	Принципальный разрез
<p>I «Дисперсная» полного химического преобразования исходных пород</p>	<p>Глины, суглинки и супеси в основании с редкой щебенкой, выщелоченные и ожелезненные, карбонатизированные и т. п. Возможно разделение на 2—3 горизонта. Слабо изучена в инженерном отношении</p>	
<p>II «Обломочная» преобладание физической дезинтеграции и частичное химическое разложение пород</p>	<p>По степени раздробления и химического разложения, количеству минеральных новообразований и физико-механическим свойствам подразделяются обычно на 4 горизонта, обозначаемых «А», «Б», «В» и «Г»</p>	
<p>III «Трещиная» раздробление массива и начало разложения пород по крупным трещинам и тектоническим зонам</p>	<p>Появление на значительных глубинах. Возможно образование зон выветривания малой толщины вдоль основной трещины</p>	

сов физической дезинтеграции пород с большей или меньшей степенью химического их разложения. Эта зона очень неоднородна: в зависимости от климатических условий в ней отмечается неравномерное распределение гидроокислов железа, гипса и карбонатов. В верхней части зоны раздробленность и выветрелость пород больше, чем в нижней. Поэтому целесообразно выделение внутри зоны отдельных горизонтов.

Распространение трещинной зоны выветривания определяется характером тектонических разломов и трещин, степенью раздробленности пород в них и глубиной проникновения агентов выветривания, зависящей от климатических условий, эрозионной расчлененности территории и разгрузки естественных напряжений. Трещинная зона весьма разнообразна по своему характеру и глубине распространения в разных комплексах пород. В скальных грунтах (базальты, граниты, известняки и др.) она четко связана с тектоническими нарушениями, выходящими на поверхность. В плотных глинах трещинная зона выражена слабо.

Таким образом, характер изменения пород в процессе выветривания, выражающийся через строение коры выветривания, в первую очередь зависит как от пород, подвергающихся процессу выветривания, так и от климатических условий, в которых этот процесс протекает. Это, конечно, не значит, что процесс выветривания и его интенсивность определяются только характером горных пород и климатом. Есть ряд факторов, усиливающих или, наоборот, ослабляющих процесс выветривания. К числу их относятся: рельеф, гидрогеологические и гидрологические условия, условия залегания пород и их трещиноватость, наличие или отсутствие постоянного сноса продуктов выветривания и др. Однако по определяющему фактору процесс выветривания горных пород можно отнести к экзогенным процессам климатического характера.

На основании работ Л. С. Берга и Б. П. Алисова для характеристики процесса выветривания можно выделить четыре группы климатических условий: тропические, аридные, умеренные и арктические. Эти названия климатов не соответствуют общеизвестным классификациям, являются условными и поэтому требуют некоторого пояснения.

Тропические климатические условия характеризуются высокой среднегодовой температурой воздуха и большим количеством атмосферных осадков. Наиболее типичными ландшафтами для них являются тропическая лесная зона и саванны. Для тропических условий характерны сильноувлажненные породы без сезонного промерзания.

Аридные климатические условия характеризуются небольшим количеством атмосферных осадков и резкими колебаниями температуры воздуха, как суточными, так и годовыми; аридные климатические условия приурочены к пустыням, полупустыням и степям. В верхней части грунтовой толщи залегают слабоувлажненные засоленные породы.

Умеренные климатические условия характеризуются наличием процесса сезонного промерзания при среднегодовой температуре воздуха и пород выше 0° ; умеренные климатические условия типичны для таежно-подзолистой зоны. Для этих климатических условий характерны умеренно увлажненные и сильноувлажненные породы с сезонным промерзанием.

Арктические климатические условия характеризуются среднегодовой температурой пород ниже 0° и широким развитием многолетнемерзлых пород; типичные ландшафты — лесотундра, тундра и тундровые пустыни.

Таким образом, имея четыре укрупненные группы климатических условий и четыре укрупненные прочностные группы горных пород (см. табл. 14), можно предположить, что в природе должно существовать большое разнообразие типов современной коры выветривания, которые необходимо различать при инженерно-геологических исследованиях.

В качестве примера современной коры выветривания, сформировавшейся в климатических условиях Кавказа на прочных породах, может служить кора выветривания вулканогенно-осадочных байосских пород долины Ингури. Комплекс этих пород пред-

ставлен туфобрекчиями, туфами, туффитами, туфопесчаниками, порфиритами, лавовыми брекчиями. Мелкообломочные брекчии, имеющие наибольшее распространение в этом комплексе, могут быть охарактеризованы как прочные породы, временное сопротивление сжатию которых равно 112,5 МПа; динамический модуль упругости $2,28 \cdot 10^4$ МПа. Мощность коры выветривания от 38 до 51 м.

По своим свойствам породы коры выветривания резко отличаются от исходных. Величина сопротивления сжатию была установлена (по схеме Г. С. Золотарева) для образцов из зоны В — 52 МПа, из зоны Б — 29 МПа. Динамический модуль упругости соответственно равен $8,0 \cdot 10^8$, $4,4 \cdot 10^8$ и $1,7 \cdot 10^8$ Па для горизонта А.

Если сравнить описываемую кору выветривания с корой выветривания о. Шри Ланка, то сразу же бросается в глаза, что кора выветривания мелкообломочных брекчий имеет гораздо большую мощность (38—51 м) по сравнению с корой выветривания гранитов и гнейсов (20—25 м). В то же время последняя в большей степени изменена агентами химического выветривания.

Образование коры выветривания по склонам долины Ингури способствует возникновению оползней и обвалов.

В условиях семиаридного климата севера Африки и Ближнего Востока образуется своеобразная кора выветривания, в образовании которой большое значение имеют поверхностное окремнение и кальцитизация. Такие прочные кремневые «корки» описаны многими исследователями в Северной и Южной Африке, Австралии, Южной Америке, а для территории СССР — в ряде районов Туркмении, Узбекистана и Казахстана.

Экзогенная «корка» кальцитизации охарактеризована И. А. Парбучевым (1971) в инженерно-геологических целях в районе гидроузла Табка на Евфрате на северо-востоке Сирии. Климат этого района характеризуется жарким сухим летом, продолжающимся 5—6 месяцев, со средней температурой июля $+30^\circ$ и короткой зимой (средняя температура января $+6^\circ$). Среднегодовая норма осадков меньше 200 мм; выпадают они почти исключительно в осенне-зимние месяцы.

В районе гидроузла IV эрозионная терраса Евфрата и прилегающая часть плато сложены гельветскими доломитами, очень неоднородными по своим физико-механическим свойствам как в разрезе, так и по площади. Их пористость изменяется от 8—10 до 40—45%, а временное сопротивление сжатию в водонасыщенном состоянии — от 0 до 8,5 МПа. Выше этих доломитов развита крепкая «корка», сложенная криптокристаллическим известняком с включениями перекристаллизованных обломков доломитов. Прочность ее в водонасыщенном состоянии 35 МПа.

Образование «корки» связано с передвижением к поверхности вод, обогащенных сульфатом кальция, в результате чего в конечном итоге происходит обрастание обломков доломитов криптокристаллическим кальцитом и метасоматическое замещение доломита кальцитом.

Достаточно сравнить рассмотренные нами типы кор выветривания, чтобы прийти к выводу о чрезвычайном их разнообразии и о большом значении процесса выветривания при оценке инженерно-геологических условий. В большинстве случаев выветривание способствует разрушению горных пород, их разуплотнению, возникновению различного рода оползней, интенсивному размыванию пород, появлению у них просадочных свойств. Однако нами описаны и такие случаи, когда при определенном сочетании климатических и ряда других условий образуются коры выветривания, которые вполне можно использовать в качестве оснований для различных инженерных сооружений.

Трещины выветривания могут играть как положительную, так и отрицательную роль в инженерной и хозяйственной деятельности человека. С одной стороны, наличие их облегчает разработку скальных пород, проходку в них горных выработок и устройство карьеров и котлованов, с другой — трещины выветривания обуславливают необходимость заложения фундаментов на большую глубину.

Выветривание пород в строительных выемках приводит к резким и необратимым изменениям инженерно-геологических свойств пород. Интенсивно протекает выветривание в котлованах, заложенных в морских переуплотненных глинах, аргиллитах и алевролитах, глинистых сланцах, мело-мергельных породах, опоках, некоторых туфогенных разностях песчаников.

Процессы выветривания обычно накладываются на частично разгруженные породы, завершая их общее разуплотнение, часто достигающее значительной величины. Например, при разгрузке и выветривании в дорожных выемках пористость литифицированных третичных глин на Черноморском побережье возрастает на 10—15%, а у среднепалеогеновых порфиритов района Батуми — на 50—60% (Золотарев).

Наиболее глубокие и быстрые изменения состава и свойств при выветривании происходят в тонкослоистых глинах, содержащих монтмориллонит, гидрослюды, рассеянный пирит, органические примеси. Быстрое выветривание таких пород очень осложняет подготовку основания сооружений перед укладкой бетона. Например, на строительстве Саратовской ГЭС глины через полчаса после зачистки из черных превращались в серые, потом происходило раскрытие трещин, шелушение породы, она распадалась на обломки, среди которых появлялись кристаллы гипса. Поэтому разрыв между зачисткой основания и бетонированием допускался не более 1 ч.

§ 2. КРИОГЕННЫЕ И ПОСТКРИОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

Криолитозона, по П. Ф. Швецову (1955), — это зона или область развития мерзлых пород, имеющих нулевую или отрицательную температуру в течение ряда лет. Площадь распространения многолетнемерзлых пород составляет до 25% всей суши земного шара и около 47% площади СССР. Таким образом, криолитозона захватывает обширные пространства, которые специально и в разных аспектах изучаются наукой, которую одни называют геокриологией, другие — мерзлотоведением.

В строении многолетнемерзлых толщ отчетливо выражена широтная зональность. На Крайнем Севере расположена зона сплошного распространения мерзлых пород, южнее она сменяется зоной прерывистого, а еще дальше к югу — зоной островного распространения мерзлых толщ. Это особенно отчетливо видно на примере платформенных областей, например, Западно-Сибирской низменности.

Мощность мерзлых толщ в зоне их сплошного распространения превышает 100 м и закономерно увеличивается с повышением высот в горах и продвижением к северу до 600—800 м. Температура мерзлых пород в этой зоне изменяется от -1 до -10° и ниже. К югу от границы сплошного распространения мощность мерзлых толщ уменьшается и повышается их температура. В зоне их островного распространения мощность мерзлых пород вблизи южной границы криолитозоны, как правило, не превышает 10—15 м, а температура находится в пределах $-1-0^{\circ}$. Временное сопротивление сжатию мерзлых пород уменьша-

ется с повышением температуры. Поэтому мерзлые породы с близкой к нулю температурой являются более сложными природными образованиями, чем породы с низкими температурами.

Важной характеристикой многолетнемерзлых толщ является их льдистость. Лед в зависимости от своего образования может содержаться в породах в разнообразной форме и в различном количестве и оказывать на их свойства неодинаковое воздействие. Лед — цемент образуется за счет замерзания воды во влажных, но не в водонасыщенных дисперсных горных породах, заполняет поры в породах, не нарушая их структуры и текстуры. Лед—цемент придает породам прочность и водонепроницаемость; переход такого льда в жидкую фазу не вызывает избыточного увлажнения горных пород.

Сегрегационный лед образуется при подтягивании воды к месту его образования. При образовании сегрегационного льда происходит изменение первоначальной структуры и текстуры породы. Распределение сегрегационного льда может происходить в соответствии со слоистостью породы, а мощность ледяных прослоев изменяется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров (рис. 43) и даже нескольких

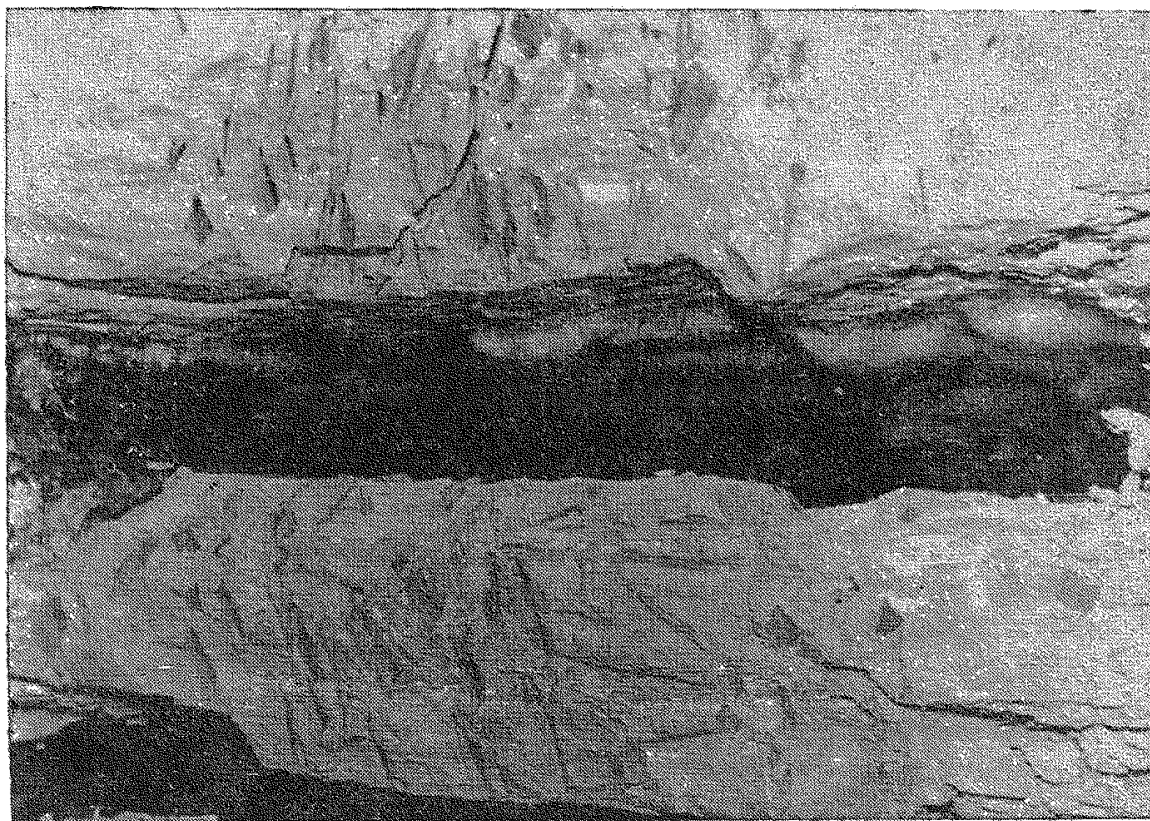


Рис. 43. Игарские ленточные глины (gQ_{III}). Толщина больших слоев сегрегационного льда достигает 0,3—0,5 м. Фото Т. Н. Жестковой

метров. При переходе сегрегационного льда в жидкую фазу происходит переувлажнение породы, в связи с чем она резко снижает свою прочность и несущую способность.

Встречаются и другие разновидности льда (инъекционный, жильный и др.), при образовании которых также нарушаются структура и текстура породы. Льдистость многолетнемерзлых пород, нарушающая их структуру и текстуру, обуславливает ряд характерных для них процессов.

На всей площади распространения многолетнемерзлых пород действуют различные эндогенные и экзогенные процессы. Среди них особое место занимают процессы, которые непосредственно связаны с многолетней мерзлотой, ее возникновением, режимом и исчезновением. Основным фактором, определяющим их развитие, является климат. Климат порождает многолетнюю мерзлоту и вместе с ней «мерзлотные и послемерзлотные», или «криогенные и посткриогенные», процессы. Естественно, что эти процессы всесторонне изучаются мерзлотоведением. Поэтому в курсе инженерной геологии мы ограничимся лишь самыми краткими сведениями о криогенных и посткриогенных процессах, так как без них будет трудно охарактеризовать инженерно-геологические условия криолитозоны.

При характеристике криогенных и посткриогенных процессов и сопровождающих их явлений мы придерживаемся той последовательности и интерпретации, которые приняты в учебнике «Общее мерзлотоведение» под редакцией В. А. Кудрявцева (1977).

Процессы пучения промерзающих дисперсных пород связаны с образованием льда при замерзании содержащейся в породе воды или вследствие замерзания новых объемов воды, мигрирующих извне в рассматриваемый объем породы и к фронту промерзания. Проявление их весьма разнообразно.

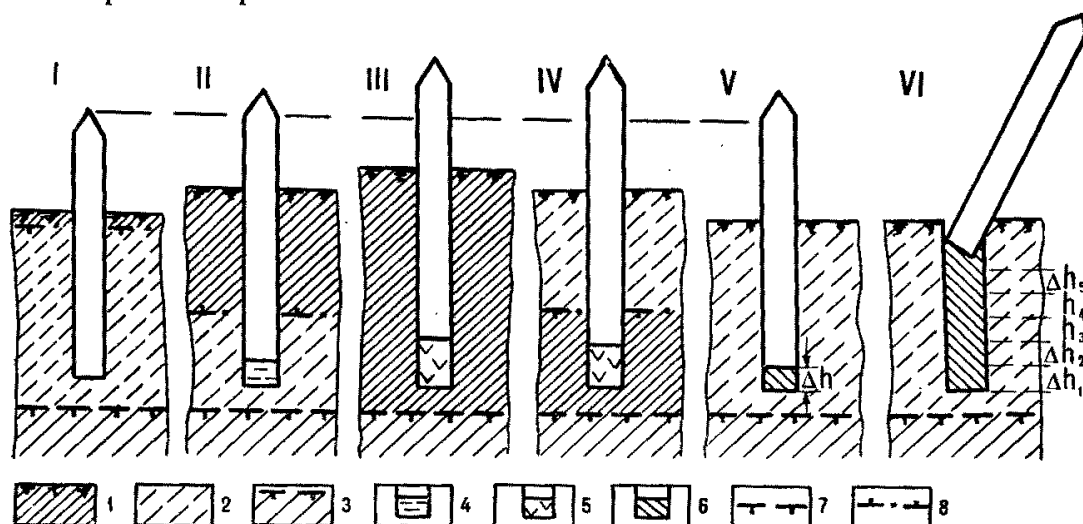


Рис. 44. Схема выпучивания (вымораживания) столба из сезонноталого слоя (СТС) (по Н. Н. Ромаиовскому): 1 — промерзшая часть СТС; 2 — талая часть СТС; 3 — многолетнемерзлая порода; 4 — вода или разжиженный грунт в полости; 5 — лед или сильнольдистый грунт в полости; 6 — талый грунт, заполняющий полость; 7 — граница многолетнемерзлых пород; 8 — граница промерзших пород СТС; I—V — стадии выпучивания столба в годовом цикле; VI — обрушение столба, выпученного из пород СТС в течение ряда лет

На рис. 44 показан годовой цикл выпучивания (вымораживания) из рыхлого влажного грунта при его заглублении в сезонноталый слой (СТС). Первая стадия (I) соответствует началу промерзания грунта и смерзанию его со столбом. Так как силы смерзания пропорциональны понижению температуры, то поверхность твердого тела особенно сильно и прочно смерзается с верхним слоем грунта. Поэтому в результате развития вертикальных сил пучения, превышающих вес столба и силы бокового трения, грунт увлекает за собой столб вверх и вырывает его из нижележащих слоев грунта. При этом под столбом образуется полость, которая заполняется водой или разжиженным грунтом (II на рис. 44).

При полном промерзании сезоноталого слоя в полости замерзает лед (или ледогрунт) (III). В процессе весеннего оттаивания грунта, пока оно не дойдет до подошвы столба, последний сохраняет наиболее высокое положение, достигнутое при выпучивании (IV). После оттаивания льда в полости происходит частичная осадка столба. Однако в годовом цикле столб оказывается выпученным на какую-то высоту Δh (V на рис. 44). При ежегодном повторении такого процесса столб настолько выпучивается вверх, что теряет устойчивость и падает (VI).

При заглублении столба в мерзлую толщу ниже сезоноталого слоя его выпучиванию дополнительно противодействуют силы смерзания с многолетнемерзлой породой. Если эти силы и вес столба больше сил пучения, то столб не выпучивается; если меньше — он «выдергивается» из мерзлой толщи. Сходным образом происходит выпучивание и других твердых тел. В результате таких повторных циклов вымораживания твердых тел из пучнистых грунтов может происходить формирование типичных элювиально-делювиальных отложений, когда на поверхности оказывается сконцентрированным глыбово-обломочный материал. В результате процессов выпучивания наблюдается выталкивание столбов линий электропередач, деформирование фундаментов и зданий, труб газо- и нефтепроводов и др.

Процессы пучения могут приводить к образованию так называемых бугров пучения. Образование бугров пучения связано с процессами миграции воды при промерзании и накоплении льда в отдельных локальных участках. Особенно часто бугры пучения возникают под торфом. Известно, что торф содержит большое количество влаги. По данным А. И. Попова (1957), на территории Западной Сибири влажность суглинка под торфяником достигает 35—80%, а за его пределами не превышает 15—20%. Поэтому теплопроводность мерзлого торфа значительно выше талого, вследствие чего он сильнее охлаждается зимой, чем нагревается летом. Разница в температуре между поверхностью, покрытой торфом, и поверхностью суглинка может достигать 2° и более. Находящаяся в грунте влага будет мигрировать вследствие термодиффузии в направлении теплового потока и скапливаться у выгнутой вверх поверхности многолетней мерзлоты, определяемой изотермой 0°. В результате скопившаяся влага будет замерзать, образуя утолщенные прослойки и линзы льда, и вызовет локальное вспучивание поверхности грунта под торфом. После образования бугров рост их облегчается, вследствие того что зимой снег с их выпуклых вершин сдувается и скапливается в понижениях между буграми. Это обеспечивает более интенсивное охлаждение вершин бугров зимой и прогревание летом углублений между буграми, где скапливается вода. Большинство бугров лишь с поверхности сложено торфом, а под ним залегают пылеватые супеси или суглинки. Их объемная льдистость может достигать 40—60% и превышать полную влагоемкость породы в талом состоянии.

Бугры миграционного пучения обычно достигают высоты 1,5—2 м и редко 4—8 м. Значительно большего размера (8—12 м и более) бугры пучения достигают тогда, когда они образуются в результате промерзания водоема, находящегося в многолетнемерзлой толще и имеющего относительно неглубокую чашу протаивания. В этом случае образование бугров, называемых «булгуньяхами» (Якутия) или «пинго» (Канада, Аляска), проходит по схеме, показанной на рис. 45. Бугры пучения растут со скоростью несколько миллиметров в год, а некоторые — до 0,5 м в год. При разрушении булгуньяхов и вытаивании ледяного ядра образуются термокарстовые просадки и озерки.

К числу инъекционных бугров относятся бугры-гидролакколиты, возникающие в местах перемерзания потока напорных подземных вод. Такие бугры образуются вследствие гидродинамического напора движущихся подземных вод. Размеры гидролакколитов редко превышают 1—1,5 м, в силу чего они быстро разрушаются и возникают на новом месте.

Пучины, появляющиеся иногда на дорогах и аэродромах, представляют собой образования, аналогичные буграм миграционного происхождения; они возникают и в районах глубокого сезонного промерзания.

Все виды пучения могут быть причиной повреждения сооружений. Деформация зданий проявляется как в период пучения грунтов, так и при их оттаивании вследствие неравномерной осадки.

На леде образуются при послойном замерзании воды на поверхности в результате многократного изливания вод при промерзании русла или подземных источников. Механизм их образования сходен с механизмом возникновения гидролакколитов. При образовании льда и промерзании мелких мест русла до дна, когда лед местами сливается с многолетнемерзлыми подрусловыми отложениями, гидродинамический напор потока повышается, вследствие чего воды прорывают мерзлую кровлю и растекаются по поверхности, замерзая слоем различной толщины. Часто такой прорыв речных и подземных вод на поверхность происходит на участке наледного бугра при его разрыве. Уменьшение давления в водной системе приводит к прекращению изливания воды на поверхность, уменьшению потока и снова к наращиванию давления в связи с перемерзанием живого сечения реки. Затем снова происходит прорыв воды на поверхность ранее образовавшегося льда, которая, замерзая на нем и на пойме, увеличивает слой льда как по мощности, так и по площади. Известны гигантские многолетние наледи площадью в десятки квадратных километров и мощностью до 5 м (рис. 46).

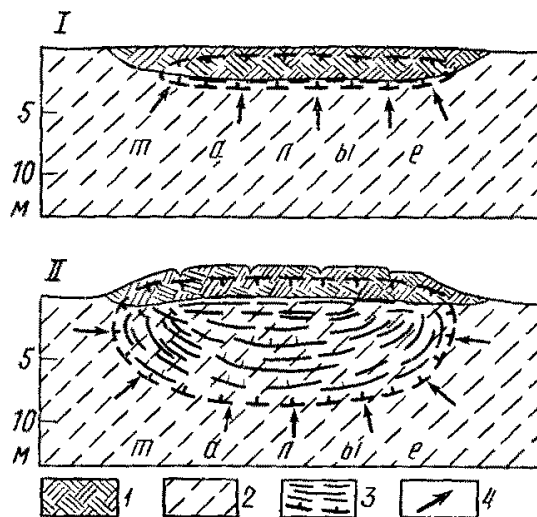


Рис. 45. Схема образования многолетнего миграционного бугра пучения под торфяником (по Н. Н. Романовскому): I — начальная стадия; II — зрелая стадия; 1 — торф; 2 — пылеватый суглинок; 3 — шлиры сегрегационного льда; 4 — направление миграции влаги

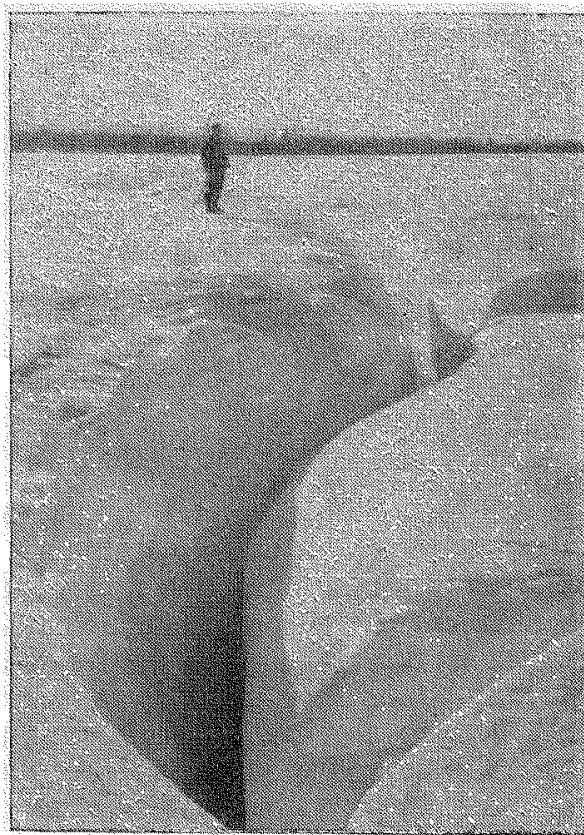


Рис. 46. Гигантская наледь в Селенняхской впадине. Фото Н. Н. Романовского

Наледи грунтовых вод чаще всего развиваются на участках перехода грунтового потока в поверхностный водоток. Поэтому наледи на реках образуются ниже участков резкого уменьшения аллювия или выхода в русле коренных водонепроницаемых пород. В случае субаквальной разгрузки напорных подземных вод на участках русла в течение значительной части зимы остаются незамерзающие полыньи. Наледи, образуемые водами глубокого подмерзлотного стока, часто приурочены к зонам новейших или омоложенных тектонических нарушений.

Наледи подземных вод подвержены многолетним изменениям формы, размеров, объемов льда и местоположения, что обусловлено общими мерзлотно-гидрогеологическими условиями и их динамикой.

Геологическая деятельность наледей проявляется в изменении рельефа наледной долины и состава отложений этого участка. «Наледные поляны» в долинах рек обычно представляют плоские расширения днища (рис. 47), в пределах которых формируются преимущественно круп-

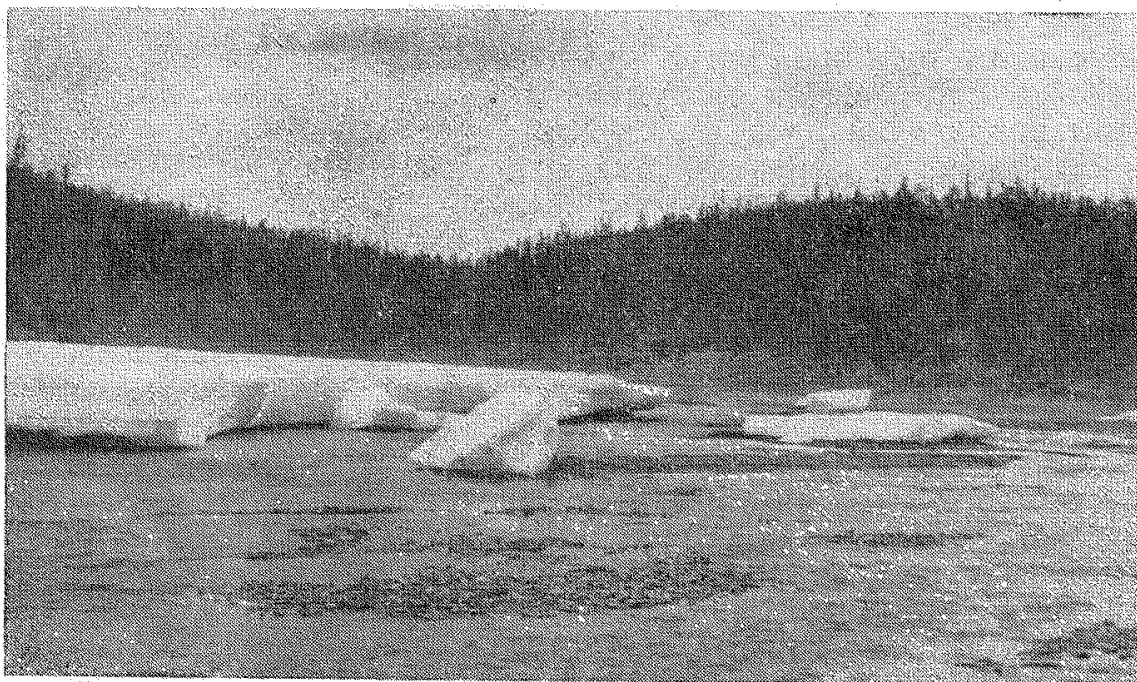


Рис. 47. «Наледная поляна» на р. Локкучакит в Чульманской впадине.
Фото А. В. Меркулова

нообломочные отложения («наледный аллювий»): крупный песок, гравий, галька и валуны.

Образование наледи может нанести существенный ущерб инженерным сооружениям. Вырвавшиеся потоки воды могут вызвать катастрофические «разливы» рек при сорокаградусных морозах; эти потоки способны снести мостовые переходы и другие сооружения, попадающие на их пути. Наледи затрудняют инженерно-хозяйственное освоение территории, поэтому с ними ведется борьба различными путями (взрывами, искусственным протаиванием льда, применением дренажа и др.).

В районах развития многолетнемерзлых пород широкое развитие имеют «полигонально-жильные образования», возникающие на основе морозобойного растрескивания пород. Полигональная форма создается сеткой трещин или канавообразных углублений и связана с полигональной системой жильных льдов или грунтовых жил (первично-песчаных или псевдоморфоз по повторно-жильным льдам).

Трещины, образующиеся зимой в поверхностном слое сезонного про-

таивания, могут проникать на некоторую глубину и в многолетнемерзлую толщу. Весной вода, попадая в трещины, замерзает, так как температура в них продолжает оставаться низкой; происходит цементация толщи и превращение ее в сплошной массив. Повторные, чередующиеся в одном и том же месте морозобойные растрескивания и цементация трещин льдом приводят к развитию полигональных, преимущественно тетрагональных, систем ледяных жил. Вертикальная протяженность таких жил льда иногда достигает 40 м при поперечной мощности до 6—8 м (рис. 48).

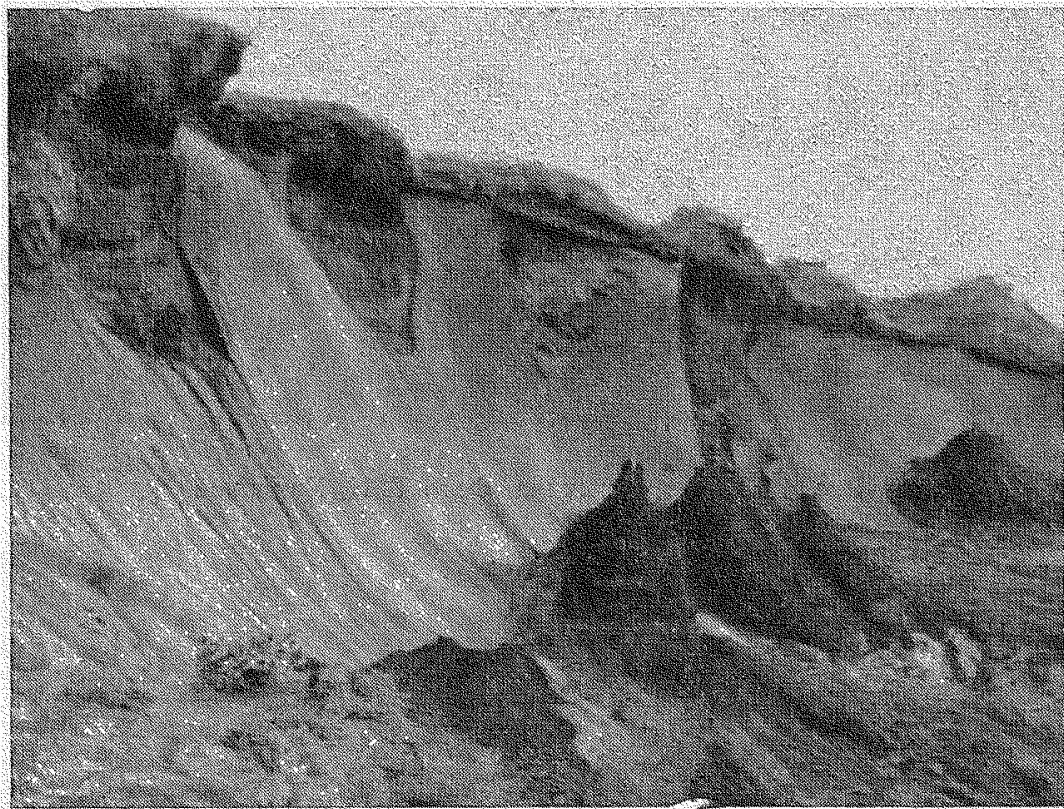


Рис. 48. Обнажение верхичетвертичных аллювиальных отложений с повторно-жилыми льдами на Яне. Фото К. А. Коидратьевой

В лёссовых породах, суглинках и супесях как в области многолетнемерзлых пород, так и далеко вне ее наблюдается распространение жил или клиньев преимущественно из более тонкого по составу материала, образующих тетрагональные системы, аналогичные по своей конфигурации системам подземных жильных льдов. Такие грунтовые клинья (рис. 49) в большинстве случаев могли образоваться при вытаивании льда и заполнении пустот супесчаным материалом в песчано-гравийных отложениях и суглинистым материалом в супесчаных отложениях. В ряде случаев они могли возникнуть при первичном заполнении морозобойных трещин песком или более тонкодисперсным, чем вмещающие отложения, грунтом.

В результате растрескивания (морозобойного или вследствие усыхания) тонкодисперсных грунтов, слагающих слой сезонного протаивания, возникают такие полигональные формы, как «пятнистые тундры» (рис. 50), каменные венки и др.

Процесс их развития складывается из трех этапов. Первый этап — к началу холодов влажный тиксотропный грунт разбивается зияющими трещинами усыхания на отдельные блоки, причем внутренние их части остаются достаточно влажными. Второй этап — наличие трещин обус-



Рис. 49. Грунтовая жила. Фото Т. Н. Каплиной



Рис. 50. Пятна-медальоны. Таймыр. Фото А. И. Попова

ловливает более быстрое промерзание сезонноталого слоя и образование замкнутых систем талого грунта в центральных частях блоков, при промерзании которых давление резко возрастает вследствие увеличения объема замерзающего грунта. Третий этап заключается в том, что вследствие нарастания давления тиксотропный влажный талый грунт внутри замкнутых блоков переходит в пластично-текучее состояние, прорывает мерзлую корку на поверхности и расплзается вокруг про-

рыва в виде глинистого пятна. Процесс повторяется периодически, пока есть достаточное количество влаги, обеспечивающей тиксотропность грунтов.

Криогенные склоновые процессы в области распространения многолетнемерзлых пород и глубокого зимнего промерзания отличаются особой спецификой по сравнению с развитием склоновых процессов вне этой области. Разрушение крутых склонов интенсифицируется благодаря криогенному выветриванию. На пологих элементах рельефа происходят выпучивание каменного материала и разрыв растительно-почвенной дернины и, как следствие, поверхностный смыв мелкозема, приводящий к образованию остаточного горного делювия.

Широкое развитие на склонах гор имеют скопления подвижного каменного материала. Таковы «каменные реки» и курумы (рис. 51), образование которых происходит под влиянием целого комп-



Рис. 51. Курум из сильнометаморфизованных песчаников юры. Южная Якутия. Фото Н. И. Труш

лекса процессов — выпучивания каменного материала на поверхность, вымывания мелкозема из-под крупнообломочного слоя пород, замерзания воды в образовавшихся пустотах в виде гольцового льда, сползания глыб по поверхности гольцового льда и др.

Курумы образуются только при определенных условиях. Например, в долине Верхнего Амура такими условиями являются: наличие массивов магматических, метаморфических или осадочных сцементированных достаточно прочных горных пород, склоны крутизной от 8 до 25° преимущественно северной и северо-восточной экспозиций и преобладание морозного выветривания.

Размер глыб определяется составом и структурой пород, слагающих склоны: в гранитах размер глыб по длинной оси достигает 3—3,5 м, в конгломератах — 2,5—2,8, в песчаниках — до 1,5—2, в кристаллических сланцах — 1,2—1,5, в рассланцованных песчаниках и алевролитах — 0,4—0,5 м.

Отмечается некоторая закономерность между размером глыб и величиной самих курумов. В долинах Шилки и Аргуни размер глыб, слагающих курумы, доходит до 3—3,5 м, а сами курумы достигают длины 1—2 км; в долине Амура размер глыб уменьшается, и курумы имеют длину, не превышающую 0,3—0,5 км. По-видимому, в основе этой закономерности лежат мерзлотные особенности этих двух районов: в долинах Шилки и Аргуни они более суровые, чем в долине Амура.

Механизм образования и движения курумов на склонах очень сложен и еще в недостаточной степени изучен. Немалая роль при движении курумов принадлежит супесчано-суглинистой щебнистой массе, находящейся в основании курумов и имеющей повышенную естественную влажность, что облегчает вязкое течение всей массы глыб и обломков. Еще большая роль в движении курумов принадлежит гольцовому льду.

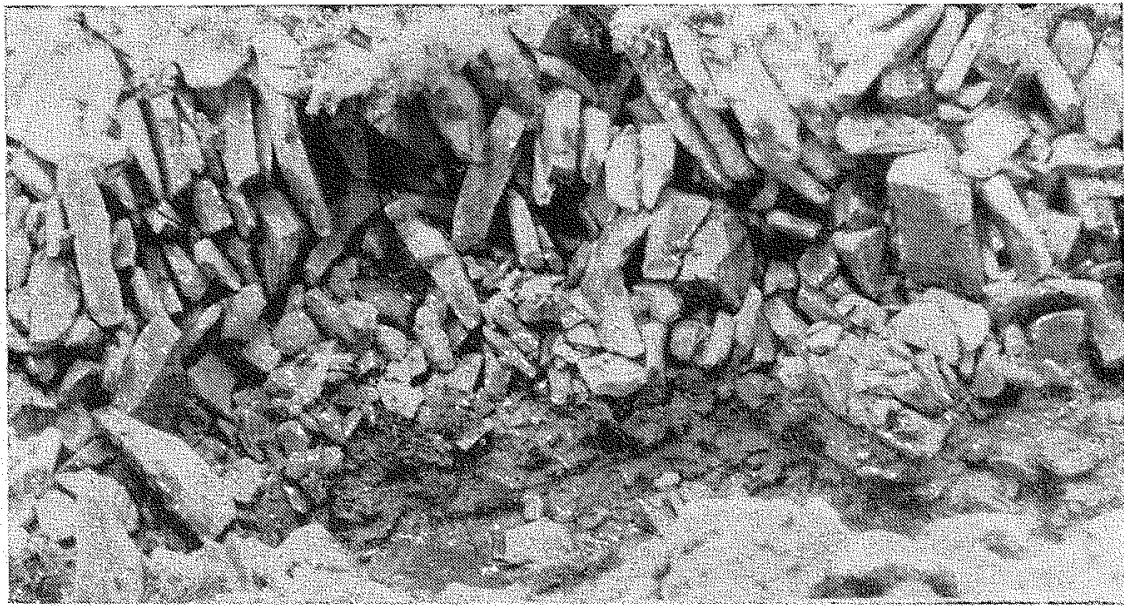


Рис. 52. Разрез курума из среднезернистых песчаников юры. Южная Якутия. Фото А. И. Тюрина

На рис. 52 виден разрез курума на среднезернистых юрских песчаниках. Хорошо видны морозная сортировка щебня, поставленного на ребро, уменьшение крупности щебня с глубиной. Гольцовый лед, летом оттаивающий, виден лишь в древесном заполнителе, в нижней части разреза.

Подвижность курумов устанавливается по неустойчивости и неплотному залеганию качающихся глыб, по напозанию отдельных глыб на основании стволов деревьев и выдвиганию на поверхность высокой поймы «языков» курумов. Скорость движения курумов различна — от сантиметров до десятков сантиметров и даже 1 м в год. Существенная активизация курумов в области распространения многолетнемерзлых толщ наблюдается при сейсмических толчках.

Курумы при своем движении разрушают сооружения и полезные в сельскохозяйственном отношении площади. Удержать многослойную толщу курума, занимающего большую площадь и имеющего выходы грунтовых вод, остановить курум можно, только преградив доступ к нему воды, что является трудной задачей, решать которую пытаются лишь в отдельных наиболее важных случаях. Поэтому при прокладке трасс дорог курумы стараются обойти. Эту задачу удалось решить про-

ектировщикам и строителям железной дороги Новокузнецк—Абакан, в районе которой курумы занимают большие площади.

Широкое развитие на склонах имеют также процессы, как криогенная десерпция (сползание) приповерхностных слоев пород и солифлюкция.

Криогенная десерпция происходит в результате того, что пучение пород при их промерзании направлено по нормали к поверхности (рис. 53), а движение при оттаивании под действием силы тяжести — по вертикали к нему.

В результате цикла промерзания — оттаивания частица породы (m), лежащая на поверхности, перемещается вниз по склону на расстояние $m_1 m_3$. Скорость такого перемещения может быть значительной и составлять от 2,5 до 70 см/год.

В отложениях, обладающих структурным сцеплением, этот процесс развит слабо. Максимальное развитие криогенной десерпции проявляется в приповерхностных слоях пород на склонах; в более глубоких горизонтах этот процесс затухает.

Солифлюкция представляет собой медленное течение почв, которые по своему гранулометрическому составу часто представлены пылеватыми разностями; при этом их естественная влажность должна достигать полной влагоемкости, а уклон местности составлять 3—10°. При таких углах склона солифлюкция происходит, когда в результате оттаивания льдонасыщенных дисперсных грунтов последние утрачивают структурные связи и переходят в вязкопластичное состояние.

Медленная солифлюкция развивается при наличии мерзлого субстрата, служащего криогенным водоупором и способствующего переувлажнению оттаявшего слоя пород. Скорость движения грунта обычно не превышает нескольких сантиметров в год. В зависимости от формы склона солифлюкционные потоки заканчиваются солифлюкционными «языками» с выраженным фронтальным уступом или солифлюкционными террасами (при большой ширине потока). Разрезы солифлюкционных уступов свидетельствуют о натекании вязкопластичного грунта на растительно-почвенный покров и захоронении последнего. Развитию солифлюкции способствует отсутствие растительно-дернового слоя или его разомкнутость. При линейном строительстве на таких солифлюкционных склонах необходимы закрепление поверхностного слоя грунта растительностью и предварительная водно-тепловая мелиорация.

Быстрая солифлюкция характерна для достаточно крутых склонов (не менее 10—15°), сложенных пылеватыми супесями и суглинками. Быстрые солифлюкционные сплывы носят катастрофический характер, но развиты обычно локально. Часто причиной их развития являются длительные дожди. При оттаивании в отдельные годы высокольдистых горизонтов мерзлой толщи одновременно со сплывами образуются оползни скольжения. Сплывы и оползни скольжения, часто развивающиеся в бортах карьеров, дорожных выемок и на склонах насы-

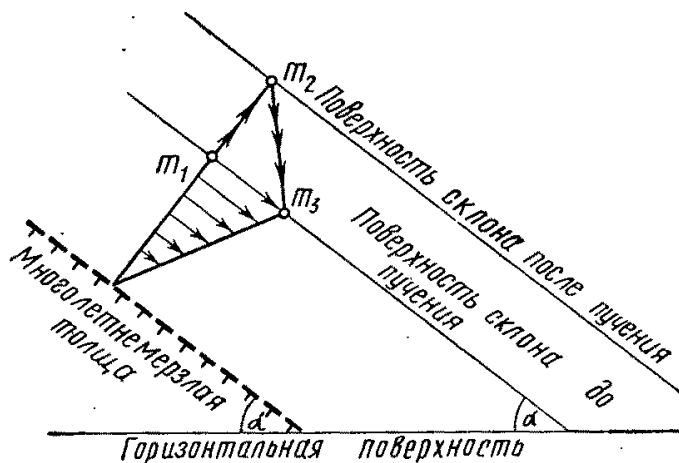


Рис. 53. Схема криогенной десерпции (по Н. Н. Ромайовскому). Показан путь движения частицы m при пучении и осадке

пей, требуют специальных инженерных мероприятий для борьбы с ними.

Термокарст образуется в связи с вытаиванием подземных льдов. Этот процесс сопровождается проседанием поверхности земли и возникновением отрицательных форм рельефа. Вода, образовавшаяся при вытаивании льдов, выходит на поверхность и, заполняя возникшие понижения, образует термокарстовые озера (рис. 54) или, если есть возможность стока, термокарстовые понижения.

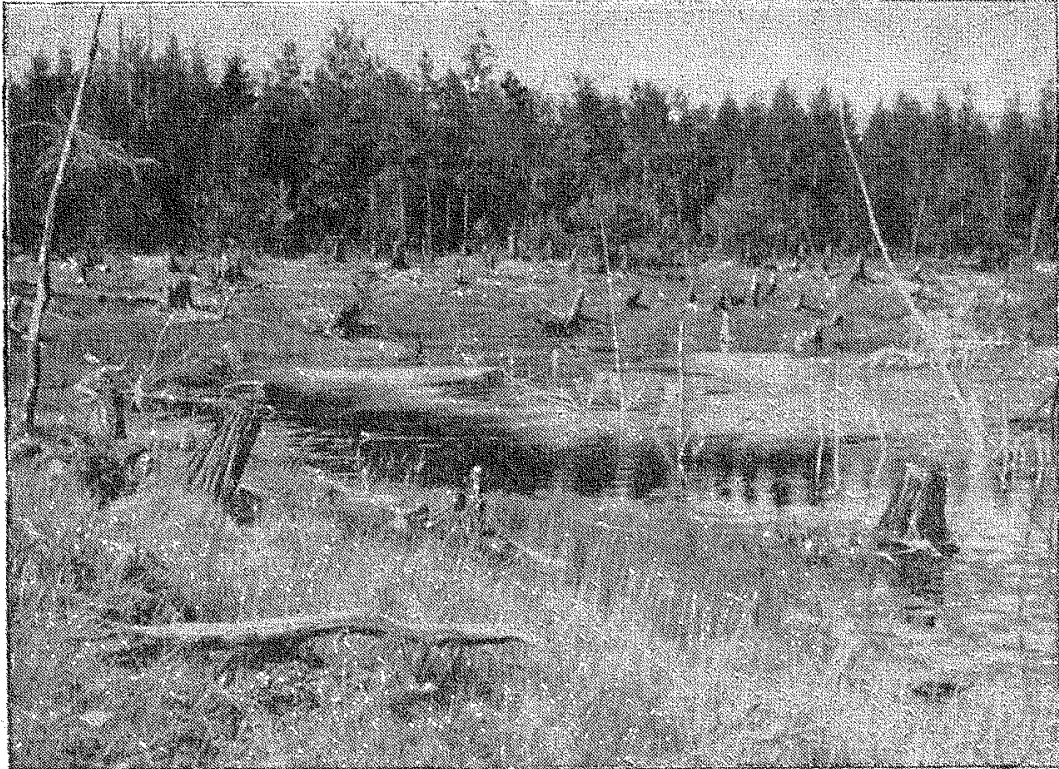


Рис. 54. Термокарстовое озеро после вырубki леса на II террасе левобережья Лены. Фото К. А. Кондратьевой

Для образования и развития термокарста необходимы два основных условия: 1) наличие подземных льдов и 2) глубина сезонного оттаивания пород должна превышать глубину залегания подземных льдов. Вода, образующаяся при таянии льда, приводит к утеплению подстилающих донных отложений и к дальнейшему развитию термокарста.

Развитие термокарста может обуславливаться планетарными изменениями теплообмена, и тогда оно носит широкий региональный характер, или местными изменениями теплового режима пород, которые могут быть связаны с локальными изменениями условий теплообмена и стока поверхностных вод или с производственной деятельностью человека. Часто возникновение термокарста связано с нарушением естественных грунтово-влажностных условий и увеличением глубины сезонного оттаивания в результате прокладки временных или постоянных дорог.

В криолитозоне помимо описанных процессов происходят и другие экзогенные процессы. В их числе можно назвать оползни, сплывы, грязевые потоки, сели, лавины и др. Эти процессы имеют определенную специфику в криолитозоне, но они широко развиты и за ее пределами (климат для них уже не является главным фактором) и поэтому будут нами рассмотрены далее в соответствующих разделах.

§ 3. ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

Скорость ветра может быть огромной. О разрушительной силе таких ураганов регулярно сообщает мировая пресса. Есть все основания считать, что ветер способен производить большую разрушительную и аккумуляционную работу. К эоловым процессам разрушительного характера относятся дефляция (выдувание) и коррозия (обтачивание, высверливание пород).

Процесс дефляции заключается в том, что от пород отрываются и уносятся частицы. При этом образуются котловины, борозды, траншеи и другие пониженные формы рельефа. Некоторые из них могут достигать очень больших размеров. Такие котловины встречаются в Казахстане и характеризуются длиной до 145 км, шириной от 2 до 10 км и глубиной 100—142 м. Котловины значительно меньших размеров нам приходилось наблюдать в песках пустыни Каракумы. Здесь выдувание песка доходит до капиллярно-увлажненной зоны, вследствие чего образуются так называемые «шоры» — котловины с днищами, представляющими собой сульфатный солончак, на поверхности которых иногда образуются бугры, сложенные крупными своеобразными кристаллами гипсовых песчаников (рис. 55).

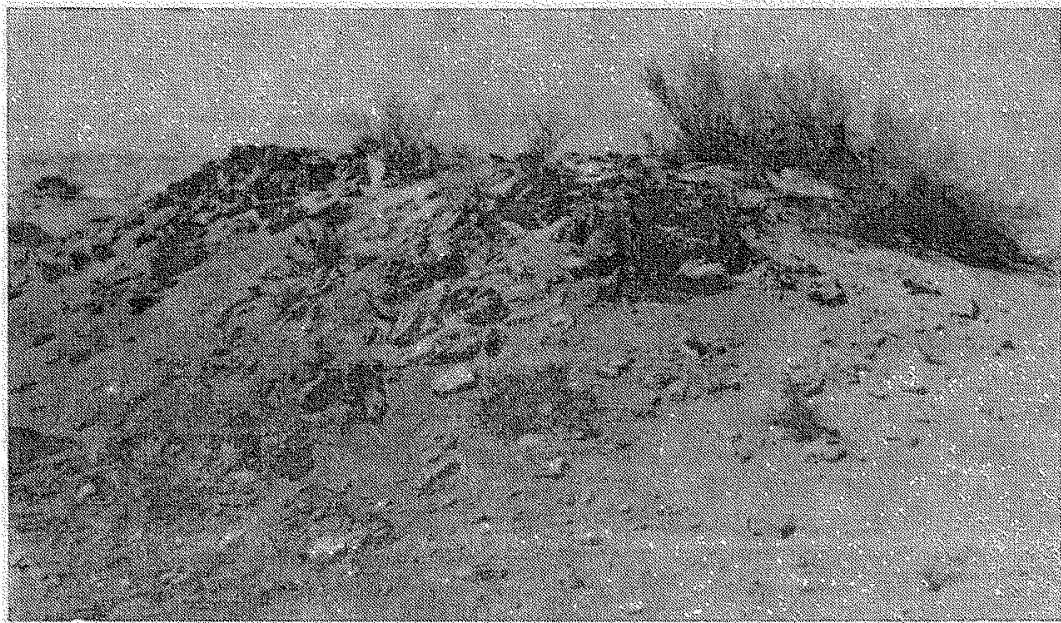


Рис. 55. Кристаллы гипсовых песчаников, слагающие бугры на сульфатных солоичаках

Поднятые частицы ветром могут перемещаться на большие расстояния и с большими скоростями. При значительной концентрации частиц в воздухе и большой скорости ветра возникают песчаные бури, характерные для пустынь. Автор настоящей книги встретился с песчаной бурей в 1953 г. в районе восточнее Небит-Дага. Можно сказать, что в то время день превратился в ночь; фары автомашин не могли осветить дорогу более чем на 2—3 м, и движение автомашин пришлось остановить до окончания песчаной бури.

Ряд исследователей называют песчаные бури ветропесчаным потоком. Ветропесчаный поток переносит твердые частицы диаметром до 2 мм; 95% переносимого материала составляют частицы больше 0,01 мм.

Дефляция разрушает сооружения, трубопроводы, дамбы и насыпи и наносит огромный ущерб сельскому хозяйству, выдувая из почв наиболее плодородные горизонты. В отдельных районах Украины во время бури, разразившейся в 1928 г., почва была выдута вглубь на 12 см. Дефляция имеет избирательный характер: она приводит к разрыхлению и выдуванию почв и мягких, непрочных пород. В последнем случае могут образовываться ниши выдувания.

Для борьбы с дефляцией проводят различные фитомелиоративные мероприятия: сохранение естественного растительного дернового покрова, леса, кустарниковой растительности, насаждение растительности на раздуваемых участках и создание лесозащитных полос.

О возможной интенсивности истирающего влияния движущихся в воздухе частиц песка наглядное представление дает работа пескоструйных аппаратов. Песчаные частицы, ударяясь о твердые породы, перетирают, сверлят и обтачивают их поверхность. Этот процесс получил название корразии.

За счет процесса корразии на склонах, сложенных прочными породами, возникают углубления, ниши, борозды, желоба и другие подобные микроформы рельефа, образуются останцы причудливой формы, разрушаются фасады зданий, приходят в негодность телеграфные столбы, провода и оконные стекла. Корразия может разрушать такие прочные породы, как граниты.

Эоловая аккумуляция. Материал, переносимый воздухом, в конце концов выпадает на земную поверхность или на поверхность Мирового океана. Эоловый осадок, оказавшись на земной поверхности, как правило, быстро закрепляется растительностью. С нашей точки зрения, процессу осаждения эоловой пыли придается слишком большое значение как самостоятельному процессу, что и породило эоловую гипотезу образования лёссов. Если сравнить два процесса: транспортировку на большие расстояния с отложением минеральных частиц вдали от очагов развевания и систематическое перевевание песков вблизи от места их первичного залегания с превращением песков различных генетических типов в эоловые пески, — то последний процесс имеет несравнимо большее инженерно-геологическое значение. Чтобы иметь правильное представление о масштабах процесса перевевания песков, достаточно знать два факта: 1) в наших среднеазиатских республиках барханные пески занимают площадь около 1 000 000 км²; 2) дюны на морских побережьях могут слагать целые косы, нередко отшнуровывающие от моря огромные лагуны. Примером может служить побережье Балтийского моря, на котором большой известностью пользуются внутренние водоемы в районах Лиепай, Клайпеды и Калининграда и другие, возникшие таким же образом.

Высота барханов различна — от 1 до 30 м, нередко достигает десятков метров, а иногда доходит и до 100 м (рис. 56). Барханы и барханные цепи передвигаются путем перекачивания песка с пологого наветренного склона к подножию крутого подветренного склона, чем и обуславливается движение песка.

Перемещение барханов нередко наносит большой ущерб народному хозяйству и выводит из строя инженерные сооружения. Под наступающими песками гибнут плодородные сельскохозяйственные угодья. Пески засыпают дома в населенных пунктах и выводят из строя оросительные каналы. Имели место случаи занесения песком участка канала глубиной 2—3 м в течение одного года.

Плотность отдельных участков барханов меняется, но в общем величина плотности эоловых песков является небольшой, и поэтому по-

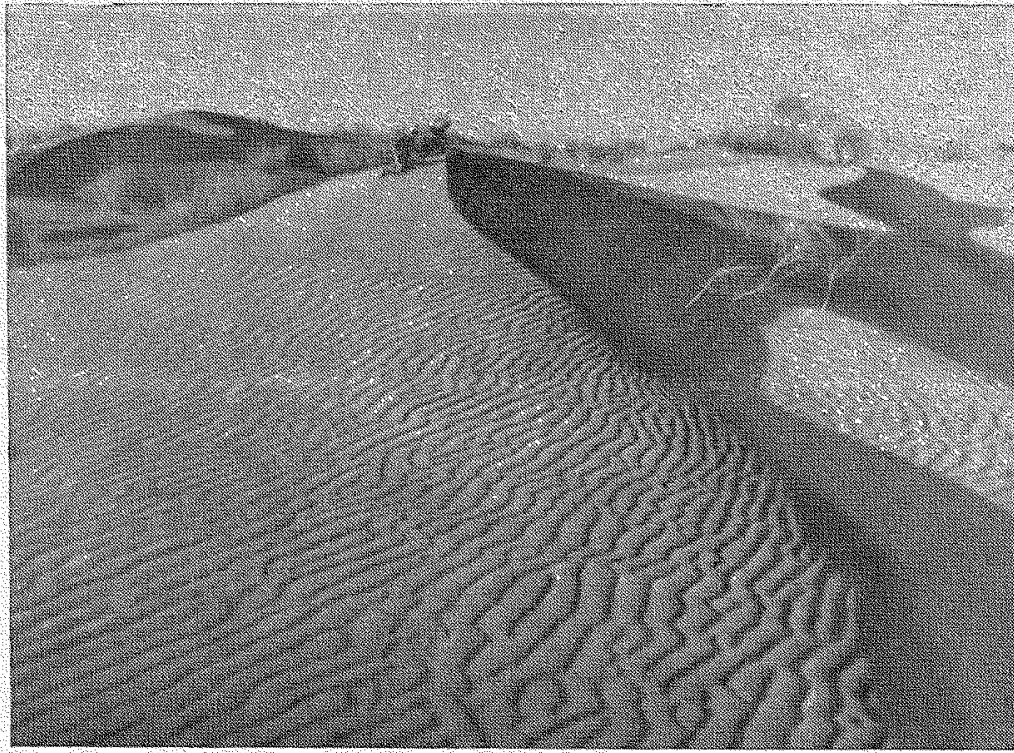


Рис. 56. Бархаиы. На поверхности видна золотая рябь

ристость их достигает 50%. Это обстоятельство имеет в ряде случаев существенное значение. Так, коэффициент фильтрации золотых мелкозернистых каракумских песков около 11 м/сут, а в отдельных случаях достигает 15 м/сут.

Естественная влажность золотых песков невелика. Ее величина весной 1951 г. в южной части Каракумов в горизонте, к которому приурочена корневая система, составляла 2,2—4,3%, а на глубине 0,6—1,2 м уменьшалась до 0,7%. На большой глубине влажность может вновь возрастать в зависимости от уровня залегания грунтовых вод.

Угол естественного откоса у золотых песков в Каракумах в воздушно-сухом состоянии составляет 32—39° и незначительно уменьшается под водой (до 28—30°). В то же время под действием гидродинамического давления золотые пески, будучи мелкозернистыми песками, легко переходят в плавунное состояние.

Откосы, сложенные типичными мелкозернистыми песками в Западных Каракумах, в определенных гидродинамических условиях могут выполаживаться до 15—17°.

Если ветры в течение всего года дуют в одном и том же направлении, барханы быстро перемещаются по пустыне и при этом формируются барханские цепи, которые, будучи закреплены растительностью, превращаются в песчаные гряды; если ветер изменяет свое направление, межгрядовые понижения бывают перегорожены поперечными перемычками. В результате образуются грядово-ячеистые пески.

Формы золотых песков, встречающихся в пустынях, в значительной степени зависят от того, насколько они закреплены травянистой и кустарниковой растительностью.

Фитомелиоративные методы по борьбе с движущимися песками являются наиболее эффективными, как и при борьбе с дефляцией. В борьбе с надвигающимися песками пустыни строят механические защиты в виде щитов, заборов из разных материалов и т. п. Такие защиты приостанавливают движение песков и дают возможность посева в песок

трав и посадки древесно-кустарниковых культур. Но сами по себе такие заграждения нельзя признать эффективными, так как около них постоянно идет накопление песка, который если не будет закреплен, в конце концов преодолевает встретившиеся на его пути препятствия. Движущиеся барханные пески могут быть также закреплены и методами технической мелиорации, путем превращения их в искусственные грунты, но эти методы являются более дорогостоящими.

Изучение движения эоловых песков, правильное его прогнозирование и разработка методов борьбы с ним являются делом важным и очень нужным. Последнее особенно успешно будет решаться при совместной работе инженеров-геологов и геоботаников.

ГЛАВА 11

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ ВОДНОГО ХАРАКТЕРА И ВЫЗВАННЫЕ ИМИ ЯВЛЕНИЯ

§ 1. РАСТВОРЕНИЕ

Основным геологическим явлением, связанным с растворением горных пород, является карст. В 1956 г. на карстовом совещании в Москве было решено понимать под карстом совокупность геологических явлений в земной коре и на ее поверхности, вызванных химическим растворением горных пород и выраженных в образовании в земной коре пустот, в разрушении и изменении структуры и состояния пород, в создании особого характера циркуляции и режима подземных вод, а также характерного рельефа местности и режима гидрографической сети.

Наличие карста затрудняет строительство и эксплуатацию сооружений, а иногда является и серьезным препятствием для их возведения. Например, при проектировании канала им. Москвы для отдельных его участков существовало несколько вариантов проложения трассы канала. Некоторые из них были забракованы, потому что гидротехнические сооружения должны были возводиться на сильнотрещиноватых известняках, в которых могли развиваться карстовые процессы.

Гидротехническая практика знает более серьезные случаи, когда искусственно созданные водохранилища в карстовых районах так и не удалось заполнить водой. Так произошло в Андалузии, где была построена плотина высотой 72 м на месте развития трещиноватых и закарстованных юрских известняков.

Карстовые полости, расположенные близко к земной поверхности, могут представлять реальную угрозу в связи с возможностью развития провальных явлений. Зафиксированы провалы железнодорожных насыпей, возведенных на гипсоносных породах. Нередко карстовые пустоты вскрываются при тоннельных работах; при значительных размерах пустот возникают серьезные трудности по их перекрытию, а при вскрытии подземных потоков может произойти внезапное, катастрофическое затопление сооружений.

Однако карстовые явления нельзя рассматривать однозначно, только как неблагоприятные. К древним карстовым пустотам приурочены месторождения полезных ископаемых, например бокситов. Карстовые пещеры могут быть использованы в различных народнохозяйственных

целях. Все сказанное позволяет понять, почему изучению карста уделяется большое внимание при инженерно-геологических исследованиях.

Как правило, карст развивается в результате растворения карбонатных и сульфатных пород, реже — галондных. В зависимости от растворимости породы развитие карста различно. Известно, что карбонатные, сульфатные и галоидные породы имеют различную растворимость (см. табл. 1). Наименьшая ее величина характерна для карбонатных пород.

Данные различных авторов о растворимости карбонатных пород, полученные в различных условиях залегания, трещиноватости и т. д., трудно сопоставимы между собой: растворимость доломита характеризуется величиной 3 мг/л, кальцита — от 14 до 18 мг/л, а магнезита в еще большем пределе — 22—176 мг/л. Вследствие сравнительно небольшой растворимости карбонатных пород скорость образования карста у них небольшая. Поэтому при изучении карста в карбонатных породах главное внимание обращено на существующие карстовые формы. При этом весьма актуальным является вопрос о возможности выноса фильтрационным потоком из трещин и каверн заполняющего их глинистого материала и образования вследствие этого определенных карстовых форм. Вынос глинистого материала является суффозионным процессом, который имеет большое значение при формировании карстовых форм и будет рассмотрен дальше.

Растворимость сульфатных пород, и особенно галоидных, значительно больше. Поэтому выщелачивание их в основании напорных сооружений требует специального изучения и прогноза. Такие исследования, в частности, проводились при проектировании Соликамской ГЭС.

Известняки, доломиты, гипсы и другие породы этой группы в большинстве случаев водопроницаемы только по трещинам. Поэтому трещиноватость пород, и в частности тектоническая трещиноватость, способствует возникновению карста. Тектонические трещины, расширенные выветриванием, могут обуславливать очень большую величину K_f в закарстованных породах. По данным А. Ф. Якушовой, в районе Боровичей коэффициент фильтрации воды в закарстованных известняках серпуховского горизонта достигал 200—1000 м/сут. При таких скоростях движения воды растворение уже теряет свое первоначальное значение и начинают действовать процессы эрозии. Подземные реки иногда с большими расходами и большими скоростями производят под землей такую же работу, как и открытые водотоки на поверхности земли. В результате их действия образуются огромные подземные пещеры, достигающие многих километров в длину и больших размеров в поперечном сечении. Так, при строительстве ГуматиГЭС в Грузинской ССР была встречена пещера длиной в несколько километров. Широко известны такие пещеры, как Кунгурская, Ново-Афонская и другие, являющиеся объектом посещения спелеологов и туристов.

Большие скорости движения подземных вод обычно бывают вблизи склонов и уступов, поэтому здесь развитие карстовых пустот идет особенно сильно. В верхней части склона и в прилегающих частях водораздельных пространств образуются воройки и провалы, связанные с круто уходящими вглубь карстовыми ходами, которые, в свою очередь, связаны с тектоническими трещинами. Внизу и у подножия склона выходят на поверхность горизонтальные ходы, часто в виде пещер, которые образовались при движении воды по трещинам напластования. Эта закономерность указывает на зависимость развития карста от характера рельефа, влияющего на движение подземных вод. Карст развивается

в большей степени в условиях влажного климата и расчлененного рельефа, способствующего поступлению воды в горные породы.

Низкий уровень, до которого возможна циркуляция воды в карстующемся массиве, называется базисом карста, или базисом коррозии. Часто таким базисом является речная долина.

Д. С. Соколов выделил в областях с мощными толщами растворимых пород четыре вертикальные зоны, различные по условиям движения подземных вод и в зависимости от этого — по условиям развития карста (рис. 57). В первой зоне происходит формирование преимуще-

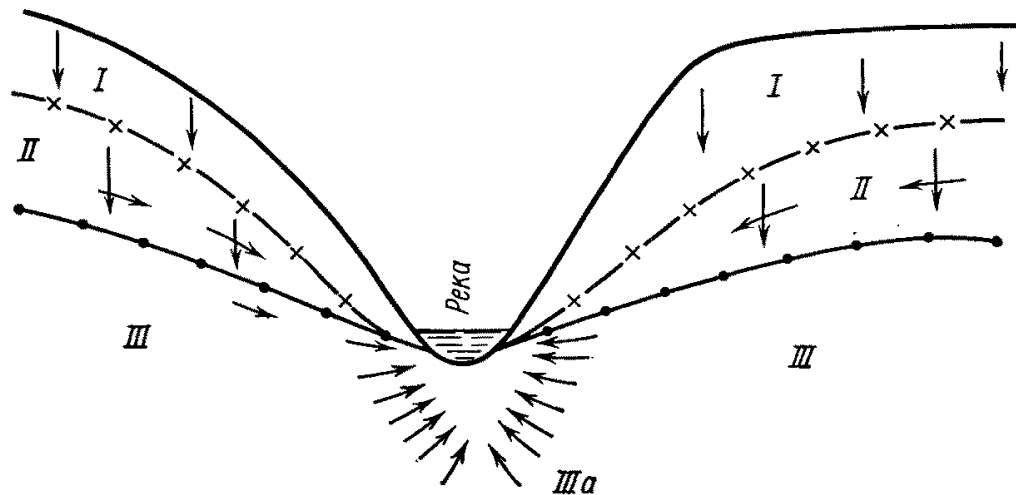


Рис. 57. Условия движения подземных вод в различных вертикальных зонах, определяющие характер и интенсивность развития карста, по Д. С. Соколову (стрелки показывают направления движения воды): I — зона аэрации; II — зона сезонного колебания уровня подземных вод; III — зона полигого насыщения в сфере дренирующего воздействия долины; IIIa — сфера разгрузки подземных вод в дне долины

ственно вертикальных карстовых каналов. Во второй зоне — развитие в растворимой породе вертикальных и горизонтальных полостей. В третьей зоне характер движения подземных вод обуславливает развитие карста в дне долины и определяет мощность зоны интенсивного развития карста по берегам. Четвертая зона на рисунке не показана; в ней движение воды происходит вне непосредственного дренирующего воздействия гидрографической сети. Выщелачивание пород в этой зоне происходит медленно.

С изменением базиса эрозии зона интенсивного развития карста занимает новое положение. В этом случае карст будет располагаться этажами. В соответствии с возрастом выделяют древний карст, который может быть погребенным, и карст современный. Карстовые образования могут иметь разный возраст — от протерозойского до современного.

Примером последнего является карст, развивающийся в толще гипсов и ангидритов в районе г. Дзержинска Горьковской области. Эта толща мощностью до 65 м перекрыта аллювиальными песками, глинисто-мергелистыми породами татарского яруса и трещиноватыми известняками казанского яруса и залегает на глубине от 15 до 45 м ниже уровня Оки. Поток грунтовых вод, идущий от водораздела в сторону Оки, захватывает трещиноватую зону гипсов, вследствие чего идет их активное растворение (до 184 000 м³ в год). В этих условиях карст носит площадной характер и сопровождается образованием крупных карстовых котловин.

Пустоты, образующиеся при растворении гипса, вызывают обрушение кровли и заполнение полостей вышележащими породами, чаще всего аллювиальными песками. На поверхности возникают карстовые воронки, иногда с крутыми склонами. Растворение и карстообразование в гипсах происходят неравномерно в зависимости от характера трещиноватости толщи. Там, где гипсово-ангидритовая толща имеет значительную трещиноватость, образуются крупные каналы и полости. При слабой трещиноватости гипсово-ангидритовая толща имеет меньшую водопроницаемость и в значительной степени сохраняет свою монолитность.

Характер карста во многом зависит от литологических особенностей пород. Например, при бурении в доломитах часто обнаруживается, что карстовые полости заполнены доломитовой мукой. Но далеко не одними литологическими особенностями пород определяется развитие карста. Развитие и своеобразие карста связаны со всей историей геологического развития района, где он встречается.

Методы количественной оценки карста еще недостаточно разработаны и унифицированы. Известно более 50 количественных показателей карста, большая часть которых в той или иной степени применима для инженерно-геологической оценки территории. Наиболее распространенными из них являются: плотность карстовых воронок $f = \frac{N}{S}$ шт/км²,

площадной коэффициент закарстованности $K_s = \frac{S_b}{S} \cdot 100\%$, среднегодовое число провалов $P = \frac{n}{St}$ шт/км² в год. В этих формулах: N — число

карстовых воронок, S — закарстованная площадь, S_b — площадь карстовой воронки, n — число карстовых провалов, t — время образования карстовых провалов.

Приведенные показатели количественной оценки карста характеризуют поверхностную закарстованность. Кроме поверхностной закарстованности может быть охарактеризована внутренняя закарстованность. Существуют гидрогеологические и гидрологические, гидро- и геохимические и ряд спелеологических показателей карста.

При инженерно-геологическом изучении карста необходимо выяснить степень угрозы построенным сооружениям со стороны провалов и других нарушений поверхности, условия фильтрации, что особенно важно для гидротехнических сооружений, возможный приток воды в подземные выработки и др.

Инженерно-геологическое изучение карста должно проводиться в неразрывной связи с изучением химико-минерального состава и структурно-текстурных особенностей пород, тектоники района, геоморфологических особенностей местности, условий циркуляции подземных вод, изменения базисов коррозии и эрозии в ходе общей геологической истории определенной территории. Поэтому изучение карста должно быть комплексным, проходить с применением различных методов, среди которых ведущая роль должна принадлежать геофизическим методам.

Борьба с карстом сводится в основном к цементации и битумизации закарстованных пород. Обычно для заполнения карстовых пустот сначала используют раствор глины, песок, а иногда и щебень и только после этого нагнетают цементный раствор. Вопросами цементации занимаются специализированные проектно-строительные организации, например Гидроспецпроект, осуществляющий цементационные работы на гидроузлах.

Могут применяться и другие меры борьбы с карстом. К числу их относятся: прекращение доступа поверхностных и подземных вод к карстующимся породам путем регулирования поверхностного стока и устройства дренажей; искусственное обрушение кровли карстовых пустот и заполнение их глинистыми породами и др. Борьба с карстом чрезвычайно трудна. Однако по ряду соображений часто приходится использовать закарстованные участки пород под строительство разных сооружений, и поэтому методы борьбы с карстом постоянно совершенствуются.

§ 2. СУФФОЗИЯ

С карстом очень тесно связаны процессы суффозии. Суффозия имеет двоякую природу: ее характеризуют как химический процесс, основанный на растворении и выносе солей, содержащихся в породах, подземными водами (химическая суффозия), и как процесс механический, в результате которого происходит размывание породы и подземным потоком выносятся из породы мельчайшие ее частицы (механическая суффозия).

А. Г. Лыкошин (1976) подразделяет механическую суффозию на контактную и внутрипластовую. При контактной суффозии происходит проникновение мелких частиц, выносимых фильтрационным потоком из одного слоя в толщу другого, контактирующего с ним. Внутрипластовая суффозия выражается в переносе мелких частиц внутри слоя (редко) или выносом всей массы грунта, вмещающей фильтрационный поток, развивающийся вдоль ослабленных зон (трещины, контакты с другими породами или бетонными сооружениями и др.).

Суффозия настолько тесно связана с карстом, что можно говорить о суффозионно-карстовых процессах и явлениях.

Развитие суффозионно-карстовых явлений может вызвать значительные затруднения по освоению месторождений полезных ископаемых, преодолеть которые оказывается зачастую не так просто. В значительной степени этому способствуют детальные инженерно-геологические исследования. Такие исследования, в частности, проводились на Североуральских бокситовых месторождениях. В этом районе воды рек Ваграны, Колонги, Кальи и особенно Сарайной часто поглощаются карстом. Поглощаемые воды начали попадать в горные выработки, откуда выкачивались и сбрасывались обратно в реки. Шахтный водоотлив вызвал поглощение речных вод в еще больших размерах. Это явление было настолько грозным, что пришлось провести капитальное мероприятие по борьбе с поглощением речных вод — заключить реки в железобетонные каналы. Но и после этого приток воды в шахты все же не был полностью ликвидирован, так как она продолжала поступать в карстовые полости через суффозионные воронки, образующиеся над ними. Суффозионные воронки хорошо выражены в рельефе, особенно на участках, где у поверхности близко залегают известняки эйфельского яруса. В этом случае на 1 км² насчитывается до 75 суффозионных воронок. Интересно отметить, что когда у поверхности земли залегают известняки живецкого яруса с прослоями глинисто-кремнистых сланцев, количество суффозионных воронок резко снижается (до 10—17 на 1 км²).

По стадиям развития суффозионных форм выделяются три типа. Первый тип — «живущие» воронки, слабозадернованные, с крутыми (до 60°), часто обрывистыми склонами размером в поперечнике от 5—10 м до 30—35 м, с выходами известняков, интенсивно поглощающие воды. Второй тип — «отмершие» воронки, представляющие собой блюдцеобразные понижения со сравнительно пологими (5—15°) склонами, силь-

нозадернованными и даже залесенными, без обнажений известняков, слабопоглощающие воду, в результате чего в них могут образоваться болота и даже озера. Третий тип — «ожившие» воронки, образующиеся на месте отмерших воронок, что выражается в верхней части склона воронок в выполаживании и задернованности, а в нижней части — в обрывистости стенок, в которых выходят известняки. Живущие и ожившие воронки в районе Североуральских бокситовых месторождений образовались совсем недавно в связи с шахтным водоотливом. Одна из отмерших воронок имела в 1946 г. длину 45 м, ширину 35 м и глубину 3,8 м; стенки ее были задернованы. В 1958 г. эта воронка превратилась в «ожившую», длина и ширина ее увеличились на 10 м, глубина стала 6 м, на дне появилась крупная понора.

Через живущие и ожившие суффозионные воронки атмосферные осадки почти целиком поглощаются карстом и в конечном счете поступают в горные выработки. Поэтому может возникнуть необходимость тампонирования таких воронок.

В результате суффозии могут возникнуть не только воронки на поверхности земли, но и пустоты внутри породы, которые не имеют внешнего проявления. Они имеют разную форму: ниши, вытянутые щели и очень часто трубчатые каналы, достигающие ширины нескольких метров и длины, измеряемой десятками метров. Последние часто образуются в глинистых и особенно в лёссовых породах. Наличие таких пустот сильно осложняет инженерное освоение территории и требует специальных инженерно-геологических исследований.

Суффозионные процессы часто возникают на склонах речных долин и по берегам водохранилищ. Они нарушают устойчивость склона и тем самым способствуют возникновению оползней. Суффозия отрицательно сказывается на устойчивости зданий и сооружений. Поэтому возникает необходимость вести борьбу с нею с помощью различных мероприятий, все они основаны на прекращении фильтрации воды.

Как было показано выше, суффозионно-карстовые процессы могут значительно активизироваться под влиянием деятельности человека.

§ 3. РАЗМЫВАНИЕ

Взаимодействие горных пород с водой может быть статическим и динамическим. Динамическое воздействие — процесс размыва. Процесс размыва зависит от водопрочности породы, которая обычно характеризуется размоканием (см. гл. 3, § 2), т. е. от статического взаимодействия воды с породой.

Размывание пород — процесс сложный и еще малоизученный. Наиболее полно изучено размывающее действие поверхностного водного потока на рыхлые породы, не обладающие структурными связями химической природы и ионно-электростатическими связями (песчаные, гравийные породы и др.). Такие породы оказывают сопротивление размыву почти исключительно за счет веса частиц, поэтому главной задачей изучения является установление зависимости между размерами частиц рыхлых пород и той средней скоростью потока, при которой только начинается размыв породы, т. е. отрыв отдельных зерен и влечение их по потоку (неразмывающая скорость). Мелкий песок увлекается и уносится водой при скорости более 0,2 м/сут. При скоростях течения более 10 м/с, отвечающих бурным горным потокам, течением могут увлекаться камни весом более 15 кг.

Размывающее действие воды на связные грунты изучено в меньшей степени, так как в этом случае процесс размыва зависит не только от

размера частиц, но гораздо в большей степени от характера и величины структурных связей, формирующихся в процессе генезиса пород и под влиянием постгенетических процессов. Размывание пород можно рассматривать как сложный процесс физико-химического и механического взаимодействия породы и воды, скорость и интенсивность которого зависят как от характера водного воздействия, так и от способности породы отдавать агрегаты и элементарные частицы движущейся воде, воздействующей на поверхность пород.

Изучение размыва и размываемости горных пород и почв ведется как путем непосредственных наблюдений в природе, так и при помощи лабораторных и экспериментальных исследований. Полевое изучение характера и форм размыва различных пород дает возможность правильно поставить изучение этого процесса в лабораторных условиях с целью получения количественных показателей размываемости пород. Поэтому полевые методы надо считать важнейшей частью комплексного изучения размываемости горных пород.

Ф. П. Саваренский (1935) впервые предложил считать угол наклона средней части склона, имеющего у подножия неустойчивую осыпь, углом устойчивого откоса для данной породы и характеризовать с помощью его величины сопротивляемость породы процессам размыва, выветривания, осыпания и др.: чем больше угол, тем выше сопротивляемость породы указанным воздействиям. Г. С. Золотарев (1948) показал на примере Среднего Приволжья, что этот угол может быть разным у глин различной степени литификации: у неокомских легковыветривающихся глин характерным и устойчивым является угол, равный $34-35^\circ$, для глин альбского яруса — $36-38^\circ$, а для оксфорд-кимериджских глин — 42° .

Величина размываемости пород оказывает большое влияние на ход процессов абразии и переработки берегов искусственных водохранилищ, речной и овражной эрозии и эрозии почв. Рассмотрим эти процессы, за исключением последнего, являющегося объектом изучения почвоведения. В прибрежной полосе морей и озер протекает ряд сложных процессов, формирующих береговую линию. Изучение этих процессов в инженерной геологии необходимо в связи с вопросами защиты берегов от размыва и со строительством молов, пирсов, причальных стенок, подходов каналов, доков и других портовых сооружений.

Чаще всего основным фактором воздействия моря или озера на берега является волноприбойная деятельность, развивающаяся в результате ветрового волнения. Волны перерабатывают профиль берега в его надводной и подводной частях, вызывают разрушения пород, слагающих берег, и в то же время под их воздействием происходит накопление и перемещение наносов. Эти два процесса идут одновременно, но неравномерно. Соотношение их скоростей различно. На величину этого соотношения и на характер процессов влияют сила, направление и характер ветра и волнения, особенности размываемых пород и другие факторы. В частности, на размыв морских пляжей оказывают влияние вдольбереговые потоки наносов. Строительство гидротехнических сооружений также может способствовать размыву морских пляжей. Так, постройка в 1938 г. Северного мола Сочинского порта, выдвинутого в море на 600 м, привела к нарушению вдольберегового потока наносов юго-восточного направления, что, в свою очередь, вызвало интенсивный размыв берега на протяжении 25 км от Сочи до Адлера и потребовало осуществления дорогостоящих мероприятий — создание системы бун, чередующихся с волноломами, и других сооружений (Буачидзе, 1979).

После постройки на реке плотины и создания водохранилища речной режим сменяется озерным и начинается размыв берегов, интенсивность которого определяется водопрочностью пород, размером водохранилища и характером преобладающих ветров. Проблема переработки берегов искусственных водохранилищ является одной из важнейших в инженерной геологии.

Во всех случаях процесс переработки берегов сводится к образованию отмели, на которой будут гаситься волны. На форму конечного профиля отмели влияют многие факторы — как гидрологические, так и геологические. Среди геологических факторов важнейшими являются: водопрочность пород, слагающих склон, тип (оползневой, обвальноссыпной и др.), размеры и форма склона.

Процесс переработки берегов складывается из подрезания нижней части склона при одновременном разрушении надводной части склона агентами выветривания, линейной эрозии и др. В результате этого происходит обрушение и оползание подрезанной части берега с последующим перебиванием поступившего материала.

В начальной стадии переработки берегов интенсивно идет подрезание нижней части склона, что приводит к активизации процессов в его верхней части (первая стадия). После образования отмели, гасящей энергию волн, процесс подрезания прекращается, но процессы оползания, эрозии еще продолжают (вторая стадия). В конечном итоге склон переходит в окончательное устойчивое состояние (третья стадия).

Существующие методы расчета переработки берегов в Советском Союзе можно свести в три группы: метод аналогий по Золотареву; метод учета энергии волны и размываемости пород по Качугину; по Кондратьеву и метод статистического учета зависимости хода переработки берегов от совокупности природных и искусственных факторов по Розовскому.

Основным расчетным показателем в методе Г. С. Золотарева является угол абразионной отмели, который выбирается с учетом наблюдений отмели на существующих водоемах и бечевниках рек в аналогичных породах. У Е. Г. Качугина основным расчетным показателем является коэффициент размываемости пород в кубометрах разрушенного объема породы на тонну-метр работы волн; по Л. Б. Розовскому — угол наклона абразионной отмели, сформировавшейся за 10 лет (α_{10}) при высоте берега > 5 м.

На основании работ Г. С. Золотарева (1955) и С. Д. Воронкевича (1958) можно следующим образом охарактеризовать и сгруппировать породы по их размываемости.

1. Очень легко размываемые породы представлены тонко-, мелко- и среднезернистыми песками и супесями. При изучении размываемости этих пород на первый план выступает энергетическая характеристика волнового воздействия и гидравлическая крупность частиц.

2. Для легко размываемых пород характерно наличие слабых ионно-электростатических и других структурных связей, присущих лёссовым породам. Известно, что эти породы быстро разрушаются даже в спокойной воде; их размываемость, очевидно, целиком определяется их размокаемостью, что подтверждается наблюдениями на Цимлянском водохранилище, где отступление бровки склона шло независимо от наличия волнового воздействия воды.

3. Средне размываемые породы являются очень разнообразными по своему петрографическому составу. К ним относятся мел-

кие галечники, слабосцементированные песчаники, четвертичные глинистые породы. Показатели, характеризующие размываемость среднеразмываемых пород, могут быть очень разными.

4. Трудноразмываемые породы обладают не только прочными ионно-электростатическими структурными связями, но и в какой-то степени структурными связями химической природы. Для них большое значение имеет новый фактор, способствующий размыву, — выветривание породы. К трудноразмываемым породам относятся также крупные галечники.

5. Представителями очень трудноразмываемых пород являются опоки, аргиллиты, ряд песчаников, мергели и глинистые мергели, пермские пестроцветные глины и др. Исследование в лабораторных условиях показало, что распад этих пород в воде происходит только при переменном увлажнении и высушивании образцов в местах, где ослаблены структурные связи.

6. Исключительно трудноразмываемые породы или практически неразмываемые породы — магматические, метаморфические (крепкие песчаники, известняки, доломиты, гипсы и др.), нацело слагаая склоны, имеют слабую размываемость, наименьшую ширину бечевника, который иногда может совсем отсутствовать. Приурезовая часть бечевника покрыта глыбами и плохо окатанной галькой местных пород, которые сильно затрудняют дальнейшее воздействие волн на породы.

При переработке берегов природных и искусственных водохранилищ размываемость последних четырех групп пород во многом будет определяться их разуплотнением, выветриванием и обводненностью.

На начало 1972 г. в мире эксплуатировалось около 10 000 водохранилищ с суммарным объемом 5 тыс. км³. В СССР эксплуатируется примерно 1000 водохранилищ; их полная емкость превышает 830 км³. Как правило, именно берега водохранилищ являются местами наиболее интенсивного освоения. Поэтому прогноз скорости переработки берегов становится очень важной задачей инженерной геологии. Например, Цимлянское водохранилище имеет ширину от 4 до 30 км; берега сложены лёссами и лёссовидными породами. За шесть лет наблюдений среднее отступление бровки берега составило 57 м, а максимальное превысило 130 м. Фактическое отступление бровки Цимлянского водохранилища уже в первые 10 лет оказалось больше расчетной величины. Это говорит о необходимости дальнейшего совершенствования расчетных методов.

Размыв берегов водохранилищ сопровождается другими процессами: при крутых склонах — оползнями, осыпями, обвалами; при пологих, в зависимости от климатических условий, — засолением или заболачиванием территорий, примыкающих к водохранилищам.

В случае, если водохранилище создано в лёссах, помимо интенсивной переработки берегов, на больших площадях, примыкающих к нему, возникают просадочные явления. Например, просадочные явления вдоль берегов Каховского водохранилища на Днепре наблюдаются в зоне шириной 100—110 км. Возникают просадочные трещины, способствующие развитию оврагов. При этом изменения геологической среды могут происходить в большей степени, чем от непосредственного размыва берегов водохранилища.

Известная специфика наблюдается при переработке берегов горных водохранилищ. Они отличаются от равнинных тем, что занимают сравнительно небольшие площади и имеют большую глубину. В этих условиях разрушение берегов идет не за счет ударной силы волны, а в

первую очередь за счет колебания уровня воды в водохранилище, в результате чего происходят интенсивное выветривание горных пород, их разрушение и переработка водой отдельных обломков.

Из всего изложенного материала следует, что при одинаковых гидрологических условиях переработка берегов будет зависеть в первую очередь от размываемости пород, слагающих берега. Это же можно сказать по отношению глубинной и боковой речной эрозии. Сравним две крупные реки — Енисей и Амударью, имеющие одинаковую скорость течения, но русла которых проходят в разных породах: Енисей — в отложениях крупных галечников, Амударья — в продуктах размыва лёсса. Изменение скорости течения в период паводков почти не сказывается на русле Енисея, в то время как Амударья вследствие всякого изменения скорости течения реки даже в очень короткий промежуток времени (иногда всего в несколько часов) резко перестраивает свое русло: происходит размыв берегов, река оставляет старое и образует новое русло. За период с 1924 по 1933 г. Амударьей в районе г. Турткуль была смыта полоса культурных земель в 3 км шириной. В 1888 г. г. Турткуль был расположен на расстоянии около 5 км от реки. В конце 30-х годов река вплотную подошла к жилым кварталам города. Меры, принятые по защите города от речной эрозии, оказались малоэффективными. В 1947 г. парк города и вся прилегавшая к реке полоса были уничтожены рекой. В этих условиях было принято решение об экономической целесообразности переноса столицы Каракалпакии из Турткуля в Нукус.

Большой проблемой, которая в ближайшее время будет усиленно разрабатываться инженерной геологией, является овражная эрозия. По данным последнего земельного баланса площадь, непосредственно занятая в нашей стране оврагами, составляет 6,5 млн. га. М. Н. Заславский (1979) принимает среднюю площадь одного оврага за 0,5 га и в соответствии с этим, по его подсчетам, у нас в стране насчитывается около 13 млн. оврагов. Если принять ежегодный прирост оврага за 2 м, то ежегодно только существующая овражная сеть должна возрастать на 26 тыс. км. Эти цифры будут еще более впечатляющими, если добавить, что в определенных инженерно-геологических условиях овраги активизируют проявление оползней и возникновение селей.

Глубина оврагов в лёссовой толще достигает 80—100 м при ширине 150—200 м. Естественно, что прокладка линейных сооружений через такие овраги весьма затруднена, но, самое главное, они съедают сельскохозяйственные угодья, земли гослесфонда и площади, занятые населенными пунктами, промышленными предприятиями и транспортными сооружениями.

Опыт Молдавской ССР показывает, что с овражной эрозией можно успешно бороться и на месте оврагов выращивать ценные сельскохозяйственные культуры. В республике за 1966—1975 гг. было ликвидировано 10,5 тыс. оврагов на площади 22 тыс. га. Вмешательство человека прекратило развитие овражной эрозии и дало большой экономический эффект, так как с земель, которые раньше были под оврагами, получают по 35 ц/га кукурузы, 60—80 ц/га винограда, 250 ц/га зеленой массы многолетних трав. Это является хорошим примером рационального использования геологической среды.

В то же время надо иметь в виду, что деятельность человека может усиливать речную и овражную эрозию. На территории Центрального Предкавказья сброс ирригационных вод в р. Калаус, протекающую в песчано-глинистых отложениях, обусловил резкое возрастание донной эрозии; образовался каньон глубиной до 20—25 м, по берегам

которого возникли оползни и обвалы. В то же время понижение баса реки вызвало усиление оврагообразования.

По крутизне тальвегов современных оврагов можно судить в полевых условиях о водопрочности пород. Это особенно хорошо видно, если толща, подвергающаяся линейной эрозии, неоднородна. Угол наклона тальвега в ряде случаев является единственным показателем, характеризующим сравнительную размываемость отдельных компонентов слоистой толщи. На рис. 58 показана типичная форма тальвега совре-

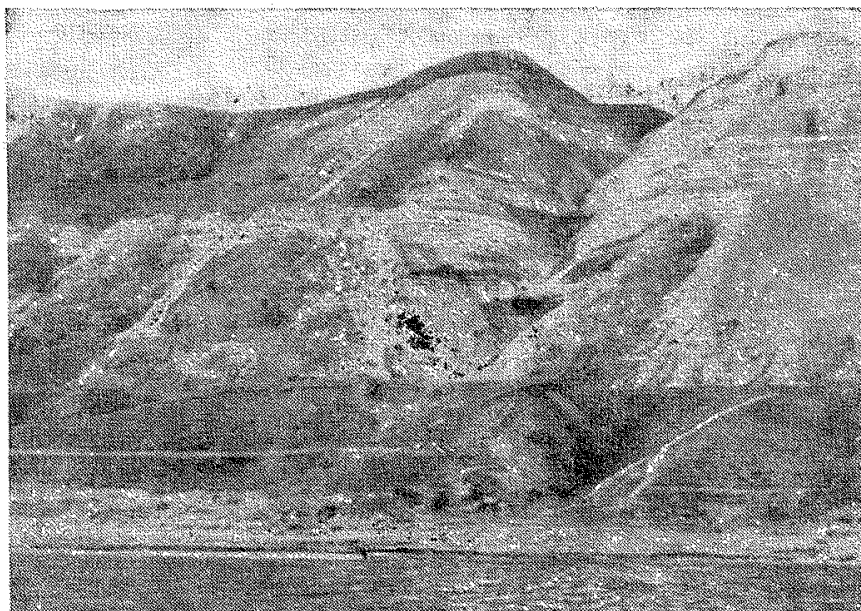


Рис. 58. Типичная форма тальвега современного оврага у г. Тетюши. Фото С. Д. Воронкевича

менного оврага, прорезающего отложения татарского яруса у г. Тетюши. Ступенчатость тальвега обусловлена неодинаковой выветриваемостью и водопрочностью петрографических разностей татарских глин, часть из которых — пластичные, имели меньшую водопрочность, чем алевролитовые разности. Угол наклона тальвега татарских пластичных глин был равен, по данным С. Д. Воронкевича (1958), 25—30°, татарских алевролитовых глин и глинистых мергелей 30—35°, татарских мергелистых известняков 35—40°, казанских гипсов и доломитов больше 40°.

Если сравнить форму бечевника в алевролитах, мергелях и известняках с бечевником в пластичных глинах, то можно легко убедиться, что бечевник, выработанный в карбонатном комплексе пород татарского яруса, значительно круче, чем бечевник, выработанный в татарских пластичных глинах. Сопоставив это с крутизной тальвегов оврагов, можно сделать вывод, что при различных формах размыва в природе (в нашем случае линейная эрозия) водопрочность пород оказывает решающее влияние как на процесс размыва, так и на образующиеся при этом формы рельефа.

§ 4. ЗАБОЛАЧИВАНИЕ

На Всесоюзной конференции по болотному кадастру (1934) было решено называть болотом «избыточно увлажненный участок земной поверхности, покрытый слоем торфа глубиной не менее 30 см в неосушенном и 20 см в осушенном виде». В практике торфоразведочных и строи-

тельных работ несколько отступают от этого определения и под болотом понимают такие участки, когда мощность торфа в неосушенном состоянии более 0,5 м; при меньшей мощности торфа участки называют заболоченными землями.

Изучение торфяных болот и заболоченных участков приобретает все большее значение в связи с освоением Севера, Сибири и Дальнего Востока. Высокая заболоченность отдельных регионов этой части Советского Союза долгое время даже препятствовала их освоению.

Открытие месторождений газа и нефти на территории Западной Сибири заставило перейти к освоению болотных пространств в народно-хозяйственном отношении. Строительство дорог, трубопроводов, ЛЭП оказалось невозможным осуществить, минуя болота. Например, при строительстве нефтепровода Усть-Балык — Омск, несмотря на то что трасса его проходит в непосредственной близости от Иртыша, 125-километровый отрезок ее на участке Каркатеево — Демьянское проходит по болотам и заболоченным землям. Сама жизнь заставила срочно приступить к изучению процесса заболачивания и характеристике торфяных массивов с инженерно-геологических позиций, к разработке методики их инженерно-геологического изучения. Многочисленные болота, разрастаясь, часто сливаются друг с другом, образуя системы болотных массивов огромных размеров. В качестве примера можно привести одно из крупнейших в мире болот — «Васюганье», протянувшееся с востока на запад на 700 км и имеющее площадь свыше 50 000 км². На этой огромной территории встречаются болота различного типа.

Впервые К. А. Вебер (1908) произвел деление болот по условиям питания, с которыми тесно связано произрастание определенных сообществ растений: 1) верховые, олиготрофные, с растительностью, мало требовательной к питательным веществам; 2) низинные, эвтрофные, с растительностью, наоборот, очень требовательной к питательным веществам; 3) переходные, мезотрофные, с растительностью, занимающей промежуточное положение.

Типичной растительностью верховых болот являются сосна, багульник, сфагновые (белые) мхи и др.; низинных болот — береза, ива, различные виды осок, гипновые (зеленые) мхи и др. На переходных болотах встречается смешанная растительность этих двух типов.

По данным С. Н. Тюремнова (1956) и других исследователей, все торфяные массивы, залегающие с поверхности, имеют голоценовый возраст. Даже наиболее древние торфяники европейской части СССР относятся к арктической стадии голоцена и имеют максимум 10—12 тыс. лет. Для Западной Сибири наиболее древний торф имеет возраст около 10 тыс. лет (Зубаков, 1967). Таким образом, торфа — это молодые фитогенные горные породы, не прошедшие какой-либо стадии литогенеза, возникающие в процессе заболачивания территории.

На условия заболачивания оказывают влияние климат, рельеф, морфология, литология и засоленность пород минерального дна болот, тип и характер водно-минерального питания, новейшие тектонические движения, тип и глубина развития почвенного процесса.

Из всех факторов, определяющих ход процесса заболачивания, важнейшими являются благоприятные для развития этого процесса климатические условия и равнинность территории при слабой ее расчлененности. Эти факторы создают основное условие заболачивания — избыточное увлажнение.

Годовое количество осадков должно преобладать над суммарным испарением с поверхности и стоком, как это наблюдается для Западной

Сибири. Для районов, имеющих среднее количество осадков 500 мм, испарение составляет 240—300 мм и сток 125—270 мм. Основная масса осадков (60—70%) приходится на июнь—август, т. е. на вегетационный период. Застойный характер избыточного увлажнения препятствует проникновению воздуха в почву и создает бескислородные условия, в которых количество микроорганизмов резко уменьшается. Это обуславливает очень медленное разложение отмирающей растительности и в случае преобладания ежегодного прироста органической массы над перегниванием, поверхностным сносом или выносом в более глубокие почвенные горизонты ведет к образованию торфяных отложений. При достаточной удаленности от рек и близости грунтовых вод к поверхности заболачивание в отрицательных формах рельефа идет не только на слабопроницаемых породах, но и на песчаных. Рельеф обуславливает форму болот.

Заболачивание может идти очень интенсивно, а сами болота занимают огромные территории. Ярким примером в этом отношении является Западная Сибирь, центральная часть которой заболочена не меньше чем на 40%, а глубина торфяных болот достигает 6,0—7,5 м. При этом в отдельных районах (Обь-Иртышский водораздел) заболоченность территории достигает 90—100%. Высокая степень заболоченности Западной Сибири (рис. 59) сочетается с явно агрессивным характером этого процесса, отвоевывающего у тайги все новые и новые пространства. А. И. Сергеев (1970) приводит данные, что средняя скорость заболачивания для Западной Сибири равна 8 тыс. км² за одну тысячу лет.

На прогрессирующее ухудшение поверхностного стока указывает также наличие в центральных частях торфяных болот большого количества озер. Ориентировочно подсчитано, что ежегодный дефицит стока поверхностных вод для Западной Сибири равен ежегодному расходу воды в Днепре. Это сравнение хотя и приближенное, но оно хорошо говорит о том, какие благоприятные условия для заболачивания существуют на территории Западной Сибири.

При равных условиях заболачивание территорий происходит быстрее при близком залегании к поверхности высокодисперсных пород.

В зависимости от интенсивности процесса заболачивания и от мощности торфяного слоя выделяются заболоченные территории и торфяные массивы. Последние в инженерно-геологическом отношении являются более сложными природными образованиями.

Инженерно-геологические особенности торфяных отложений, их классификация приведены выше. Поэтому здесь мы кратко остановимся лишь на основных инженерно-геологических особенностях торфяных массивов, без чего невозможно охарактеризовать их инженерное освоение.

Прочностные характеристики торфяных массивов в значительной степени зависят от их состояния (влажности торфов и обводненности болот) и степени разложения. Наибольшей прочностью и лучшей проходимостью обладают торфяные массивы, в строении которых принимают участие торфяные отложения слабой и средней степени разложения.

Все торфяные массивы можно подразделить на три инженерно-геологические группы типов: I — слабообводненные торфяные массивы с несущей способностью $>0,025$ МПа, а растительный покров — лесного и лесостепного подтипа; II среднеобводненные торфяные массивы, у которых несущая способность составляет 0,025—0,01 МПа; III — сильнообводненные торфяные массивы, в строении которых значительное

участие имеют торфа текучей и близкой к ней консистенции и для которых характерно наличие линз и прослоев воды, жидких болотных образований и воды в виде вторичных озерков и проток; их несущая способность менее 0,01 МПа.

При возведении линейных сооружений осушение торфяных массивов первой группы обычно не проводится, так как осушенные торфяники огнеопасны. Торфяные массивы второй группы подвергаются предварительному осушению или частичному выторфовыванию. Сильнообводненные торфяные массивы пересекаются магистральными сооружениями обычно в насыпи, посаженной непосредственно на минеральное дно или на вертикальные и горизонтальные заполненные песком дрены. При необходимости их осушения сначала производится отвод избыточной воды (воды озер, озерков и проток), а затем дренаж. Заполнение вертикальных и горизонтальных дрен песком для всех торфяных массивов вызвано необходимостью предохранения их от заплывания, образования противодиффузионных пробок и для увеличения несущей способности массивов.

В Западной Сибири $\frac{1}{4}$ часть трассы нефтепровода Усть-Балык—Омск проходит по заболоченной территории. Строительство нефтепровода и эксплуатационных дорог вдоль него производилось зимой, когда вследствие промерзания торфяных массивов значительно увеличивается их несущая способность. Этот опыт себя оправдал. В этом случае достигалось сохранение мерзлого состояния грунтов в основании сооружений.

Заболачивание может происходить и под влиянием деятельности человека. Особенно характерно это при создании водохранилищ, вызывающих подъем уровня грунтовых вод.

Очень своеобразным является заболачивание, точнее, подтопление, территорий городов, промышленных предприятий, аэродромов и других объектов, при сооружении которых нарушается естественный тепло- и влагообмен между атмосферой и литосферой. В результате подтопления сильно изменяется гидрогеологический режим зоны аэрации. Уровень грунтовых вод в связи с деятельностью человека может подниматься очень быстро. При этом увеличивается естественная влажность пород, уменьшаются их прочностные и деформационные свойства и может произойти деформация уже построенных зданий. Впервые это явление было отмечено А. К. Агошковым (1960), изучавшим послепостроечное изменение в грунтовых основаниях аэродромных покрытий. На конкретных примерах он показал, что в результате сооружения покрытий прерываются почвообразовательный процесс и аэрация, резко изменяется естественный водно-тепловой режим, в результате чего уже спустя 4 года после строительства аэродрома влажность грунтов под покрытиями может в 2—3 раза превышать их естественную влажность.

В настоящее время стал общеизвестным факт подъема уровня грунтовых вод на территории городов, располагающихся в различных физико-географических условиях, под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности человека. В качестве примера возьмем город Омск.

Сравнивая схемы глубины залегания грунтовых вод на территории Омска на 1937 и 1973 гг., легко убедиться в том (рис. 60), что если в 1937 г. наиболее высокий уровень грунтовых вод (1—2 м) отмечался лишь на отдельных участках города, то в настоящее время эта глубина стала преобладающей на территории города и продолжает интенсивно повышаться в новых жилых районах, а минимальная глубина залегания уровня грунтовых вод на отдельных участках достига-

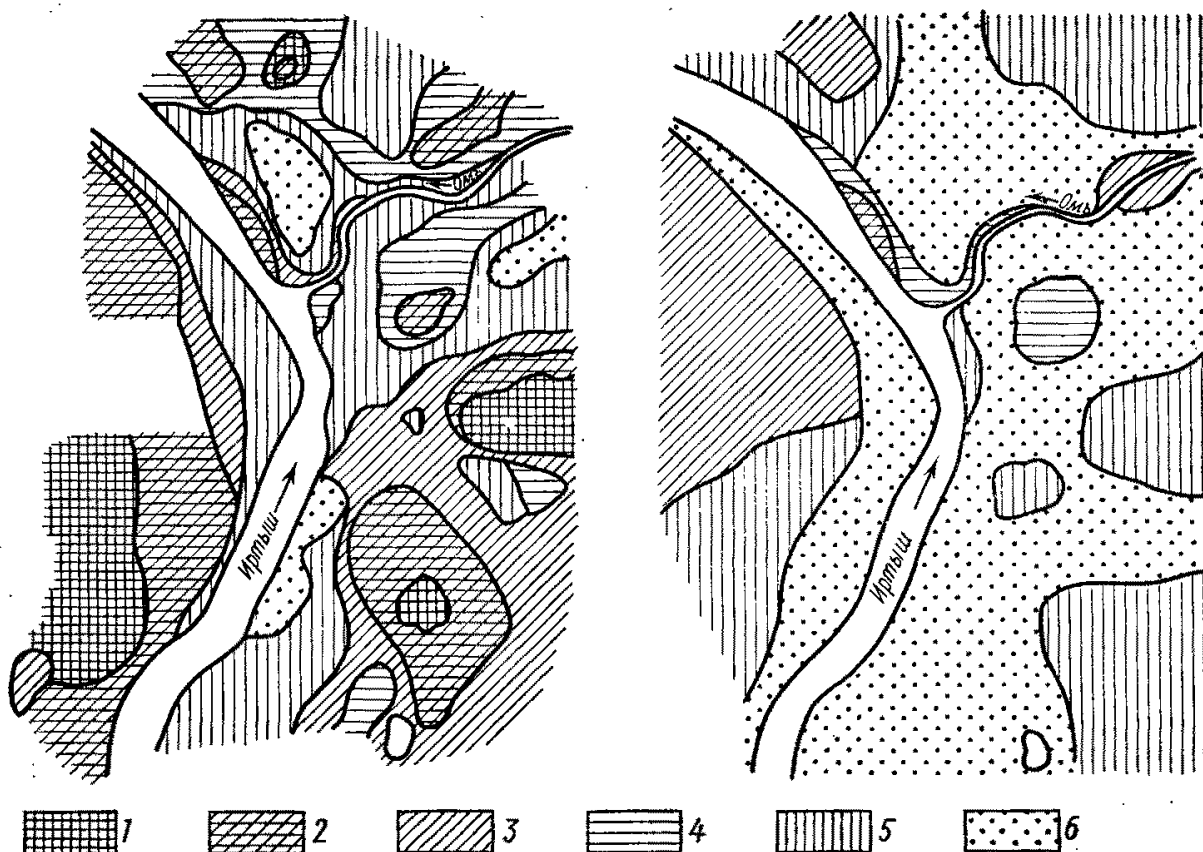


Рис. 60. Две карты глубины залегания грунтовых вод на территории Омска (по К. М. Голубенцевой и Н. И. Барац): 1—7 м; 2—5—7 м; 3—4—5 м; 4—3—4 м; 5—2—3 м; 6—1—2 м

ет 0,2—1,5 м. Это явление объясняется нарушением испарения и капиллярного поднятия воды при инженерном освоении территории. Но наряду с этим существенную роль играет также вода, поступающая в грунт из водопроводной и канализационной сети и при поливе зеленых насаждений. При увеличении естественной влажности в результате поднятия уровня грунтовых вод происходит набухание озерных и озерно-аллювиальных глинистых пород неогена, величина которого оказывается иногда больше давления на грунт зданий, в результате чего происходит их деформация при «выпучивании».

При определенных инженерно-геологических условиях в результате антропогенных изменений режима грунтовых вод могут возникнуть и склоновые процессы различного характера.

ГЛАВА 12

ГРАВИТАЦИОННЫЕ (СКЛОНОВЫЕ) ПРОЦЕССЫ И ВЫЗВАННЫЕ ИМИ ЯВЛЕНИЯ

§ 1. ОБВАЛЫ И ОСЫПИ

Обвал — это отделение от массива крупного блока горных пород на крутом обрывистом склоне, происходящее вследствие потери устойчивости под влиянием различных факторов (выветривание, эрозия и абразия в основании склона и др.), и последующее обрушение и скатывание глыбово-щебнистой массы.

Наиболее часты обвалы в периоды дождей, таяния снега, весенних оттепелей. Возникновению обвалов способствуют сейсмические толчки. Обвалы могут быть вызваны взрывными работами, при создании горных водохранилищ и другой деятельностью человека.

Обвалы часто происходят на склонах, монолитность пород которых нарушена тектоническими и другими трещинами и процессом выветривания. Особенно легко возникают обвалы, когда на склоне массива пласты слоистых пород падают в том же направлении, что и поверхность склона, или когда высокие склоны горных ущелий и каньонов разбиты вертикальными и горизонтальными трещинами на отдельные блоки.

По объему и характеру обрушения обвалы весьма различны. В какой-то степени это зависит от прочностных свойств горных пород, их выветрелости и тектонической раздробленности. Блоки наибольшего размера образуются в базальтах. В гранитах, гнейсах, крепких песчаниках образуются глыбы меньшего размера, до 3—5 м; в алевролитах — до 1—1,5 м. В сланцах обвалы наблюдаются значительно реже (преобладают осыпи) и размер глыб в этом случае не превышает 0,5—1 м.

Опасность обвалов надо оценивать с двух точек зрения: как прямую угрозу населенным пунктам и отдельным сооружениям и как возможность запруживания рек и образования озер, которые в случае прорыва могут затопить расположенную ниже местность. Обвальные явления могут быть достаточно широко развиты в откосах дорожных выемок, когда они проходят в скальных грунтах, особенно при южной экспозиции склона. Например, за 15 лет на Кругобайкальской железной дороге произошло 540 обвалов. Объем обвалов на Кругобайкальской железной дороге был обычно невелик — 68% из них имели объем менее 5 м³, 18% — от 5 до 50 м³, 12% — от 50 до 1000 м³ и 2% — более 1000 м³. Несмотря на это, в прежние годы они довольно часто вызывали перерывы в движении поездов. Такая же картина наблюдалась и во многих других районах.

В настоящее время благодаря принятым мерам дело обстоит иначе. Например, на многих дистанциях железной дороги Тбилиси—Ереван постоянно работают служба наблюдения и специальные бригады верхолазов, укрепляющих обвальные склоны. На 17 обвалоопасных участках, сложенных базальтами, кварцевыми порфирами, глинистыми сланцами, мергелями, песчаниками, в течение 16 месяцев было произведено свыше 5000 искусственных обрушений глыб размером от 0,001 до 1,5 м³, что в значительной степени предотвратило развитие естественных обвалов на этом участке трассы.

В природных условиях наблюдаются гигантские катастрофические обвалы, когда обрушиваются миллионы и миллиарды кубических метров пород. Один из таких обвалов, который по механизму своего смещения скорее надо рассматривать как оползень, произошел в 1911 г. на Памире. Обрушилось свыше 2,2 млрд. м³ пород, которые запрудили реку. В результате образовалось известное Сарезское озеро длиной 80 км и глубиной до 500 м. Таким же путем возникло оз. Рнца на Кавказе.

Обвалы могут разрушить уже построенные сооружения (гидроэлектростанции, трубопроводы, мачты электропередач, дороги и др.) и препятствуют возведению новых сооружений. Однако в ряде случаев оказывается необходимым по разным соображениям возводить сооружения в обвальной, да к тому же и в сейсмически опасной зоне. Примером может служить Токтогульский гидроузел на Нарыне с высокой

арочно-гравитационной плотинной. В этом случае проектом предусматриваются большие и дорогостоящие работы по предварительной расчистке и анкеровке склонов.

Борьба с обвалами, особенно крупными, — дело сложное. Мероприятия в этом направлении сводятся к предупреждению обвалов и к защите от них. Предупреждение обвалов достигается искусственным обрушением отдельных глыб или отдельных участков обвалоопасных склонов с помощью малых взрывов или другим путем. Широко практикуется искусственное цементирование трещиноватого массива, скрепление отдельных частей породы железными скрепами. Устраивают одевающие подпорные и улавливающие стенки, рвы, траншеи.

Осыпи — это накопления, образующиеся при скатывании со склонов обломков пород различных размеров — от дресвы до крупных глыб, при преобладании отдельностей, относящихся к щебню. Щебенка осыпей состоит преимущественно из скальных пород. Характерной особенностью осыпей является их подвижность. Когда при накоплении щебенки угол откоса осыпи становится больше угла естественного откоса, свойственного слагающему ее материалу, осыпь смещается и движется до тех пор, пока в результате естественного выполаживания откоса наступает состояние равновесия. Движение осыпей может усиливаться под влиянием землетрясений.

В долине Амура осыпи развиваются на крутых (не менее 40°) обнаженных склонах, как правило, южной и юго-западной экспозиций, где интенсивные процессы выветривания быстрее разрушают породы. Крутизна поверхности осыпи и размер слагающих ее обломков зависят от состава, строения и степени выветрелости пород, на которых образуется осыпь.

На массивных разностях базальтов и андезито-базальтов осыпи развиваются редко, несколько чаще они встречаются на лавобрекчиях основного состава и пузырчатых базальтах. Осыпи на основных эффузивах приурочены, как правило, к участкам интенсивной тектонической трещиноватости, раздробленности и выветрелости пород.

На гранитах формируются осыпи, сложенные дресвой, щебенкой и глыбами диаметром до 1 м, содержание которых изменяется на различных участках и зависит прежде всего от степени выветрелости пород. В сильновыветрелых гранитах осыпи почти целиком сложены мелким дресвянистым материалом с незначительным количеством обломков и щебня. Они имеют вытянутую конусообразную форму, длину до 70—80 м и крутизну поверхности более 45° .

Осыпи на эффузивных породах типа липаритов и кварцевых порфиров в целом напоминают осыпи на гранитах, но для них характерен более мелкий размер обломков и щебня — до 0,2—0,3 м, редко больше.

Осыпи на прочных песчаниках слагаются обычно крупной щебенкой и глыбами до 0,3—0,5 м с подчиненным содержанием мелкой щебенки и мелкозема (до 20—30%). Крутизна поверхности осыпи достигает $30—45^\circ$, протяженность их по склону не превышает десятков метров, а вдоль реки — 10—30 м.

Осыпи, развивающиеся на глинистых и филитизированных сланцах, состоят из мелких обломков пород (до 10 см) и тонкой, порой листоватой щебенки со значительным содержанием глинистого заполнителя.

Осыпи в рыхлых песчано-суглинистых отложениях отличаются от всех предыдущих тем, что они образуют при крутизне склона до $40—50^\circ$ сплошной шлейф вдоль склона протяженностью иногда более 2,5 км, расчлененный лишь небольшими промоинами и падами.

По подвижности осыпи подразделяют на действующие, затухающие и неподвижные. Действующие осыпи обнажены, лишены всякой растительности. Осыпи в послойном разрезе передвигаются с разной скоростью; скорость верхнего слоя может достигать более 1 м/год, нижних слоев и в целом всего массива осыпи — значительно меньше. Максимальная скорость движения осыпи может достигать 0,15 м/год. Осыпи мешают строительству. Небольшие осыпи и даже средних размеров можно избежать планировкой и расчисткой склона или закреплением его подпорными стенками и другими способами, как это практикуется при строительстве горных дорог. Большие осыпи при расчистке все время будут пополняться сверху, и объемы работ могут быть настолько велики, что устранение таких осыпей может быть целесообразно лишь при осуществлении крупного строительства.

§ 2. ОПОЛЗНИ

Оползни весьма разнообразны, и некоторые из них являются как бы промежуточным звеном между «классическими» оползнями и обвалами, другие напоминают солифлюкционные процессы, а третьи приближаются к селям. Оползни — это скользящее смещение горных пород на склонах под действием собственного веса и подземных вод, оказывающих влияние на прочность пород и силовое воздействие на них. Оползень возникает тогда, когда склон оказывается в неустойчивом состоянии.

Степень устойчивости склона или откоса оценивается величиной отношения действующих в толще склона сил сопротивления перемещению масс (ΣR) к активным сдвигающим силам (ΣQ), т. е. $\eta = \frac{\Sigma R}{\Sigma Q}$.

В зависимости от величины этого соотношения все склоны или откосы могут быть подразделены на три группы:

- 1) склоны или откосы в состоянии предельного равновесия; в этом случае $\Sigma R = \Sigma Q$ и $\eta = 1$;
- 2) то же в условиях обеспеченной устойчивости;

$$\Sigma R > \Sigma Q \text{ и } \eta > 1;$$

- 3) то же в неустойчивом состоянии;

$$\Sigma R < \Sigma Q \text{ и } \eta < 1.$$

Развитие оползневых явлений наступает при $\eta \leq 1$. Таким образом, η является показателем устойчивости склона.

Трудность определения показателя устойчивости заключается в том, что для его получения необходимо знать величины, точки приложения и направления действующих сил, способствующих и сопротивляющихся возникновению сдвига пород в склоне или откосе при данных условиях. Эти характеристики действующих сил различны в зависимости от того, по какой поверхности предполагается сдвиг пород.

Существующие методы оценки склонов в связи с возможностью возникновения оползней Г. С. Золотарев (1979) объединяет в следующие группы:

- 1) сравнительно-геологические (анalogии), основанные на статистических данных о строении и истории формирования склона, приуроченных к нему типам оползней, их механизме и режиме и других явлений;

2) расчетные—широко применяемые методы К. Терцаги, Н. Н. Маслова и др., в основе которых лежит определение коэффициента запаса устойчивости существующего или потенциального оползневого массива и склона по отношению к известной или выбранной поверхности смещения;

3) экспериментально-расчетные, основанные на предварительном определении напряженно-деформированного состояния склона на моделях или расчетным путем и на дальнейшем сопоставлении величин напряжений с показателями прочности пород по всему разрезу;

4) экспериментальные — на моделях на эквивалентных материалах, позволяющие проанализировать нарастание напряжений и развитие деформаций во времени.

Все перечисленные методы оценки устойчивости склонов и откосов исходят из теории упругости и рассматривают потенциальный оползневой массив как жесткое недеформируемое тело, условно разделенное на элементарные блоки. В действительности механизм движения реального оползня в разных частях протяженного слоя различный и изменяется во времени. Имеются предложения по расчету движения оползней-потоков (К. Ш. Шадунц и др.), основанные на представлениях о более реальном механизме смещений масс на склонах, в частности, с использованием теории пластического упрочнения.

Оползни возникают вследствие несоответствия крутизны склона характеру и состоянию слагающих его пород и его основания. Однако для возникновения и развития оползней необходимы определенные условия. Среди них наибольшее значение имеют: высота, крутизна и форма склонов, особенности их геологического строения, величина и распределение напряжений, свойства пород и гидрогеологические условия.

Г. С. Золотарев (1979) выделяет ряд факторов, определяющих развитие оползней и обвалов.

1. Стратиграфо-литологические комплексы и их фациальная изменчивость, складчатые и разрывные структуры, литогенетическая и тектоническая трещиноватость пород существенно определяют возникновение, типы и объемы оползней и обвалов. При этом особое значение в горных областях играют тектонические разрывы как зоны, породы которых обладают значительно меньшей прочностью, большей обводненностью и где отмечается больший переход естественных напряжений.

2. Неотектонические структуры и дифференцированные движения, стратиграфия новейших отложений, геологическая история формирования речных долин и особенно их склонов также должны учитываться при прогнозе возникновения оползней.

3. Сейсмичность оказывает различное влияние на устойчивость склонов, и в частности вызывает в пределах высоких склонов критические скалывающие напряжения, порождающие оползни.

4. Подземные воды играют существенную роль в образовании оползней. Нестационарно-возрастающее обводнение пород склонов приводит к их критическому состоянию. Именно с этим было связано возникновение оползня объемом более 20 млн. м³ в 1964 г. у поселка Айни в долине р. Зеравшан.

5. Физико-механические свойства и напряженное состояние пород необходимо знать для оценки устойчивости склонов. Нельзя прогнозировать оползневые процессы без знания показателей сопротивления сдвигу и величин напряжений, которые во много раз могут быть больше в горизонтальном, чем в вертикальном, направлении.

6. Техногенные факторы, такие, как подрезки склона, пригрузки,

обводнения, сотрясения и т. п., приводящие к ослаблению прочности массива пород и перераспределению естественных напряжений в склоне, которые носят относительно локальный характер и проявляются в активной форме.

Оползание представляет собой длительный процесс, проходящий через ряд стадий своего зарождения, развития и затухания. Зарождение и развитие оползня проанализированы в работах Г. И. Тер-Степаняна (1961, 1972), который рассмотрел кинетику потери устойчивости склона (откоса), учитывая ползучесть пород. Напомним, что ползучесть — это медленная деформация пород без образования поверхности скольжения, происходящая при напряжениях, значительно меньших, чем временное (пиковое) сопротивление сдвигу. В зависимости от величины напряжения возможны три случая протекания деформации: I — возрастание деформации останавливается в некоторый момент времени t_1 , достигнув постоянной величины; II — возрастая вначале быстро, далее, с момента t_2 деформация начинает протекать с постоянной скоростью и III — в некоторый момент t_3 деформация переходит в срез. Породы в склоне (откосе) в зависимости от величины испытываемых ими в разных точках напряжений сдвига могут находиться в разных фазах деформаций: I — стабилизации, II — ползучести и III — среза. В I фазе порода будет находиться, когда напряжение сдвига τ_I будет меньше напряжения τ_{II} — начала ползучести, II фаза будет свойственна породе, когда напряжение сдвига τ_{II} будет больше τ_I , но меньше $\tau_{ср}$, где $\tau_{ср}$ — временное сопротивление сдвигу или срезу. III фаза наступает при $\tau_{III} > \tau_{ср}$.

Напряженное состояние в откосе можно изобразить изолиниями (рис. 61). При возрастании напряженного состояния откоса, пока по-

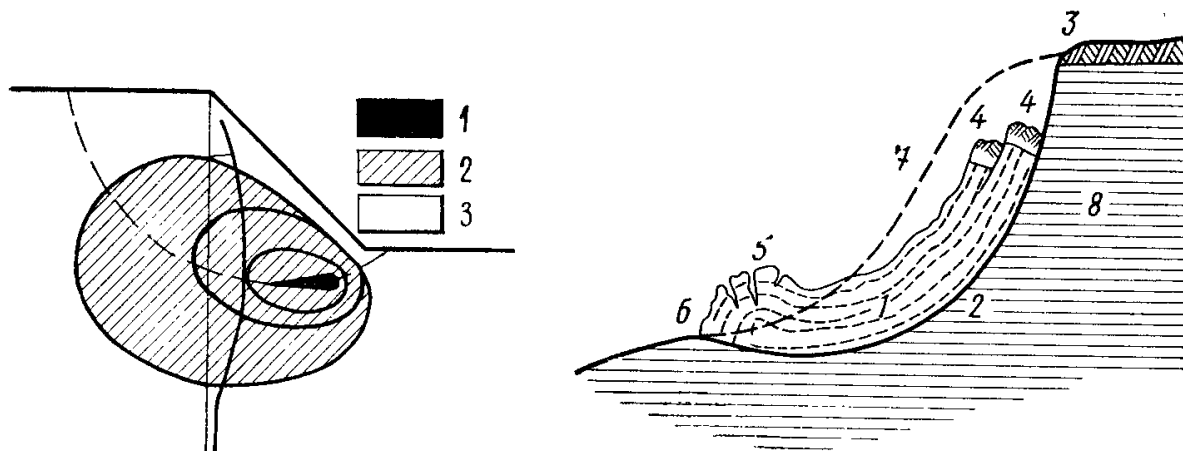


Рис. 61. Напряженное состояние в откосе (по Г. И. Тер-Степаняну). Зоны стабильности (3), ползучести (2) и перерезания (1)

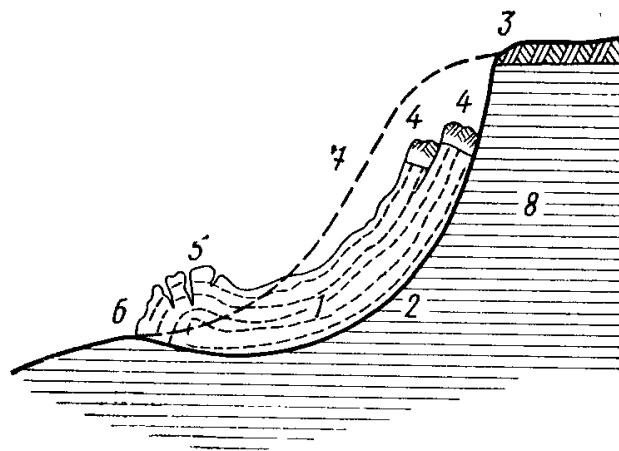


Рис. 62. Элементы оползня (Ананьев, Коробки, 1973): 1 — оползневое тело; 2 — поверхность скольжения; 3 — бровка срыва; 4 — оползневые террасы; 5 — вал выпучивания с трещинами; 6 — подошва оползня; 7 — положение склона до оползня; 8 — коренной массив пород

роды на поверхности не входят в фазы среза и ползучести, откос будет устойчивым. Когда породы в основании и вверху откоса войдут в фазу ползучести, начнется их медленное ползучее движение и откос начнет деформироваться.

Многими исследователями отмечается возникновение оползней в том случае, когда по расчетным данным склон является устойчивым. Это объясняется тем, что в предшествующий оползню период при слабой деформации склона или откоса в условиях ползучести глинистых

грунтов нарушается структурное сцепление и образуются ослабленные на сдвиг зоны. Этот процесс может завершиться формированием сплошной поверхности скольжения. Бурное развитие оползня возникает, как правило, после смещения оползневого тела на несколько десятков сантиметров. В настоящее время почти не вызывает сомнения значительная роль реологических явлений в развитии оползневых процессов. Отсюда следует, что при прогнозе оползней необходимо учитывать постепенное развитие во времени поверхности скольжения с прогрессирующим развитием трещин и возрастанием напряженного состояния в тех или иных зонах массива грунта. Появление в этот период трещин в зданиях, разрывы дорожных покрытий не должны оставаться без внимания, так как они указывают на возможность катастрофы.

В результате возникновения оползня формируются характерные геоморфологические элементы (рис. 62).

Установление положения и характера поверхности скольжения оползня имеет большое практическое значение, так как этим определяются объем и форма сползающего массива пород. Одним из признаков возникновения поверхности скольжения у глин является возникновение ориентированной текстуры глинистых частиц вдоль этой поверхности.

Подощва оползня, или базис оползания (пересечение поверхности смещения и склона), может находиться у основания склона или не совпадать с ним, когда поверхность смещения проходит выше или ниже основания склона. В последнем случае образуется так называемый вал выпирания. Иногда такие валы возникают на расстоянии более 100 м от основания склона, например на побережье Черного моря в районе Одессы (рис. 63).



Рис. 63. Вал выпирания на мелководье в Одессе и деформированный оползнем пирс (фото Одесской оползневой станции)

Классификации оползней разрабатывались А. П. Павловым, Ф. П. Саваренским, И. В. Поповым, Н. Н. Масловым, Г. С. Золотаревым, Е. П. Емельяновой и др. В частности, выделяются оползни-обвалы — крупные блоки пород, отделившиеся от основного массива по трещинам. В долине Верхнего Амура трещины бортового отпора, располагаясь параллельно реке или под острым углом к ней, прорезают склон почти на всю его высоту (до 50—70 м) и достигают в ширину

от 0,5—1 до 5—6 м в верхней части склона. Ограниченные такими трещинами крупные блоки пород находятся на склоне в состоянии неустойчивого равновесия и при подмыве рекой, в зависимости от конкретных условий, либо сползают по поверхности трещины, либо обваливаются, дробясь на мелкие глыбы.

Оползни-обвалы иногда возникают также в песчано-глинистых породах. Оползни-обвалы, происходящие в осадочных породах, очень чувствительны к особенностям их геологического строения. Например, в долине Оби А. С. Герасимовой и В. Т. Трофимовым выделены три типа оползней-обвалов. Первый тип характерен для склонов, сложенных песчано-глинистыми породами с одним водоносным горизонтом, приуроченным к песчаной пачке пород. На склонах такого типа оползни образуются в результате интенсивного подмыва основания склона и потери устойчивости пород вследствие гидродинамического давления фильтрующейся воды и механической суффозии. Второй тип возникает на склонах, сложенных супесчано-суглинистыми отложениями с небольшими песчаными прослоями, к которым приурочен водоносный горизонт. В этом случае оползание вызвано нарушением устойчивости пород вследствие увлажнения их подземными водами. Третий тип оползней-обвалов образуется, когда в основании супесчано-суглинистых отложений залегают суглинки. Выше этого слоя на склоне выклиниваются два водоносных горизонта, приуроченных к разновозрастным песчаным отложениям. На склоне образуются две оползневые ступени. Нижняя оползневая ступень образуется в результате интенсивного подмыва основания склона рекой. Образование второй оползневой ступени связано с изменением состояния пород в результате увлажнения их подземными водами.

Развитие оползней-обвалов начинается со скольжения блока по ослабленной поверхности и переходит в обвал на нижней, более крутой части склона. Поверхности скольжения наиболее часто приурочены к напластованию слоев, к относительно маломощным глинистым прослоям, к тектоническим разломам и другим ослабленным зонам. Оползень скольжения, сместившийся в 1903 г. в Канаде по тектоническому разлому, имел объем около 30 млн. м³.

Оползающие породы в процессе движения могут превратиться в густопластичную массу, оползни-потоки и сплывы, которые по механизму движения напоминают селевые потоки. Породы в полужидком состоянии ($W=50—56\%$) в виде оползней-потоков достигают базиса оползания — уреза реки или уровня поймы.

Интенсивное увлажнение приводит к изменению консистенции, уменьшению сцепления и увеличению веса склоновых образований, что, в свою очередь, влечет за собой потерю ими равновесия и смещения вниз по склону. По характеру движения этот тип смещения является промежуточным между оползанием и течением грунта.

При оценке оползневых склонов большое значение имеют анализ истории развития и определение возраста оползней. Оползни делятся на древние и современные.

Возраст оползней в речных долинах хорошо определяется из соотношения, в каком залегают породы оползневых и террасовых и делювиальных накоплений. По данным Г. С. Золотарева, для Южного берега Крыма в ряде районов древние оползни своим основанием уходят намного ниже современного уровня моря и лежат на древних прибрежно-морских галечниках.

Выше указывалось, что инженерно-геологическая оценка оползней, прогноз их оживления или, наоборот, затухания могут быть достигнуты

только при изучении всего комплекса условий, способствующих развитию этого явления, среди которых значительная роль принадлежит истории геологического развития интересующей нас территории. Примером в этом отношении может служить Южный берег Крыма, где в зависимости от скорости опускания склонов формируется разная крутизна и разный характер рельефа. Там, где этот процесс происходит медленно или отсутствует (в восточной части), денудация теряет свой оползневой характер и главное значение в создании рельефа приобретают делювиальные и эрозионные процессы. В местах, сравнительно быстро опускающихся (на западе), абразия, обвалы и оползни играют основную роль в формировании берега и рельефа прибрежного склона. Анализ истории геологического развития территории и палеогеографической обстановки может служить известным обоснованием прогноза оползневых и других склоновых процессов. Например, для Черноморского побережья установлена корреляционная связь активизации оползней с атмосферными осадками и абразией, в основе которой лежит солнечная активность. Можно предполагать, что до конца столетия на всем побережье ожидается уменьшение активизации оползней, селей и эрозии. В Крыму эта тенденция может быть выражена слабее. На Кавказском побережье она будет проявляться более четко. Следует учитывать при этом, что вмешательство человека может существенно сказаться на установленной закономерности.

Оползневые явления представляют угрозу для всех без исключения видов инженерных сооружений. Деформации в результате оползания подвергаются здания, насыпи шоссейных и железных дорог, колодцы, дренажные галереи, трубы, водосливные лотки и другие сооружения. Особое внимание должно уделяться возможности возникновения оползней при создании горных водохранилищ, находящихся в узких долинах, таких, как Токтогульское на р. Нарын, Рогунское на р. Вахш и др.

Известно немало примеров оползневых явлений катастрофического характера и среди них обрушение оползней в водохранилище. Так, 9 сентября 1963 г. на севере Италии оползень быстро сошел в водохранилище, созданное плотиной Вайонт, заполнил его значительную часть, достигнув противоположного берега, вызвал перелив воды через плотину высотой в 265,5 м. Образовался катастрофический паводок ниже плотины, в результате которого погибло более 1800 человек и был причинен огромный материальный ущерб (Миллер, 1967).

Сама природа подсказывает нам возможные способы повышения устойчивости склонов. Например, фактором повышения устойчивости склонов служит формирование пляжа, препятствующего абразии. Исчезновение пляжа усиливает абразию и приводит к развитию оползней.

Снос породы с верхней части склона и накопление в виде делювиальных отложений в нижней его части, присутствие речных и морских террас благоприятно сказываются на повышении общей устойчивости склона. Упорядочение поверхностного стока, отвод дренажными галереями подземных вод, засадка растительностью и т. п. — все это также увеличивает устойчивость склона.

Поскольку возникновение оползней связано с поверхностными и подземными водами, основное внимание при борьбе с оползнями уделялось дренажным мероприятиям. Однако выяснилось, что одни дренажные мероприятия в ряде случаев могут оказаться недостаточно эффективными. Примером в этом отношении служит Крым.

Крым — один из наиболее оползнеопасных районов СССР. К 1975 г. в пределах полуострова было зарегистрировано более 700 оползней,

среди которых преобладают мелкие оползни. Поэтому борьба с оползнями в Крыму имеет свою длительную историю, основным выводом из которой является, что одни дренажные мероприятия не дают необходимого эффекта. Поэтому, начиная с 1960 г., когда началось строительство многоэтажных зданий, горных автодорог с высокой пропускной способностью, закреплению оползней было уделено особое внимание. Для обеспечения стабильности осваиваемых склонов стали проводить комплекс мероприятий: строительство противоэрозионных и противоэрозионных сооружений, закладку буронабивных свай и железобетонной шпонки, контрбаланс земляных масс — разгрузка верхней части склона и пригрузка его основания. С помощью буронабивных свай на главных дорогах Южного берега Крыма закреплено 12 оползневых участков. Здесь установлено до 1200 буронабивных свай диаметром 750—860 мм, глубиной до 30 м; суммарная длина их составляет около 20 000 м.

Железобетонные столбы применялись для «прикола» оползневого блока из аргиллита с подчиненными прослоями песчаника общей мощностью 12 м, перекрытого суглинками мощностью до 3 м. Площадь блока примерно 4000 м², скорость смещения 30 мм в год. В теле блока пройдено 8 шурфов, площадь каждого 8 м², глубина 28 м; заглубление в стабильные породы составляло 12—15 м. В пройденный шурф опускался металлический каркас, затем производилось бетонирование. Все эти комплексные мероприятия по борьбе с оползнями дали положительный эффект (Корженевский и др., 1976). Съём оползневых масс — эффективный способ, но дорогостоящий и трудоемкий. Его применяют в случаях сравнительно небольших оползневых тел. Но при строительстве Мингечаурской ГЭС был смыт гидромониторами оползень довольно крупных размеров.

Оползни являются полигенными образованиями, и из этого надо исходить при разработке мероприятий по борьбе с ними. Поэтому правильно, когда для закрепления оползней предусматривается целый комплекс мероприятий. Так, «Генеральная схема противооползневых и берегозащитных мероприятий на Черноморском побережье Украинской ССР» предусматривает контрфорсную пригрузку в языковой части оползней, дренажные, удерживающие и другие сооружения. Только от комплексных мероприятий можно ожидать эффективных результатов при борьбе с оползнями.

§ 3. СЕЛИ

Сели — это временные грязекаменные потоки, насыщенные твердым материалом размером от глинистых частиц до крупных камней (объемная масса, как правило, от 1,2 до 1,8 т/м³), которые могут изливаться с огромной силой с гор на равнины. Сели возникают по долинам горных рек, в долинах, балках и оврагах, имеющих в верховьях значительные уклоны порядка 0,35. Возникновение и спад селя происходят очень быстро. На III Всесоюзной селевой конференции в 1952 г. принято деление селей по характеру их движения, зависящему от степени насыщенности твердым материалом, на две категории: связные, или структурные, и текучие, или турбулентные.

Для возникновения селя необходимы определенные геологические, геоморфологические и климатические условия. Под геологическими условиями мы понимаем накопление такого рыхлого материала — продуктов выветривания горных пород, осыпавшейся щебенки, делювиаль-

ных отложений и других подобного же характера, который может легко размываться и переноситься водой. Без этого селя возникнуть не может. В высокогорных областях морозное выветривание усиливает интенсивность физического выветривания и тем самым способствует накоплению материала, необходимого для возникновения селя. Образованию селя способствует обнаженная, незадернованная поверхность склонов.

Состав пород, поставляющих материал для селя, может быть самый разнообразный. Но, безусловно, облегчает возникновение селя наличие продуктов разрушения сланцеватых пород (особенно глинистых сланцев), способных при выветривании давать чрезвычайно подвижные отделимости, начиная от щебенки плитчатой формы и до мелких пластинок, листочков и чешуек, входящих в песчаную, пылеватую и глинистую фракции. Падение пластов пород внутрь склона, обратное его орографическому понижению, и развитие кливажа — все это способствует «шелушению» коренных пород и накоплению на склонах необходимого для селя материала. Сели часто связаны с оползневыми явлениями, поставляющими для них необходимый твердый материал в разнообразной форме. Кроме того, оползни, перекрыв речную долину, могут явиться естественной запрудой, при размыве которой может возникнуть селя. Роль геоморфологических условий заключается в том, что для возникновения селя необходима большая площадь водосборного бассейна с крутыми склонами и большими уклонами русел рек или тальвегов оврагов. Особенно важна соответствующая крутизна ложа, по которому движется селя.

По условиям образования сели можно подразделить на ливневые, гляциальные и из последних выделить лимногляциальные. Для возникновения ливневого селя очень большое значение имеет площадь водосборного бассейна. Для гляциальных и особенно лимногляциальных селей этот фактор отступает на второй план, так как возникновение даже очень большого селя может произойти из какого-либо высокогорного озера, накопившего большие массы воды при таянии льда.

Уклон ложа, по которому движется селя, в известной степени определяет количество переносимого им твердого материала. По данным И. И. Штини, в Альпах при крутизне ложа 15° количество твердых материалов в потоке достигало 40—45% от веса породы при ее объемной массе 1,34—1,38 т/м³. При крутизне ложа около 36° двигались селевые массы, содержащие 65—70% твердого вещества и имевшие объемную массу 1,49—1,53 т/м³.

При такой большой плотности селевого потока переносимые им крупные обломки испытывают совсем другое архимедово взвешивание, чем в обычной воде, имеющей плотность 1,0. Например, на Северном Кавказе М. В. Муратовым, наблюдавшим прохождение селя в верховьях Хасаута, отмечено, что крупные валуны величиной с человеческую голову и крупнее плыли в селевом потоке наподобие деревянных или пустых шаров. Этим и большей скоростью движения потока объясняется способность селя переносить глыбы в несколько кубометров.

Третьим необходимым фактором для возникновения селя являются определенные сочетания климатических условий. Сели не образуются во время весеннего снеготаяния, поскольку на увлажненных склонах остается мало продуктов выветривания, так как они постепенно сносятся вниз талыми водами. По этой же причине сели редко образуются во время затяжных морозящих дождей. Для образования селя нужны ливни после засушливого периода, которые способны сразу же захва-

тить большое количество рыхлого материала, накопившегося на склонах. То же достигается и при возникновении катастрофического потока гляциального характера, но в этом случае большая роль принадлежит боковой эрозии, захватывающей материал, накопившийся в нижней части склонов.

Классификации и описанию разрушающего воздействия селей посвящена значительная литература. Некоторые аспекты селевых явлений можно рассмотреть на примере Алма-Аты, расположенной у подножия Заилийского Алатау, сильно пострадавшей 8 июля 1921 г. от селя, пришедшего в город по руслу М. Алматинки, когда за 4 ч на территорию города было вынесено 1,5 млн. т каменного материала, засыпавшего много садов и сельскохозяйственных угодий в окрестностях города, разрушившего сотни домов и унесшего сотни человеческих жизней, и спасенной от еще больших разрушений 15 июля 1973 г. высотной плотиной, перегородившей русло М. Алматинки выше катка Медео. Последний сел имел гляциальный характер. В бассейнах М. Алматинки и Б. Алматинки насчитывается 61 ледник общей площадью более 59 км². Очаги зарождения гляциальных селей приурочены к морене, представленной крупными глыбами и обломками гранодиоритов с более мелким заполнителем, под чехлом которой, имеющим мощность от десятков сантиметров до 50 м и более, скрываются погребенные льды со множеством открытых и скрытых каналов, по которым талые воды собираются в озера. Для моренных и приледниковых озер характерны внутрисезонные и внутрисуточные колебания уровня воды, нередко достигающие нескольких метров.

Приведенные в работе Б. С. Ниязова (1975) данные свидетельствуют об увеличении в последние годы термокарстовых процессов, приведших к значительному увеличению площадей и объемов озер и ослабивших в то же время природные перемычки, подпруживавшие их. Прорыв такой перемычки легко может привести к возникновению гляциального селя, как это случилось 15 июля 1973 г.

Общее количество селей разного характера, по данным Б. С. Ниязова, за 200 с лишним лет составило 25, причем выше катка Медео сформировалось до 80% всех зарегистрированных селей. В связи с этим стало очевидно, что необходимо надежно защитить столицу Казахской ССР от возможного разрушительного воздействия селей.

После селя 1921 г. в долине М. Алматинки были построены инженерные сооружения (габионная плотина в верховьях реки, сквозные селеуловители, рассчитанные на задержание камней при скорости селевого потока 5 м/с и высоте его до 10 м) и проведены фитолесомелиоративные мероприятия. Однако эти мероприятия представлялись недостаточно надежными, и было принято решение по предложению академиков М. А. Лаврентьева и М. А. Садовского построить каменно-набросную плотину выше катка Медео методом направленных взрывов с целью защиты города от селей и создания большого селехранилища. Высота плотины по центру 112 м при ширине около 500 м. Это строительство было осуществлено в 1971 г., т. е. весьма своевременно, так как сел 1973 г., разрушивший на своем пути все предыдущие заграждения, был остановлен плотиной. Сила селя была настолько велика, что наибольшие из глыб достигали размера 45 м³ и веса около 120 т. Значительная часть селехранилища была заполнена материалом, который нес сел; в селехранилище емкостью 6,2 млн. м³ было задержано 4 млн. м³ грязекаменной массы и до 1,5 млн. м³ паводковой воды.

Для дальнейшего решения этой проблемы была создана специальная организация (Казглавсельзащита), которая приступила к активной

борьбе с селями, выразившейся в первую очередь в том, что был разработан, а затем и осуществлен метод постепенного спуска воды из гляциальных озер в долины рек и увеличена высота плотины в районе Медео до 145 м при ширине 550 м. Уже в 1974 г. было осушено 3 гляциальных озера в верховьях М. Алматинки. Опасность возникновения гляциальных селей значительно уменьшилась, однако опасность развития селей ливневого характера осталась. Поэтому были разработаны и осуществлены другие мероприятия. К их числу относятся: стабилизация русел рек, фитолесомелиоративные и травокультурные мероприятия и ряд организационно-хозяйственных мероприятий, в частности ограничение выпаса скота на селеопасных участках.

Многочисленные данные показывают, что многообразная деятельность человека, такая, как вырубка леса, выпас скота, отвал породы при добыче руд в долинах рек, может вызвать сели антропогенного характера как в селеопасных районах, так и в тех районах, где их никогда раньше не было.

Борьба с селями — это один из вопросов охраны и рационального использования геологической среды, так как в ряде районов они имеют широкое распространение. Например, в Гиссаро-Зеравшанском регионе формируется около 30% селей, возникающих на территории Узбекской ССР. Петрографические комплексы горных пород региона и продукты их выветривания обуславливают формирование типов селевых потоков по составу их селевой массы. Геологические условия района способствуют формированию разных селей: водокаменных, грязекаменных, грязевых и в редких случаях структурно-грязевых.

В Гиссаро-Зеравшанском регионе водокаменные селевые потоки гляциального генезиса приурочены в основном к высокогорной зоне. Эта часть района сложена скальными достаточно прочными грунтами: интрузивными, карбонатными, эффузивно-осадочными и другими породами, продукты выветривания которых формируют группу гравитационных очагов твердого стока. Кроме того, здесь распространены моренные отложения, состоящие в основном из грубообломочного материала, образующие прорывоопасные озера. В меньшей мере водокаменные селевые потоки могут формироваться на участках селевых бассейнов среднегорья, где пользуются широким развитием прочные массивные известняки юрского возраста. Селевый поток в основном насыщен обломочным материалом с незначительной примесью мелкозем (обломочного материала до 70% и более, а мелкоземистого менее 30%). Водокаменные селевые потоки вниз по течению в зоне транзита трансформируются в грязекаменные.

Грязекаменные селевые потоки образуются во время дождей, интенсивного льдо- и снеготаяния. Они приурочены в основном к среднегорной и низкогорной зонам, которые часто бывают сложены полускальными, пластичными и «связно-обломочными» горными породами мезокайнозойского возраста терригенной молассовой формации и межгорных впадин. Продукты выветривания этих пород образуют очаги твердого стока в виде прорывоопасных в период сейсмоактивности водоемов. Грязекаменные потоки насыщены в значительной степени обломочным и мелкозернистым материалом с возможными вариантами преобладания той или другой составной части. Сели данного типа являются наиболее часто повторяющимися, чему способствуют огромные водосборы селевых бассейнов и петрографический состав горных пород.

Грязевые селевые потоки формируются при ливневых дождях в низкогорной и предгорной зонах на участках пород лёссовой форма-

ции. Здесь в основном распространены группы денудационных и эрозионных очагов твердого стока. Грязевые потоки насыщены в основном мелкоземистым материалом с незначительной примесью обломочного материала. Селеформирующие бассейны в условиях развития лёссовой формации обычно имеют небольшую площадь и слабо расчлененный рельеф и характеризуются полным выносом селевой массы в пределы предгорных равнин.

Приведенный пример хорошо показывает, что особенности геологического строения, преобладание определенного типа горных пород во многом определяют тип и характер селевых потоков.

§ 4. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

Лавинами называют внезапное обрушение больших масс снега, падающих или скользящих вниз с крутых склонов. Особенно часто снежные лавины возникают в высокогорных районах.

Есть общее между снежными лавинами и селями: оба процесса возникают при соответствующих геоморфологических условиях в горных районах. Для обоих процессов характерны внезапность действия и большая разрушительная сила. Область питания лавин во много раз меньше, чем область питания селей. Материалом для лавин является сам снег, накапливающийся, как правило, в течение одного зимнего сезона; количество участвующего в лавине каменного материала невелико и составляет всего доли процента. Лавины при движении не разгружаются и не замедляют свое движение, подобно селям, а, проносясь по склону, покрытому снегом, все время растут в объеме и ускоряют свое движение.

Движение лавин начинается на склонах, чаще всего имеющих крутизну больше 22° , но могут быть случаи, когда снег в виде фирна держится и при углах $>55^\circ$, и, наоборот, движение мокрого снега начинается при угле склона в 15° .

Большое количество снега еще не является обязательным условием для возникновения снежной лавины. Необходимо, чтобы он был к этому «подготовлен». Такая подготовка происходит в результате перекристаллизации снега при его сублимации. Упругость пара над разными по форме частями снежинок различна. Водяные пары возгоняются с поверхности большей крутизны путем сублимации, а лед кристаллизуется на поверхности меньшей крутизны. Это приводит к тому, что мелкие кристаллы льда исчезают, крупные растут, причем острые концы их сглаживаются — кристалл округляется. Процесс перекристаллизации и в связи с этим разрыхление снега особенно интенсивно происходят в нижней части снежного покрова, так как возгонка паров идет из нижних слоев в верхние вследствие разницы температуры, которая может составлять внизу и вверху снегового покрова до 25° и даже более.

По характеру движения выделяются три типа лавин: снежные осы (снежные оползни), лотковые и прыгающие лавины.

Снежные осы соскальзывают с поверхности крутых и травянистых склонов (травяной покров уменьшает сцепление между снегом и поверхностью земли до $25\text{—}40\text{ кг/м}^2$). Часто снежные осы происходят на южных склонах, где скольжение свежавыпавшего снега облегчается ранее образовавшимся настом.

Лотковые лавины двигаются по определенным ложбинам на склоне. У подножия образуется крутой снежный конус выноса.

Прыгающая лавина «делает прыжок» с отвесного участка склона, иногда прямо на дно долины.

Все три типа снежных лавин могут вызвать значительные разрушения, привести к человеческим жертвам и большим материальным убыткам. Так, на Крестовом перевале Военно-Грузинской дороги в связи со снежными лавинами зимой транспортное движение прекращается. Вся дорога в пределах перевала защищена железобетонными перекрытиями.

Еще большие разрушения от снежных лавин наблюдаются, когда к ним присоединяются языки горных ледников. В районе Дарьяльского ущелья лавина, оторвавшаяся от Девдоракского ледника, перегородила дорогу Тереку и образовала озеро глубиной 60 м. Военно-Грузинскую дорогу пришлось переносить на более высокие отметки, где она функционировала в течение ряда лет, пока лавина не была размыта.

Снежные лавины представляют большую угрозу при падении их в водохранилище вблизи плотины. Они могут вызвать сильный всплеск волны, способный причинить плотине серьезные повреждения. При движении снежной лавины разрушения возникают также от сильной волны воздуха, сопровождающей спуск лавины.

Исследование лавин является одним из важных и серьезных вопросов. При инженерно-геологических изысканиях должны изучаться все сведения о снежных лавинах за возможно более длительный срок. Еще более надежным является проведение инженерно-геологических изысканий в лавиноопасных районах одновременно с гляциологическими.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый Л. Д., Попов В. В. Инженерная геология. М., Стройиздат, 1975.
Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Недра», 1972.
Золотарев Г. С., Калинин Э. В., Минервин А. В. Учебное пособие по инженерной геологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970.
Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Л., «Недра», 1977.
Маслов Н. Н., Котов М. Ф. Инженерная геология. М., Стройиздат, 1971.
Попов И. В. Инженерная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1959.
Общее мерзлотоведение. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978.
Флейшман С. М. Сели. Л., Гидрометеиздат, 1970.

ЧАСТЬ III

РЕГИОНАЛЬНАЯ ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВА 13

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

§ 1. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ТЕРРИТОРИЙ

Во «Введении» указывалось, что региональная инженерная геология изучает закономерности формирования и распространения инженерно-геологических условий. Напомним, что под инженерно-геологическими условиями территории обычно понимается совокупность геологических факторов, определяющих условия инженерно-хозяйственного освоения территории. К ним относятся: геологическое строение (и горные породы), рельеф, гидрогеологические условия, геологические и инженерно-геологические процессы. Инженерно-геологические процессы возникают в результате деятельности человека, и поэтому в настоящее время надо говорить о том, что инженерно-геологические условия формируются не только под влиянием процессов, происходящих в природе, но и в результате инженерной и хозяйственной деятельности человека. Сейчас уже можно говорить о взаимосвязи между инженерно-геологическими условиями и деятельностью человека. От инженерно-геологических условий во многом зависит инженерная и хозяйственная деятельность человека, а она, в свою очередь, может привести к изменению инженерно-геологических условий. Такая постановка вопроса помогает лучше понять всю значимость вопросов, которыми занимается региональная инженерная геология. Из нее также вытекает, что одной из главных задач инженерной геологии является прогноз изменения инженерно-геологических условий территорий под влиянием деятельности человека.

Инженерно-геологические условия оказываются одинаковыми на тех территориях, которые имеют одну и ту же или близкую историю геологического развития и находятся в одних и тех же природно-климатических зонах. Если сравниваемые территории имеют разную историю геологического развития или расположены в различных природно-климатических зонах, то их инженерно-геологические условия не могут быть одинаковыми, они будут разными. Отсюда следует, что понять современные инженерно-геологические условия можно только при изучении истории геологического развития интересующей нас территории, особенно в новейшее время. Региональная инженерная геология при изучении территорий должна опираться на историческую геологию в широком понимании этого предмета. В частности, при анализе истории

геологического развития территории необходимо уделять большое внимание вопросам тектоники, палеогидрогеологии, изменениям, которые происходили в новейшее время вплоть до голоцена.

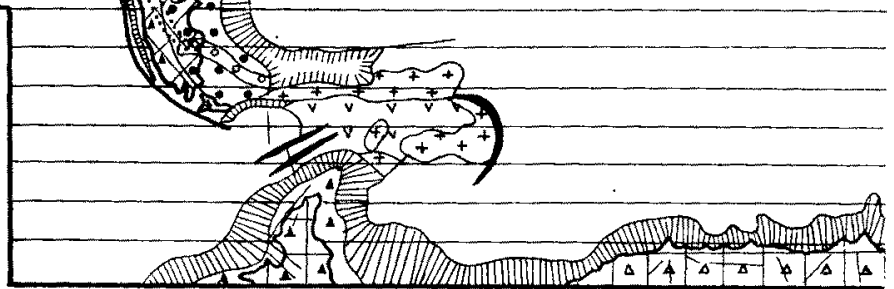
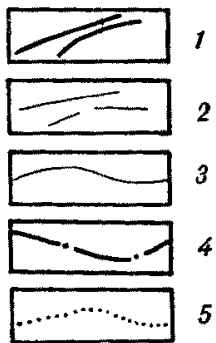
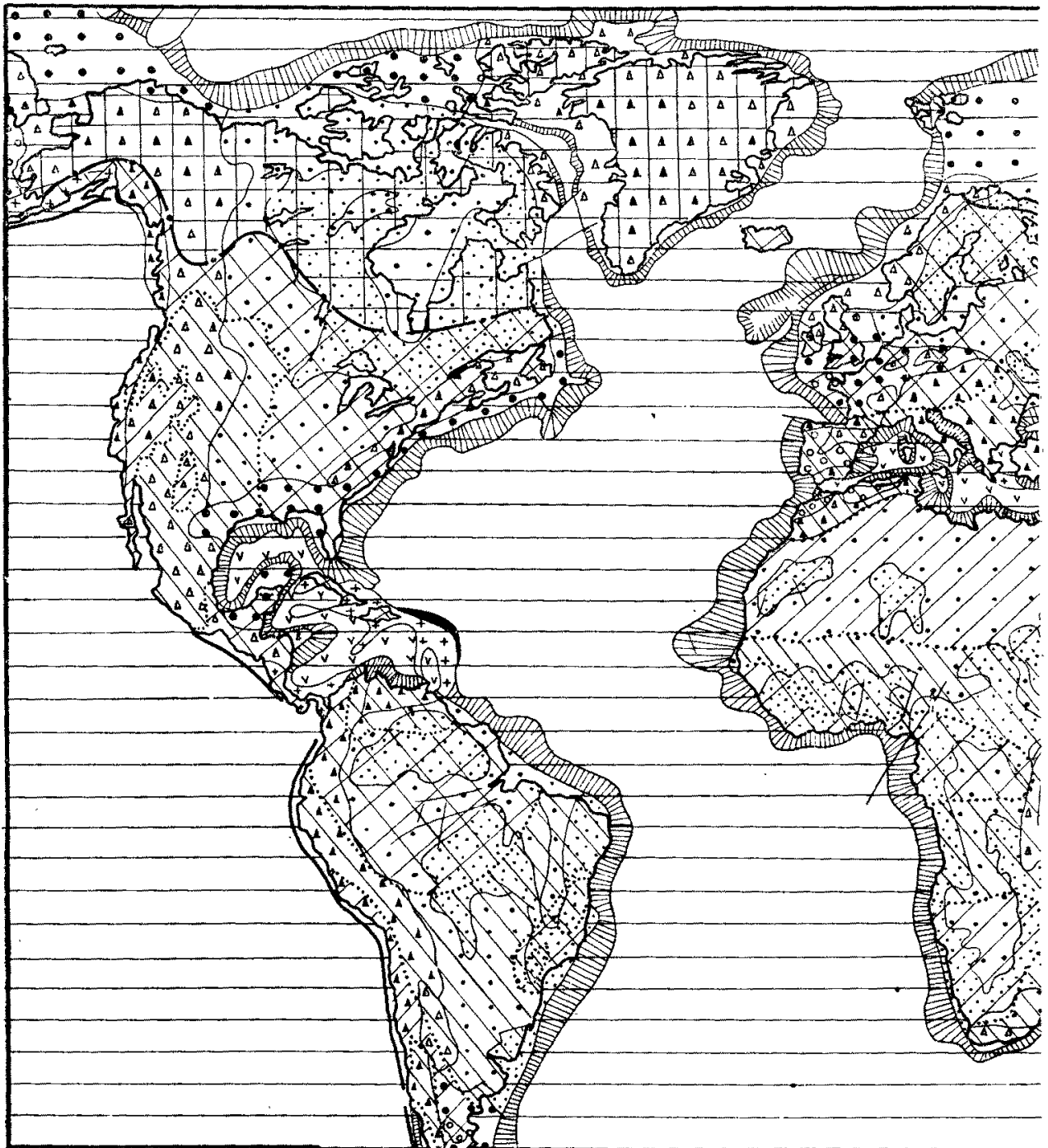
В том случае, если на интересующую инженеров-геологов территорию имеются карты необходимого масштаба — геологическая, гидрогеологическая, геоморфологическая и др., а история геологического развития территории хорошо изучена, то стоящие перед региональной инженерной геологией задачи значительно облегчаются. В этом случае необходимо объединить имеющиеся сведения общегеологического характера с теми специальными сведениями, которые были получены для данной территории в двух других разделах инженерной геологии — в грунтоведении и инженерной геодинамике. Иначе говоря, в этом случае инженерно-геологические особенности и свойства горных пород, развитых на интересующей нас территории, и действующие на ней геологические процессы должны быть рассмотрены в зависимости от геологического строения, рельефа, гидрогеологических и ландшафтно-климатических условий. Причем все это рассмотрение должно быть проведено в историческом плане, когда одновременно учитываются тектоника и палеоклимат, процессы денудации и аккумуляции и т. д.

Более сложные задачи возникают перед региональной инженерной геологией, когда инженерно-геологическому изучению подлежат недостаточно изученные территории, для которых отсутствуют геологические и другие карты необходимого масштаба. В этом случае инженерам-геологам самим приходится проводить дополнительное геологическое изучение территории наряду с изучением своих специальных вопросов. В качестве примера можно указать на то, что когда возникла необходимость срочного составления мелкомасштабных инженерно-геологических карт, обобщающих информацию об инженерно-геологических условиях территории Западной Сибири в связи с проектированием и строительством населенных пунктов, дорог, трубопроводов, ЛЭП и других сооружений, без которых была бы невозможна нормальная эксплуатация открытых нефтяных и газовых месторождений, то оказалось, что на большую часть территории Западно-Сибирской плиты имелись разномасштабные, часто неувязанные между собой геологические материалы.

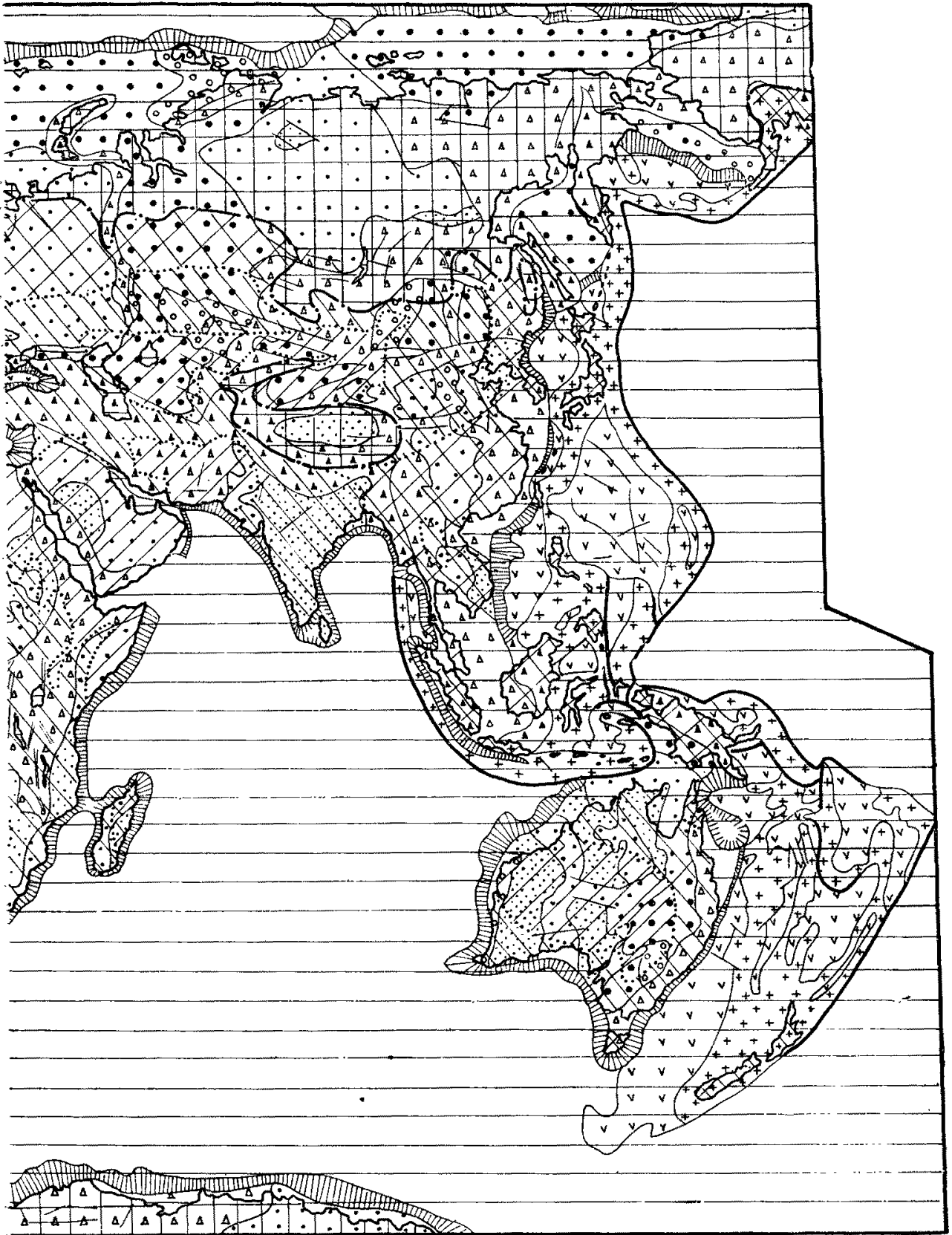
В процессе мелкомасштабного и обзорного инженерно-геологического картирования составлялись соответствующие геологические, гидрогеологические и мерзлотные карты, уточнялась картина истории геологического развития Западно-Сибирской плиты в новейшее время. Такие примеры можно привести по ряду других регионов страны.

Глубина, до которой характеризуется поверхностная часть земной коры при инженерно-геологическом изучении, определяется глубиной проникновения в земную кору человека. В настоящее время увеличивается глубина заложения фундаментов, строительства тоннелей, карьеров при разработке полезных ископаемых, глубина шахт и других сооружений и, следовательно, увеличивается глубина региональных инженерно-геологических исследований. Можно было бы сказать, что глубина региональных инженерно-геологических исследований определяется тем, что мы понимаем под геологической средой. При этом, конечно, исходят из того, для решения каких практических задач эти исследования проводятся. Но во всех случаях обязательно надо учитывать перспективы дальнейшего использования данной территории.

При инженерно-геологическом изучении территории помимо ранее перечисленных факторов, которые обычно называют региональными, изучают также зональные инженерно-геологические факторы. Под зо-



	I	II	III*	IV*
а	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
б	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
в	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
г	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]
д	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]



△ △ △ ▽ △ △	△ VI △ △	+ VII + +	▽ VIII ▽	▨ IX
△ △ △ △ △ △	△ △ △ △ △ △	+ + + + + +	▽ ▽ ▽ ▽ ▽	▨ ▨ ▨ ▨ ▨
△ △ △ △ △ △	△ △ △ △ △ △	+ + + + + +		
△ △ △ △ △ △	△ △ △ △ △ △	+ + + + + +		
△ △ △ △ △ △	△ △ △ △ △ △			

нальными инженерно-геологическими факторами понимают те закономерности развития геологических процессов и изменений состояния горных пород, залегающих в поверхностной части земной коры, которые связаны с климатом, и в первую очередь с тепло- и влагообменом поверхности изучаемой территории. Этим в основном обуславливается не только состояние пород в современной коре выветривания, но и глубина залегания и состав грунтовых вод, их фазовое состояние. Для учета зональных инженерно-геологических факторов необходимо знать историю развития территории в антропогене и ее современное состояние.

При инженерно-геологических исследованиях конкретных территорий является обязательным изучение как региональных факторов, являющихся ведущими, так как они определяют основные, главные инженерно-геологические особенности территории, которые создаются на протяжении всей истории ее геологического развития, так и зональных факторов.

§ 2. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ТЕРРИТОРИЙ

Под инженерно-геологической типизацией территории понимается выделение на ней отдельных частей, которые соответствуют определенным заранее установленным типам регионов, характеризующимся наиболее общими и существенными признаками инженерно-геологических условий. Такой подход при инженерно-геологическом изучении территорий иногда называется типологическим. Принципы типологического районирования территорий в инженерно-геологических целях до сих пор разработаны слабо, несмотря на то что на Всесоюзном совещании по инженерной геологии (Москва, 1968) проблема инженерно-геологической типизации территорий была признана одной из важнейших. Проблема инженерно-геологической типизации территорий имеет большое практическое значение, так как от нее во многом зависит рациональное решение ряда вопросов, и в частности рациональное построение детальных инженерно-геологических изысканий применительно к решению самых разнообразных задач.

То обстоятельство, что разработка инженерно-геологической типизации территории слабо продвигается вперед, по-видимому, можно объяснить тем, что попытки выделить определенные типы территорий, которые являлись бы эталонами для сходных территорий по инженерно-геологическим условиям, обычно делаются при региональных исследованиях, проходящих на территориях, больших по своей абсолютной площади и в то же время маленьких, если сравнить их с поверхностью всего земного шара.

Рис. 64. Схема типологического инженерно-геологического районирования поверхности земного шара.

Условные обозначения: Геоструктурные единицы. Материки: I — щиты древних платформ; II — плиты древних платформ, III — щиты молодых платформ; IV — плиты молодых платформ; V — эпиплатформенные орогеи и рифтогеи на складчатом основании разного возраста; VI — эпигеосинклинальные орогеи и рифтогеи на мезокайнозойском складчатом основании. Переходные структуры: VII — геосинклинальные и вулканические островные дуги; VIII — глубоководные котловины; IX — материковые склоны. Среда: а — подводная, б—д — наземная. Состояние грунтовой толщи: б — зона многолетних пород и льда; в — зона сильноувлажненных пород; г — зона умеренно увлажненных пород с признаками континентального засоления; д — зона слабоувлажненных засоленных пород. Прочие знаки: 1 — глубоководные желоба; 2 — разломы; 3 — границы геоструктурных единиц; 4 — граница распространения многолетнемерзлых пород; 5 — граница зонально-геологических единиц

Для того чтобы решить проблему инженерно-геологической типизации территорий, надо исходить из инженерно-геологической типизации поверхности всей нашей планеты.

Работы по инженерно-геологической типизации суши и шельфа океана в планетарном обзорном масштабе выполнены С. Б. Ершовой (1979). На схеме инженерно-геологической типизации земного шара (рис. 64) С. Б. Ершовой выделены крупные геолого-структурные элементы (щиты, плиты, орогены разного возраста и др.) в пределах материков, переходных структур и океанов и охарактеризована наземная среда путем выделения соответствующих зон и подзон (подзона ледников, пород без сезонного оттаивания, подзона сильноувлажненных пород с сезонным промерзанием, подзона умеренно увлажненных пород без сезонного промерзания и др.).

На рис. 64 видно, что инженерно-геологическая типизация поверхности земного шара построена на использовании двурядной перекрестной системы типологического районирования с построением двух независимых систем таксономических единиц: одной — по геолого-структурным (азональным), другой — по зонально-геологическим признакам.

Ряд, построенный на геолого-структурной основе, последовательно углубляет и детализирует региональные геологические факторы. Это дает возможность выделить и охарактеризовать крупные естественные таксономические единицы, сформировавшиеся в процессе длительной истории геологического развития и обладающие определенной общностью инженерно-геологических условий. Например, щиты древних платформ (Балтийский, Индостанский) или эпигеосинклинальные орогены (Кавказский, Камчатско-Корякский), несмотря на значительную удаленность друг от друга, имеют определенные закономерности геологического строения и состава отложений, развития формаций, строения рельефа и т. д.

Второй ряд таксономических единиц, построенный по зонально-геологическим признакам, связанным в основном с закономерностями распределения на поверхности земного шара тепла и влаги, позволяет выделить и охарактеризовать крупные зональные территориальные единицы, обычно охватывающие целый ряд региональных единиц. Например, в подзоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород с сезонным оттаиванием расположены как древние и молодые щиты и плиты (Канадский, Анабарский щиты, Западно- и Восточно-Сибирская плиты), так и эпиплатформенные (мезозоиды Аляски и Северо-Востока СССР) и эпигеосинклинальные (Камчатско-Корякский) орогены.

При наложении контуров двух рядов таксономических единиц и пересечении их границ выделяются единицы типологического инженерно-геологического районирования, которые С. Б. Ершова назвала инженерно-геологическими типами. Это части крупных геолого-структурных единиц или отдельные единицы, в пределах которых поверхностные отложения характеризуются определенной общностью состояния пород, обусловленной особенностями развития этой территории в четвертичное и особенно в голоценовое время в конкретных климатических условиях, определяемых соотношением тепла и влаги.

Всего выделено около 80 инженерно-геологических типов территорий. Эти типы территорий характеризуются идентичными последствиями антропогенного воздействия. Для выделенных типов территорий должны предусматриваться единая методика инженерно-геологического изучения, единые инструкции по инженерно-геологическим изысканиям, строительные нормы и другие документы.

Дальнейшая разработка этой проблемы дает также возможность провести более детальную инженерно-геологическую типизацию территории Советского Союза.

§ 3. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИЙ

Возможно, что со временем, когда в достаточной степени будут разработаны принципы инженерно-геологической типизации территорий и подробно изучены сами инженерно-геологические типы территорий, инженерно-геологическое районирование сведется к выделению в пространстве определенных инженерно-геологических типов территорий, т. е. будет типологическим районированием. Но пока этого не существует. Поэтому сейчас инженерно-геологическое районирование проводится по определенным принципам, без которых было бы невозможно сравнить и оценить все разнообразие инженерно-геологических условий различных территорий.

Наиболее полно принципы инженерно-геологического районирования были разработаны И. В. Поповым (1961), который предложил выделять в качестве самостоятельных таксономических единиц инженерно-геологические регионы, области, районы и подрайоны разного порядка.

Инженерно-геологические регионы выделяются по структурно-тектоническому признаку. Инженерно-геологический регион первого порядка является наиболее крупной таксономической единицей. Примером инженерно-геологического региона первого порядка является Русская платформа, на которой выделяются регионы второго порядка, такие, как Балтийский щит, Московская синеклиза, Воронежская антеклиза, Причерноморская впадина, Предкарпатский прогиб и др.

И. В. Попов предложил выделять инженерно-геологические области в пределах одного региона по геоморфологическим признакам. При таком подходе не надо забывать, что геоморфологические особенности территории являются результатом истории ее геологического развития главным образом в новейшее время. Поэтому можно сказать, что инженерно-геологические регионы — это территории, выделяемые по структурным признакам в результате анализа истории геологического развития данной территории за все доступное для нас время, а инженерно-геологические области — это части регионов, имевшие различное развитие в новейшее время, что нашло отражение, в частности, в их геоморфологических особенностях.

Инженерно-геологические области могут выделяться непосредственно при подразделении инженерно-геологических регионов первого порядка (когда они достаточно однородны в геоструктурном отношении) и в этом случае охватывать огромные территории. Примером в этом отношении является Западно-Сибирская плита. Если развитие территории в новейшее время было неоднородным, то при более детальном ее рассмотрении могут выделяться инженерно-геологические области разного порядка: не только первого, но второго и даже третьего порядка.

В инженерно-геологических областях выделяются инженерно-геологические районы, на территории которых отмечается однообразие геологического строения, выражающееся в одинаковой последовательности залегания горных пород, их мощности и петрографическом составе. Такие сравнительно небольшие территории могут образоваться при условии, что они испытывали на всей своей площади

строго одинаковые по знаку и интенсивности тектонические движения и находились в строго одинаковых палеоклиматических условиях на протяжении их истории развития, выходящей за пределы новейшего этапа геологического развития Земли.

В пределах одного инженерно-геологического района могут быть выделены инженерно-геологические подрайоны, если в этом возникает необходимость, по различному состоянию пород, проявлению современных и древних геологических процессов и т. д. Например, в пределах одного инженерно-геологического района часть пород может оказаться в многолетнемерзлом, а часть в талом состоянии. В этом случае возникает необходимость в выделении двух подрайонов. Если в пределах одного инженерно-геологического района окажется оползневой склон на значительном протяжении береговой линии, то в этом случае может возникнуть необходимость выделения двух инженерно-геологических подрайонов.

При крупномасштабном инженерно-геологическом изучении территории внутри подрайонов выделяются инженерно-геологические участки, в пределах которых, в свою очередь, могут быть выделены инженерно-геологические элементы.

Изложенные принципы выделения различных таксономических единиц при инженерно-геологическом районировании базируются на региональных инженерно-геологических факторах. При такой системе зональные инженерно-геологические факторы учитываются на разных уровнях. Так, для Западно-Сибирской плиты наличие зон различной степени тепло- и влагообеспеченности может учитываться, начиная от высшего уровня — при общей инженерно-геологической характеристике Западно-Сибирской плиты как региона первого порядка и кончая одним из низших уровней — при разделении инженерно-геологических районов на подрайоны по состоянию пород.

Выше говорилось, что зональные инженерно-геологические факторы в значительной степени зависят от тех условий, в которых находилась территория в четвертичное время и особенно в голоцене. Сопоставляя изложенное, можно прийти к выводу, что в доголоценовый период формировались главным образом региональные, а в голоцене — зональные инженерно-геологические факторы; при инженерно-геологическом районировании изучение зональных инженерно-геологических факторов имеет не меньшее значение, чем региональных.

Выделенные при инженерно-геологическом районировании таксономические единицы можно в определенной степени связать с характером горных пород, слагающих территорию. Это подчеркивает, что горные породы являются не только главным фактором при изучении геологических процессов, но и инженерно-геологических условий.

Часто возраст породы при ее инженерно-геологической оценке имеет меньшее значение, чем принадлежность к той или иной формации. Поэтому при оценке горных пород в региональной инженерной геологии к ним подходят с позиций учения о формациях. Это, конечно, не значит, что в региональной инженерной геологии следует игнорировать стратиграфическое подразделение пород. Просто геологическая формация как геологическая категория имеет большее значение при инженерно-геологической оценке территорий, чем стратиграфические элементы.

Ставя на первое место формационный принцип оценки пород, мы исходим из того, что под формацией понимается, согласно определению Н. С. Шацкого (1955), «естественно выделяемые комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы,

слои отложения) тесно, парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)». Н. С. Шацкий указывал, что формации связаны с определенными тектоническими «структурами и изменяются с изменением тектонического режима и структурного развития земной коры». В то же время на формирование формации не могут не оказывать влияние палеоклиматические условия, поскольку речь идет об одновозрастных отложениях, занимающих определенную территорию. Поэтому Н. М. Страхов (1956) назвал осадочные формации ландшафтно-тектоническими сообществами пород. Позднее, в 1960 г. Н. М. Страхов писал: «Сохранение на достаточно большом участке земной коры в течение длительного времени одного и того же тектонического режима, при одинаковых (а точнее, достаточно близких) климатических и гидрогеологических условиях (или при закономерно повторяющейся смене их), приводит к формированию единого в структурно-вещественном отношении сообщества горных пород, которое мы называем формацией горных пород». Итак, два главных фактора обуславливают возникновение формации горных пород: тектонический режим и климатические условия. Трудно отдать предпочтение одному из этих факторов. Доминирующая роль одного из них будет в какой-то степени определяться тем, к какому из классов относится формация: платформенному, геосинклинальному или орогенному.

Для платформенных формаций характерны осадочные породы. Платформенные формации горных пород охватывают большие территории; их формирование проходило при сравнительно небольших амплитудах тектонических движений. В этом случае роль палеоклиматических условий была больше, чем для геосинклинальных формаций. Палеоклиматические условия сказываются на составе и свойствах платформенных формаций, которые достаточно выдержаны на больших площадях и закономерно изменяются при переходе от одной фации к другой (в случае морских отложений от прибрежной к глубоководной).

Геосинклинальные формации возникают при интенсивном прогибании земной коры, поэтому мощность отложений может быть очень большой, а осадочные породы чередуются или залегают совместно с подводными вулканогенными образованиями. Это приводит к тому, что может не быть такой выдержанности в осадконакоплении, как у платформенных формаций.

По сравнению с горными породами платформенных формаций горные породы геосинклинальных формаций характеризуются большой метаморфизованностью, большей литифицированностью и большей дислоцированностью. По своему составу и свойствам горные породы геосинклинальных формаций являются менее однородными, но более прочными. Однако при характеристике массивов пород надо иметь в виду, что разрывных нарушений у них встречается больше, чем в случае платформенных формаций.

При формировании горных пород геосинклинальных формаций роль климата снижается и увеличивается роль тектонических движений. Как правило, в строении геосинклинальных формаций принимают участие морские толщи; широкое развитие имеют вулканогенные образования.

Подразделение формаций можно провести и по преобладающему петрографическому типу слагающих их горных пород. В этом случае можно говорить о группах магматических, метаморфических и осадочных формаций. При таком подразделении мы получим в пределах одной формации большее разнообразие пород в инженерно-геологическом

отношении и в то же время не будет утеряна связь «сообществ пород» с тектоникой и климатом. Так, все магматические породы имеют определенные инженерно-геологические особенности и свойства в зависимости от их генезиса. Поэтому достаточно подразделить все разнообразие магматических пород на толщи близкого петрографического состава, чтобы получить формации, состоящие из пород, близких в инженерно-геологическом отношении. Для подразделения на формации метаморфических пород необходимо учитывать их степень метаморфизма; ранее указывалось, что выделяются слабо-, средне- и сильнометаморфизованные породы. При подразделении осадочных пород необходимо учитывать их состав в соответствии с группами, выделенными в общей классификации грунтов, и степень их литификации.

Существует определенная зависимость между положением формации в геологическом разрезе и степенью литификации и метаморфизма слагающих ее пород. Поэтому при оценке горных пород в региональной инженерной геологии важно установить, к какому структурному этажу они относятся. Обычно степень литификации и метаморфизации горных пород увеличивается, если они принадлежат к формации, приуроченной к более низкому структурному этажу. Г. А. Голодковская (1968) на примерах Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы показала, что в пределах одного структурного этажа свойства пород каждого петрографического типа остаются относительно постоянными, но качественно изменяются при перестройке структурного плана вследствие формирования новых областей сноса и создания нового тектонического режима осадконакопления и постседиментационных процессов.

Если сопоставить изложенные представления о формациях и структурных этажах с ранее выделенными инженерно-геологическими таксономическими единицами, то между ними выявится определенная зависимость. Инженерно-геологические регионы охватывают территории, у которых в геологическом строении верхних горизонтов участвует несколько структурных этажей, каждый из которых сложен определенными формациями. В пределах инженерно-геологической области поверхностные отложения принадлежат к одному структурному этажу, часто к одной формации, но могут быть представлены различными геолого-генетическими комплексами пород. В инженерно-геологическом районе мы имеем дело с породами одного геолого-генетического комплекса.

ГЛАВА 14

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ СССР

§ 1. ОБЩАЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ СССР

Инженерно-геологическое районирование территории СССР базируется на тектонической схеме, предусматривающей выделение крупных структурных единиц. В соответствии с тектонической схемой, составленной А. А. Богдановым (1964), такими структурными единицами являются: I — древние докембрийские платформы (Русская и Сибирская); II — молодые эпипалеозойские плиты (Западно-Сибирская и Туран-

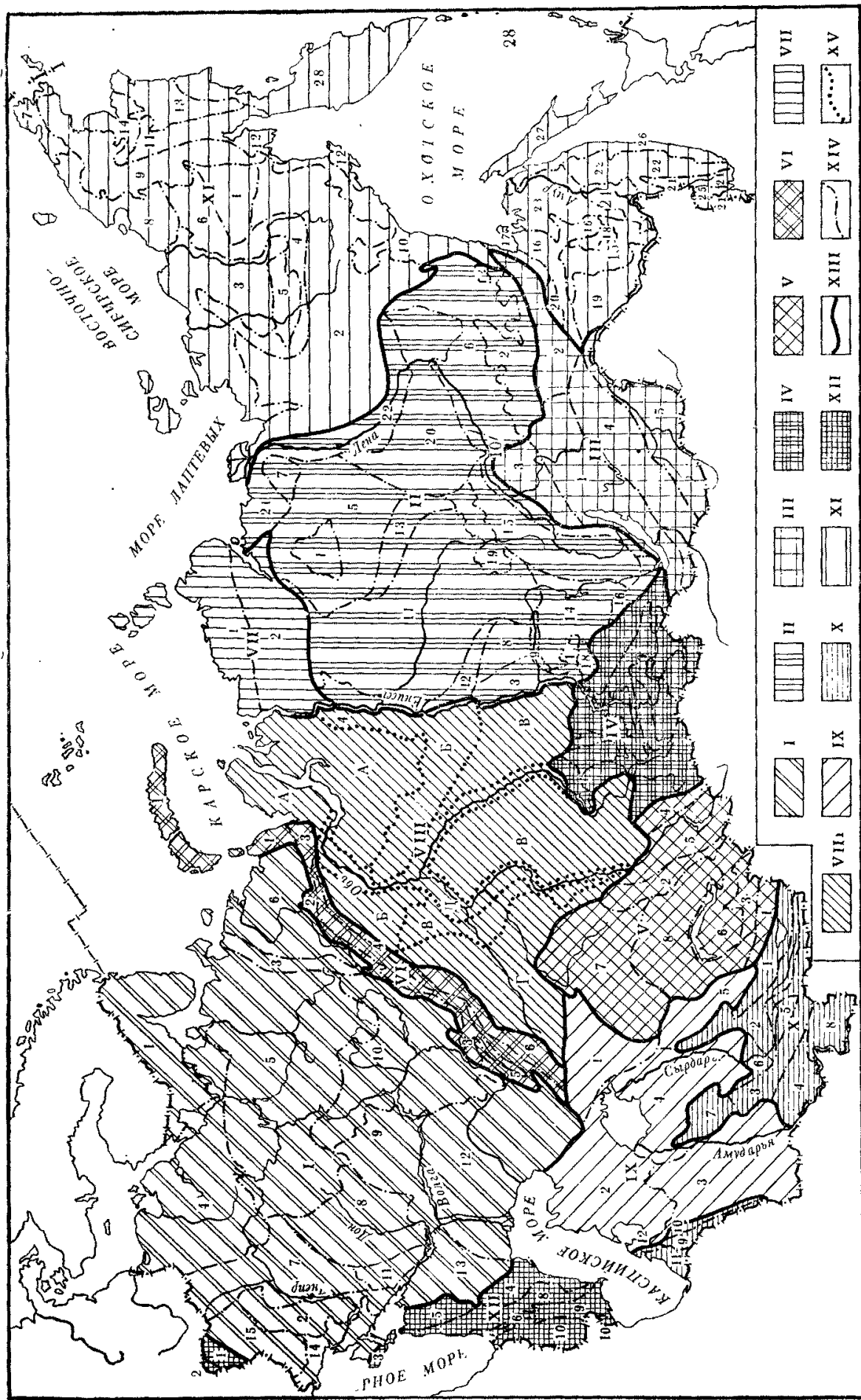


Рис. 65. Схема инженерно-геологического районирования территории СССР. Регионы I порядка (в соответствии со схемой А. А. Богданова, 1964): I — Русская платформа; II — Сибирская платформа; III — Забайкальская складчатая страна; IV — Алтай-Саянская складчатая страна; V — Казахская складчатая страна; VI — Урало-Новоземельская горная страна; VII — Таймыр-Североземельская складчатая страна; VIII — Западно-Сибирская плита; IX — Туранская плита; X — горно-складчатые сооружения Средней Азии; XI — Тихоокеанская геосинклинальная область; XII — Альпийская складчатая система юга европейской части СССР; границы: XIII — инженерно-геологических регионов I порядка и XIV — II порядка; XV — инженерно-геологических областей; I, 2, 3 и т. д., А, Б, В — отвечающие крупным геолого-структурным элементам платформ или складчатых областей

ская); III — регионы байкальской (допалеозойской) складчатости (Байкальский, Таймырский); IV — регионы каледонской (раннепалеозойской) складчатости (Алтае-Саянский, Западно-Казахстанский); V — регионы герцинской (позднепалеозойской) складчатости (Уральский, Восточно-Казахстанский, Тянь-Шаньский); VI — регионы мезозойской складчатости (Верхоянский, Восточно-Забайкальско-Приамурский, Охотско-Чукотский и др.); VII — регионы альпийской складчатости юга СССР (Карпатский, Крымский, Кавказский, Копетдагский, Памирский); VIII — регионы альпийской складчатости востока СССР (Камчатский, Сахалинский).

Г. А. Голодковская (1976) составила схему инженерно-геологического районирования территории СССР (рис. 65).

В этой схеме перечисленные инженерно-геологические регионы первого порядка подразделяются на инженерно-геологические регионы второго порядка, а в отдельных случаях на инженерно-геологические области (Западно-Сибирская плита). Инженерно-геологические регионы второго порядка по своим инженерно-геологическим условиям, будучи в пределах одного и того же инженерно-геологического региона первого порядка, могут значительно отличаться друг от друга. В качестве примера можно взять Русскую платформу, в состав которой входят как древние кристаллические щиты (Балтийский, Украинский), так и докембрийская плита, подразделяющаяся на самые разнообразные геолого-структурные элементы, среди которых как антипод кристаллическим щитам можно назвать Печорскую синеклизу — территорию, испытывающую активное прогибание, в результате чего мощность четвертичных отложений в ее пределах достигает 200 м и более.

Если же наложить на инженерно-геологические регионы первого порядка почвенно-климатическую зональность, отражающую тепло- и влагообеспеченность поверхностной толщи горных пород, которая далеко не всегда будет совпадать с геологическими границами, в частности с границами инженерно-геологических регионов и областей, то инженерно-геологические регионы предстанут как сложные природные образования, ограничивающие определенные участки земной коры. Сложность их в первую очередь будет выражаться в неоднородности территории инженерно-геологических регионов первого порядка как в отношении региональных, так и в отношении зональных инженерно-геологических факторов.

Современные инженерно-геологические условия инженерно-геологических регионов формировались на протяжении всей их истории геологического развития. При этом очень большое влияние на инженерно-геологические условия оказывали тектонические движения: их характер, направленность, интенсивность и постоянство. Примеров в этом отношении можно привести много. Платформы и горно-складчатые области резко отличаются по своим инженерно-геологическим условиям. Если взять отдельные части платформ, то в результате воздействия на них тектонических движений разного характера их инженерно-геологические условия будут также неодинаковы. Например, щиты в результате длительного поднятия и процессов денудации будут иметь на поверхности, в зависимости от их возраста, породы разной степени метаморфизации и литификации; породы осадочного чехла, и в частности четвертичные отложения, развиты на них спорадически. Наоборот, на территории молодых плит, образовавшихся в результате отрицательных тектонических движений, верхнюю часть их разреза слагают кайнозойские, в первую очередь четвертичные, слаболитифицированные отложения. Понять, как

же изменяются инженерно-геологические условия в первом и втором случаях, можно лучше всего на конкретных примерах.

При кратком изложении инженерно-геологических особенностей территории СССР мы считаем возможным выделить в ее пределах четыре укрупненных инженерно-геологических типа:

щиты древних и молодых платформ;

плнты древних и молодых платформ;

орогены и рифтогены, не испытавшие существенного влияния альпийской складчатости;

орогены и рифтогены альпийского возраста или испытавшие на себе существенное влияние альпийской складчатости.

§ 2. ЩИТЫ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Общая характеристика

Щиты древних платформ являются областями длительного поднятия и размыва. Сложены преимущественно прочными породами с кристаллизационными связями. Фундамент имеет блоковое строение. Слагающие его горные породы образуют несколько структурных этажей, сложнодислоцированы и высокометаморфизированы. Среди них преобладают гнейсы, граниты, кристаллические сланцы, кварциты, слагающие формации докембрийского возраста. Прочность этих пород в ненарушенном состоянии вполне достаточна для возведения любого сооружения. Основными факторами, снижающими прочность массивов, являются интенсивная тектоническая трещиноватость и выветрелость пород. Характерно широкое развитие региональных разрывных нарушений, обычно образующих строго ориентированные зоны трещиноватых пород протяженностью от нескольких сотен до тысячи и более метров.

Осадочный чехол небольшой мощности распространен спорадически. Породы залегают спокойно и часто заполняют депрессии.

Подземные воды трещинного и трещинно-жильного типа. Зоны разломов, как правило, повышено обводнены, являются путями сосредоточения фильтрации подземных вод. Часто рельеф представлен преимущественно денудационными равнинами, реже — плоскогорьями и горами.

При строительстве наибольшие осложнения приурочены к зонам разломов. Здесь наиболее вероятны обрушения откосов карьеров и котлованов, вывалы горных пород в шахтах и тоннелях, повышенные водопритоки. Возможен карст в породах осадочного чехла.

К щитам древних платформ относятся: Балтийский и Украинский щиты Русской платформы, Алданский и Анабарский щиты Сибирской платформы.

Щиты молодых платформ имеют много общего со щитами древних платформ. Однако отмечаются и существенные отличия. Породы, слагающие фундамент, относятся к терригенно-вулканогенным, карбонатно-терригенным, карбонатным, флишевым интрузивным формациям. Степень метаморфизованности пород различная. Породы неморфизованные сильно литифицированы. Гидрогеологические условия определяются наличием трещинных, трещинно-жильных, трещинно-карстовых, трещинно-пластовых напорных и безнапорных вод. Примером служит Казахстанский щит.

Балтийский щит занимает крайнюю северо-западную часть Русской платформы — Карелию и Кольский полуостров. Балтийский щит является древнейшей добайкальской структурой, которая с конца среднего протерозоя испытывала тенденцию к поднятию. Поэтому Балтийский щит сложен преимущественно метаморфическими породами архейского и раннепротерозойского возраста и отдельными интрузивными массивами карельского, байкальского, каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. Лишь в синклинальных структурах и грабенах встречаются осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя — раннего кембрия. Древние образования на большей части региона залегают под толщей четвертичных осадков мощностью 10 и более, редко 170 м.

Среди четвертичных отложений преобладают морские глины, отложившиеся во время четвертичных трансгрессий, и ледниковые (моренные) отложения. Среди последних встречаются различные гранулометрические разновидности — от галечно-гравийных до суглинистых и глинистых. Преобладают галечно-гравийные моренные отложения.

Там, где встречаются пылеватые пески и супеси, обладающие низкой фильтрационной способностью, наблюдается развитие поверхностных сплывов на склонах и откосах при воздействии на них гидродинамического давления. Значительное содержание в моренных отложениях пылеватых частиц обуславливает склонность их к пучению при промерзании, что нередко приводит к серьезным деформациям сооружений.

На территории Балтийского щита наиболее высокие абсолютные отметки находятся на территории Кольского полуострова. Здесь небольшую площадь занимают невысокие горы, где отметки достигают 1191 м. В низкогорных районах Кольского полуострова большую опасность для горных предприятий и населенных пунктов представляют снежные лавины, достигающие иногда скорости 60—70 м/с. В районе Кировска за год сходят 100—150 крупных лавин; примерно половина из них вызывается искусственно специальной противолавинной службой.

Большая часть территории Балтийского щита относится к лесной зоне, точнее, к подзоне тайги. Часть Кольского полуострова занята тундрой и лесотундрой. Породы, составляющие поверхностную часть земной коры на территории Балтийского щита, в большей части находятся в зоне избыточного увлажнения при наличии сезонного промерзания.

В связи с добычей полезных ископаемых в первую очередь необходимо отметить весьма неравномерное распределение напряжений в сейсмогенных зонах северной части Балтийского щита. Аномально-высокие напряжения в кристаллических породах вызывают вывалы, «стреляние» пород и горные удары. Их связывают с неотектоническими глыбовыми движениями вдоль разломов северо-западного направления.

Украинский щит является положительной структурой в юго-западной части Русской платформы. На его территории в строении докембрийского и байкальского структурных этажей принимают участие метаморфические и изверженные породы.

Метаморфические породы отличаются большим разнообразием. Это различные гнейсы, мигматиты, кварциты, джеспилиты, роговики, карбонатно-хлоритовые и амфиболитовые сланцы, конгломераты. Наиболее детально они изучены в Криворожском бассейне и в Приазовье в связи с разведкой и разработкой железорудных месторождений. Все метаморфические породы обладают высокой механической прочностью. Прочность метаморфических пород на сжатие составляет 50—200 МПа. Величина временного сопротивления раздавливанию почти у всех пород

изменяется в десятки раз в зависимости от степени их выветрелости и трещиноватости.

Интрузивные породы представлены разнообразными гранитами, габбро, реже — диоритами, сиенитами и амфиболитами. Это также высокопрочные породы, являющиеся надежным основанием любых сооружений. Они являются основаниями Днепровской гидроэлектростанции им. В. И. Ленина, Днепродзержинской и Кременчугской ГЭС.

Дислоцированные породы докембрия Украинского щита перекрыты чехлом мезокайнозойских образований мощностью от первых метров до 250 м. Специфической особенностью района являются мощные коры выветривания, которые сформировались в юрско-меловую и палеогеновую эпохи корообразования и занимают около 82% площади Украинского кристаллического массива; мощность их 10—40 м и лишь в отдельных местах достигает более 100 м. При строительстве Днепродзержинской плотины среднее значение модуля общей деформации коры выветривания, образовавшейся на гранитогнейсах и гнейсах, составляло по штампу 67 МПа.

Породы поверхностной толщи Украинского щита находятся в зоне недостаточного увлажнения; сезонное промерзание пород небольшое.

Алданский и Анабарский щиты Сибирской платформы имеют разную изученность; Анабарский щит изучен пока мало. Несмотря на это, можно сказать, что Алданский и Анабарский щиты имеют много общего. Для обоих щитов характерно, что их слагают породы формации докембрийского (преимущественно дорифейского) возраста, претерпевшие длительный и глубокий региональный метаморфизм. Прочность этих пород (гнейсы, гранитогнейсы, кварциты, кристаллические сланцы) в ненарушенном состоянии достаточна для возведения сооружений любого типа.

Основными факторами, снижающими прочность массивов докембрийских пород, являются тектоническая раздробленность и трещиноватость, линейный характер выветривания по ослабленным зонам. Для обоих щитов характерно широкое развитие региональных разрывных нарушений, обычно достаточно строго ориентированных, сопровождающих зонами тектонитов и зонами повышено-трещиноватых пород мощностью до нескольких километров. Помимо региональных разломов широко развиты разрывные дислокации более высокого порядка. При строительстве здесь возможны обрушения в откосах, сдвиги в основании сооружений, повышение горного давления и вывалы горных пород в шахтах и тоннелях выветрелых и трещиноватых пород. Выявление ослабленных зон, изучение их размеров и строения, состояния пород под влиянием дизъюнктивов — главная задача инженерно-геологических исследований на территории Алданского и Анабарского щитов. Решающее значение в формировании гидрогеологических условий этих щитов имеет разрывная тектоника. Здесь типичны воды трещинного типа; зоны разломов, как правило, повышено обводнены, являются путями сосредоточенной фильтрации подземных вод. Проходка в них подземных горных выработок, карьеров и строительных котлованов может сопровождаться значительными водопритоками.

Прочность массивов архейских и протерозойских пород значительно снижается в верхней выветрелой зоне, а также за счет их интенсивной тектонической нарушенности.

В пределах Алданского щита трещиноватые и смятые в сложные складки карбонатные породы протерозоя и нижнего — среднего палеозоя распространены в виде небольших по площади массивов или зон

среди метаморфических и терригенных толщ. Здесь развиты карстовые формы небольшой площади, но значительной глубины в основном вдоль линий разломов и трещин в зонах контактов пород.

На территории Алданского и Анабарского щитов широко распространены многолетнемерзлые породы. В пределах Анабарского щита толща многолетнемерзлых пород достигает при очень низких средних годовых температурах 600 м и более. Мощность толщ многолетнемерзлых пород в пределах Алданского щита значительно меньше, а их средние годовые температуры выше. На северном склоне Алданского щита достаточно широко распространены карбонатные породы кембрия с древними закарстованными зонами. Циркуляция подземных вод в них существенно противодействовала образованию сплошной мерзлоты. При вскрытии этих зон речной эрозией они могут поглощать поверхностные потоки или выносить карстовые воды на поверхность, образуя наледи из-за непрерывного водообмена. Развитие карста на участках таликов протекает более интенсивно. В крупных карстовых полостях в зоне аэрации очень часто происходит образование многолетних подземных льдов.

В качестве примера щита молодых платформ рассмотрим **Казахстанский щит**. Территория Казахстанского щита охватывает часть Казахской складчатой страны ограничена Туранской плитой на западе и юго-западе и долиной Иртыша на востоке. Она простирается от альпийских горных сооружений орогенного пояса Казахстана на юге и юго-востоке до Западно-Сибирской плиты на севере. Характер поверхности инженерно-геологических условий Казахстанского щита в значительной степени определяется особенностями его геологического строения и геологического развития.

Палеозойская история геологического развития Казахстанского щита завершилась общим подъемом и связанным с ним длительным выравниванием созданного рельефа. В мезозое территория щита находилась в стадии относительного тектонического покоя. И осадконакопление осуществлялось в отдельных впадинах. По всей территории в условиях аридного климата протекали процессы образования древней мезозойской коры выветривания латеритного профиля.

В условиях медленных поднятий одних участков и опусканий других в Карагандинской впадине сформировалась сероцветная угленосная формация (триас—юра), местами близко залегающая к поверхности. На Куушокинском месторождении она вскрывается под 2—5-метровым покровом четвертичных отложений: песчаники с глинистым цементом и алевролиты чередуются с прослоями каменного угля рабочей мощности. В настоящее время в Карагандинском каменноугольном бассейне действующими шахтами разрабатываются 11 угольных пластов с суммарной мощностью 21—30 м. Интенсивная добыча каменного угля привела к распространению подработанного пространства на территорию городской застройки Караганды. При этом деформации пород вокруг выработанного пространства, в зависимости от глубины залегания выработанных пластов, зачастую достигают поверхности земли, обуславливая сдвигание пород с образованием мульд оседания глубиной до 50 м, с радиусом кривизны 12—29 м. Опыт строительства на территории Карагандинского угольного бассейна подтверждает возможность успешного строительства зданий и сооружений при определенных горнотехнических условиях подработки с применением комплекса конструктивных мероприятий.

К началу раннего мела тектонические движения, расчленявшие палеозойский фундамент, затухают и территория Казахстанского щита

приобретает черты эпигерцинского щита, перекрытого прерывистым чехлом континентальных отложений.

Среди континентальных озерно-аллювиальных отложений изучались глины по трассе Иртыш — Караганда и в районе г. Джезказгана.

Их естественная влажность 23—24%, пластичность (M_p) — 24—25. Глины средней степени литификации. В условиях природного залегания консистенция глин преимущественно полутвердая, реже мягкопластичная.

В палеогене на территории Казахстанского щита интенсивно протекали процессы химического выветривания, развитию которых способствовали плоский рельеф, климат и ландшафт, сходные с саванной. В результате широкое распространение получили коры выветривания постгерцинского возраста, имеющие мощность до 100 м в пределах опущенных тектонических блоков и резко сокращенную (до 10—15 м) на поднятиях древнего рельефа. По своему гранулометрическому составу в зоне дробления это породы, относящиеся к глинам и суглинкам с естественной влажностью 12—25%, углом внутреннего трения (φ) 17—21° и сцеплением (c) 0,03—0,06 МПа (район Кокчетав).

В олигоцене новый этап тектонических подвижек обусловил значительное расчленение рельефа и накопление грубозернистых пролювиально-аллювиальных осадков, что способствовало дальнейшему выравниванию рельефа. В неогене климат становится более аридным, накапливаются глинистые гипсоносные осадки и монтмориллонитовые глины. В новейший этап развития Казахстанского щита на обширных мелко-сопочных равнинах широкое развитие получили делювиально-пролювиальные, аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, среди которых встречаются просадочные лёссовые породы (i_m достигает 0,05 при нагрузке 0,3 МПа); просадочностью лёссовые породы обладают до глубины 4—5 м. Озерные отложения в пределах озерных котловин характеризуются различной консистенцией — от полутвердой до текуче-пластичной — и высокой засоленностью. На трассе канала Иртыш — Караганда на отдельных участках содержание водно-растворимых солей в глинистых грунтах составляло 60% при мощности засоленного слоя 5 м. Засоленные грунты при замачивании вследствие разрушения солевых цементационных связей резко снижают свои прочностные свойства и под нагрузкой проявляют просадку. В практике строительства имеются примеры деформаций зданий и сооружений, выстроенных на засоленных грунтах. На Джезказганском медеплавильном заводе максимальная осадка фундамента на засоленных водонасыщенных грунтах составила 80—140 мм.

Наибольшие абсолютные отметки на Казахстанском щите 1500 м находятся на Балхаш-Тенизском водоразделе.

На Казахстанском щите выделяются три ландшафтно-климатические зоны: лесостепная (к северу от широты г. Кокчетав), степная (южная граница проходит примерно по широте г. Караганды) и полупустынная или зона сухих степей. Среднегодовая сумма осадков этих зон при движении с севера на юг изменяется от 300—330 до 150—280 мм; Казахстанский щит находится в зоне недостаточного увлажнения. Этим во многом определяется характер современных экзогенных геологических процессов. На отдельных участках образуются такыры, солонцы и солончаки, которые при увлажнении нередко становятся непроходимыми для транспорта.

Канал Иртыш — Караганда, который частично проходит по Казахстанскому щиту, является одним из крупнейших современных гидротехнических сооружений. По каналу сооружено свыше 100 различных гидро-

технических устройств, в том числе 25 насосных станций. Четырнадцать земляных плотин создали ряд водохранилищ с общей водной поверхностью порядка 150 км² и объемом воды в них около 1 млрд. м³. Общее протяжение канала от Иртыша до Караганды составляет 485 км. Ширина канала по дну около 4 м, поверху — 40 м. Глубина заложения канала в мягких грунтах — 5 м, в скальных — 7 м.

Подводя итог, можно сделать вывод, что инженерно-геологические условия территории щита молодой платформы значительно отличаются от таковых для щитов древних платформ. Это отличие в первую очередь обуславливается значительно большим развитием мезокайнозойских пород.

§ 3. ПЛИТЫ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Общая характеристика

Плиты древних платформ — области с платформенным чехлом мощностью от сотен метров до нескольких километров. Породы, слагающие эту мощную толщу, относятся к терригенным, карбонатно-терригенным, базальтовым и трапповым формациям, принадлежащим к нескольким структурным этажам. Геологическое строение верхних горизонтов осадочной толщи зависит от структурных форм. В антеклизях преобладают палеозойские отложения, представленные упрочненными разновидностями пород: плотными, часто аргиллитоподобными глинами, алевролитами, песчаниками; широко распространены карбонатные толщи, в которых могут быть развиты карстовые процессы. Синеклизы, как правило, сложены мезозойскими песчано-глинистыми отложениями, которые являются достаточно надежными основаниями для различных сооружений. Менее устойчивы эти породы на природных склонах и в бортах искусственных выемок; в этом случае в долинах рек интенсивно образуются оползни.

Поверхностные геолого-генетические комплексы отложений разнообразны: морские, ледниковые, аллювиальные, элювиальные и др.

Гидрогеологические условия определяются наличием артезианских бассейнов и широким развитием различного рода пластовых и трещинно-пластовых вод, которые образуют в разрезе сложно построенные водоносные комплексы. С разгрузкой этих вод в строительные выработки могут быть связаны прорывы плывунов и суффозионно-карстовые провалы. Высокий напор артезианских вод может вызвать значительное «взвешивающее» давление на основания сооружений.

Рельеф представлен денудационными и аккумулятивными равнинами. Примерами древних плит служат плиты Русской и Восточно-Сибирской платформ.

Плиты молодых платформ характеризуются тем, что верхнюю часть их разреза слагают кайнозойские, и в первую очередь четвертичные, отложения значительной мощности. Основной инженерно-геологической особенностью пород этого комплекса является незавершенность процессов прогрессивного литогенеза; породы не имеют кристаллизационных структурных связей. Пески обладают высокой пористостью, глины пластичные, сжимаемые и сильносжимаемые, как правило, набухающие.

В верхнем структурном этаже породы различных геолого-генетических комплексов сохраняют присущие им генетические особенности. Это не всегда можно сказать о породах более низких структурных эта-

жей, которые объединяют преимущественно терригенные формации кайнозойского и мезозойского возраста.

Горизонтальное залегание пород, выдержанность фаций на больших площадях способствуют формированию горизонтов поровых вод, разделенных региональными водоупорами. Пластовые воды могут быть безнапорными и напорными вследствие наличия артезианских бассейнов.

Рельеф представлен преимущественно аккумулятивными равнинами.

При строительстве на территории плит молодых платформ возможны выпор пород в котлованах в результате набухания и разгрузки глин, суффозия и оплывание песчаных откосов, оползни. Высокая сжимаемость пород ограничивает допускаемые на них нагрузки. Типичным примером плиты молодой платформы является Западная Сибирь.

Плита Русской платформы составляет основную ее часть; площадь плиты значительно больше общей площади Балтийского и Украинского щитов. Плита Русской платформы подразделяется на инженерно-геологические регионы второго порядка. В качестве примера назовем: Тиманский кряж, Воронежскую антеклизу, Московскую синеклизу, Печорскую синеклизу, Днепровско-Донецкую впадину и др. Каждый из этих инженерно-геологических регионов второго порядка имеет свои особенности и может быть охарактеризован отдельно. Но в то же время совокупность их позволяет охарактеризовать особенности плиты Русской платформы, а вместе с Балтийским и Украинским щитами — Русскую платформу в целом.

Осадочный чехол плиты Русской платформы подразделяется на ряд структурных этажей, отвечающих крупным этапам геологической истории платформы: байкальскому, каледонскому, герцинскому и киммерийско-альпийскому. В самостоятельный этаж может быть выделена также самая верхняя часть осадочного чехла, отвечающая неотектоническому этапу формирования платформы и отличающаяся большим своеобразием строения, состава и свойств слагающих ее пород.

В **байкальский этап развития** плиты на ее территории накопились мощные толщи терригенных отложений, залегающих близко к поверхности лишь в северо-западных районах (Ленинградская область и Северная Прибалтика) и на Тимане. Центральная часть плиты испытывала длительные нисходящие движения, которые привели к образованию Московской синеклизы.

На Тимане в позднем рифее образовалась формация ультраосновных щелочных пород (пикриты, пироксениты и др.), а также происходило внедрение интрузий габбро и сиенитов. Это сказалось на особенностях геологического строения Тиманского кряжа, представляющего собой систему блоковых поднятий древнего рифейского фундамента, перекрытых дислоцированными породами палеозоя и маломощным чехлом четвертичных отложений.

Тиманский кряж представляет собой крупную положительную морфоструктуру, вытянутую в субмеридиональном направлении почти на 1000 км и состоящую из системы параллельных гряд, интенсивно расчлененных густой сетью небольших рек и ручьев. Средние абсолютные высоты кряжа 200—250 м, максимальные — 470 м.

В Прибалтике байкальский структурный этаж (верхний протерозой — нижний кембрий) представлен терригенной морской формацией. Из отложений этой формации наибольший практический интерес представляют ламинаритовые глины верхнего протерозоя и синие глины нижнего кембрия.

Ламинаритовые глины — тонкослоистые, реже — массивные. Слои-

стость глин неправильная, мелколинзовидная, встречаются прослойки и линзы песков и слабых песчаников. Глины твердые, плотные, разрабатываются только ударными инструментами или взрывным способом. Нередко разбиты трещинами отдельности и по трещинам водоносны. В зоне аэрации глины растрескиваются. По внешнему виду и физико-механическим свойствам они приближаются к полускальным породам. Ламинаритовые глины широко распространены на всей территории региона, но в зоне инженерного воздействия находятся только в пределах Предглинтовой низменности, где залегают на глубине первых десятков метров.

В отличие от ламинаритовых, синие глины сохранили свою пластичность и находятся в тугопластичной или полутвердой консистенции. В естественных обнажениях в выветрелом и увлажненном состоянии — вязкие и липкие, при высыхании — сильно растрескиваются. В пределах Предглинтовой низменности синие глины залегают на глубине 20—30 м, обнажаясь в основании Ордовикского глинта и в долинах прорезающих его рек. Верхняя часть толщи синих глин несет на себе следы гляциодислокаций (район Нарвской ГЭС, Ленинград).

Пески и песчаники, принимающие участие в строении байкальского структурного этажа, в Прибалтике имеют вполне благоприятную инженерно-геологическую характеристику.

Для каледонского этапа развития характерно формирование мощных морских толщ известняков и доломитов. Известняки ордовика выходят на поверхность в районе Ладожского озера и далее на запад вдоль Финского залива, где они образуют высокий уступ — Глинт. Известняки сильно закарстованы. На них построена плотина Волховской ГЭС и ряд других крупных сооружений. Свойства известняков и доломитов близки между собой. Так, для района Нарвской ГЭС их временное сопротивление сжатию составляло в воздушно-сухом состоянии — 50—60 МПа, в водонасыщенном — 40—50 МПа. Но можно встретить также разности известняков и доломитов, имеющих временное сопротивление сжатию менее 10 МПа.

Герцинский этап развития характеризуется новым опусканием платформы. В это время формируются девонские отложения, которые сейчас в Прибалтике и Белоруссии залегают на небольшой глубине или выходят на дневную поверхность; это — главное девонское поле. Девонские отложения представлены красноцветными песчано-глинистыми толщами. Красноцветные образования верхнего девона являются основанием Нижне- и Верхнесвирских ГЭС и ряда других крупных сооружений.

В каменноугольный период на территории Русской плиты сформировался ряд прогибов.

К концу намюра окончательно оформился прогиб Большого Донбасса, который характеризовался устойчивой тенденцией к прогибанию. В строении каменноугольных толщ Донбасса наблюдается ритмичное чередование слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков и каменного угля. Несмотря на то что эти отложения залегают на больших глубинах, в связи с разработкой угольных месторождений Донбасса и возникающими при этом инженерными проблемами они представляют значительный интерес и для специалистов по инженерной геологии.

В Центральном Донбассе на долю песчаников приходится 30—35% разреза, алевролитов и аргиллитов — 55—60, известняков около 2, углей — около 1%.

Надежным индикатором степени метаморфизма являются виды углей. Наиболее метаморфизованы породы, вмещающие антрациты.

В целом степень метаморфизма пород увеличивается с северо-запада на юго-восток и от периферии бассейна к его центральной части. В соответствии с этим изменяется и прочность пород. В среднем прочность на сжатие составляет у песчаников 40 МПа, у алевролитов — 30, у аргиллитов — 20 МПа. При выветривании прочность пород значительно уменьшается.

Во второй половине среднего карбона на Русской платформе устанавливается относительно устойчивый морской режим и основными типами осадков становятся известняки и доломиты. Отложения карбона выходят на поверхность широкой полосой вдоль западной и южной окраин Московской синеклизы и являются основанием многих сооружений (в том числе и в пределах Москвы). С ними связано развитие карста.

При выветривании доломитов образуется особый тип алеврита, получивший название «доломитовой муки». В большинстве случаев мощность слоя доломитовой муки измеряется метрами, но местами достигает 20 м и более. Так, в Окско-Клязьминском районе мощность толщи доломитовой муки достигает 40 м.

Опыт строительства на доломитовой муке пока сравнительно невелик, но уже известны случаи значительных деформаций и даже полного разрушения сооружений. Дело не только в неблагоприятных свойствах доломитовой муки, резком снижении ее прочности при увлажнении, но и в трудностях улучшения ее свойств. Как показал опыт, такие методы, как цементация, силикатизация и другие, не дают здесь должного эффекта в связи с низкой проницаемостью доломитовой муки.

В разрезе пермских отложений в пределах Волго-Уральского региона преобладают отложения двух формаций: галогенно-карбонатной нижней перми и терригенной красноцветной верхней перми.

Отложения верхней перми (преимущественно татарского яруса) выходят на поверхность в восточной части платформы (в бассейне Камы, среднего течения Волги), где служат основанием ряда крупных ГЭС (Горьковской, Чебоксарской и др.) и многих других сооружений.

Континентальная красноцветная формация татарского яруса верхней перми представлена глинами, алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов, мергелей и известняков (преимущественно в низах разреза). Общими для пород формации являются укрупнение зернистости, уменьшение карбонатности в восточном направлении и уменьшение мощности от 400 м на востоке до 100 м на западе. Красноцветные породы слагают обширные водоразделы, вскрываются в эрозионных врезках и являются естественными основаниями многих сооружений. Преобладают среди пород формации в различной степени опесчаненные и известковистые глины твердой и полутвердой консистенций. По физическим свойствам глинистые породы весьма неоднородны, что объясняется пестротой и изменчивостью их литологического состава. Это хорошо видно при сравнении глин района Чебоксарской ГЭС, Воткинской ГЭС, Ижевска, Куйбышева и др.

Галогенно-карбонатные отложения нижней перми залегают, как правило, на значительных глубинах, но местами также вскрываются долиной Камы и ее притоков и служат основанием крупных гидротехнических сооружений (Нижекамская ГЭС). К этим отложениям приурочен карст.

В бассейне Печоры на сравнительно небольших глубинах залегают породы угленосной и терригенной красноцветной формаций пермотриаса. Породы угленосной формации Печорского бассейна залегают на глубине от нескольких до 200 м и представляют

переслаивание песчаников и алевролитов с подчиненными им аргиллитами и прослойками каменного угля.

Прочностные свойства углей изменяются в широких пределах. Так, в пачках с нарушенной структурой предел прочности углей на сжатие 1—22 МПа, в то время как для ненарушенной породы он возрастает до 15—23 МПа. Глины красноцветной формации достаточно плотные и слабо деформируются.

В **киммерийско-альпийский** этап в юрское время на большей части плиты Русской платформы в условиях жаркого климата формировались глины гидрослюдисто-каолинитового состава с высоким содержанием органического вещества.

В пределах Московской синеклизы среди пород терригенной сероцветной формации средней юры — раннего мела находятся глины озерно-болотного генезиса, темно-серые, содержащие до 8% органического вещества, и пирит, способный окисляться при вскрытии пласта глин.

На последующих этапах развития Русской плиты юрские глинистые отложения были перекрыты более молодыми осадками, что вызвало их уплотнение и обезвоживание и привело к образованию уплотненных, дегидратированных и упрочненных глинистых пород. Поскольку мощность перекрывающих толщ и величина гидростатического давления оказались для разных участков платформы различными, верхнеюрские глины находятся в настоящее время в различной степени литификации и характеризуются значительной изменчивостью по своим физическим свойствам.

Показатели сжимаемости и прочности юрских глин находятся в тесной зависимости от глубины залегания (геостатической нагрузки). На водоразделах, где мощность перекрывающих пород обычно значительна, они обладают более благоприятными свойствами, чем в долинах рек, где они находятся в состоянии разгрузки и разуплотнения.

На территории Приволжья в терригенной сероцветной формации средней и поздней юры преобладают глины. Это высокодисперсные породы, содержание фракции менее 0,005 мм колеблется от 50 до 80%. Глинистая фракция представлена гидрослюдами, бейделлитом и монтмориллонитом. В плотных сланцевых глинах в районе Саратовской ГЭС преобладает монтмориллонит с примесью гидрослюды. Присутствует глауконит, реже — гидроокислы железа, пирит и галлуазит.

Объемная усадка глин значительна и достигает 6—12%. Сравнительно высокие значения пористости, влажности и объемной усадки — результат повышенного содержания в глинах органического вещества (до 15%). Величина набухания невыветрелых глин достигает 22—56%, причем влажность после набухания возрастает на 13—27%. Менее набухаемыми (2—6%) являются гидрослюдисто-каолинистые слоистые глины апта. Пластическая прочность глин после набухания снижается в 1,5—2, а в отдельных случаях — в 4 раза. Однородные глины ненарушенной структуры размоканию практически неподвержены.

К глинам терригенной сероцветной формации приурочены оползни.

Отложения нижнего и верхнего мела широко распространены в южной части плиты, в пределах Днепровско-Донецкой впадины и Токмовского свода, где они служат основанием многих инженерных сооружений.

В Донецком бассейне мергельно-меловая формация турона и кампана сформировалась в период интенсивного опускания и развития трансгрессии, захватившей весь Большой Донбасс. До глубины 100 м породы выветрелые, интенсивно-трещиноватые, часто закарстован-

ные и кавернозные. Залегая под обводненным аллювием, они водонасыщены и до глубины 50 м часто находятся в пластичном состоянии. Естественная влажность колеблется в пределах 11—30%. Временное сопротивление раздавливанию составляет 2,5—7,5 МПа, углы внутреннего трения — 25—30°, сцепление — 0,02—0,07 МПа.

На территории Воронежской антиклизы мергельно-меловая формация позднего мела объединяет толща мергелей и пясчег мела мощностью около 200 м. В разрезе формации мергель составляет около 60%, пясчий мел — 35—40%. В воде мергели не набухают, не размокают, и их прочность при этом снижается очень незначительно. Временное сопротивление раздавливанию колеблется от 1,3—3 МПа в верхней части толщи до 3 МПа в нижней. В естественном состоянии предел прочности на раздавливание у мела с ненарушенной структурой около 2 МПа. При нарушении последней и при взаимодействии с водой его прочность резко снижается. Иногда мел проявляет пльвунные свойства.

Своеобразные отложения палеогеновой системы встречаются в Поволжье в виде терригенно-кремнистой формации, состоящей из опок, трепелов и диатомитов. Водопроницаемость опок ничтожна, водоустойчивость высокая. Временное сопротивление сжатию черных опок колеблется от 6 до 72 МПа, светлых — от 5 до 65 МПа.

Диатомиты и трепела залегают среди опок в виде пластов и линз различной мощности. Диатомиты относятся к высокодисперсным породам. Диатомиты обладают очень высокими пористостью (60—70%, реже — 90%) и естест-

венно высокая пористость (60—70%, реже — 90%) и естест-

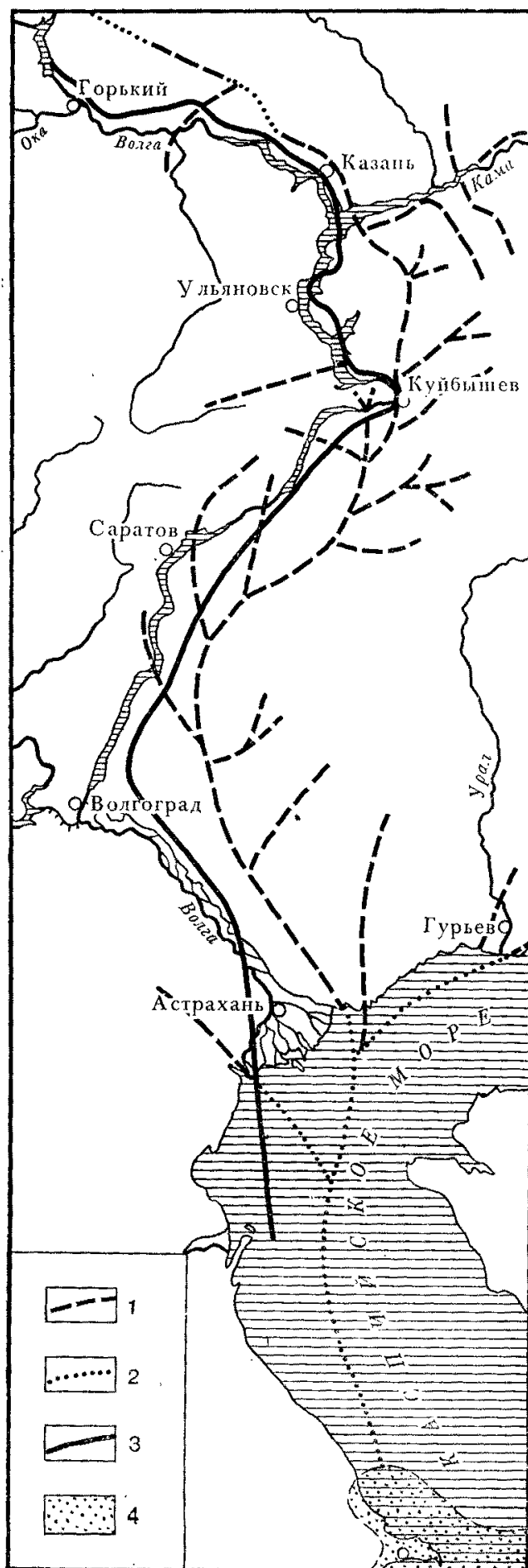


Рис. 66. Схема погребенной речной сети Поволжья: 1 — среднеплейстоценовая речная сеть; 2 — то же, предполагаемая; 3 — раннеплейстоценовое русло Волги; 4 — северный залив Балаханского озера

венной влажностью (40—48%). Несмотря на это, в ненарушенном состоянии они устойчивы в откосах и стенках котлованов, в чем сказывается влияние структурных связей. При нарушении структуры эта связь теряется и вновь не восстанавливается.

Начиная со среднего олигоцена резко усиливаются тектонические движения. Общее воздымание плиты вызывает сокращение границ морского бассейна и усиливает врез речных долин. Формируется глубокая эрозионная сеть. Значительные переуглубления были встречены бурением на отдельных участках Дона, Волги и их притоков. Днище Праволги вскрывается на отметках 100—150 м, а местами — до 300 м (рис. 66). Эрозионно-тектоническую депрессию на левобережье Волги шириной 100—200 км, протягивающуюся от южной границы региона до устья Камы, заполняют разнофациальные осадки акчагыльского времени. Большую часть толщи слагают аллювиальные и озерные отложения кинельской свиты, которые выполняют глубокие и узкие погребенные долины. Глины кинельской свиты явились основанием сооружений ГЭС им. В. И. Ленина и Нижнекамской ГЭС.

Для Предкавказья большое инженерно-геологическое значение имеют майкопские глины, образовавшиеся во время морской трансгрессии в олигоцене. Майкопские глины в неветерелом состоянии — высоко-

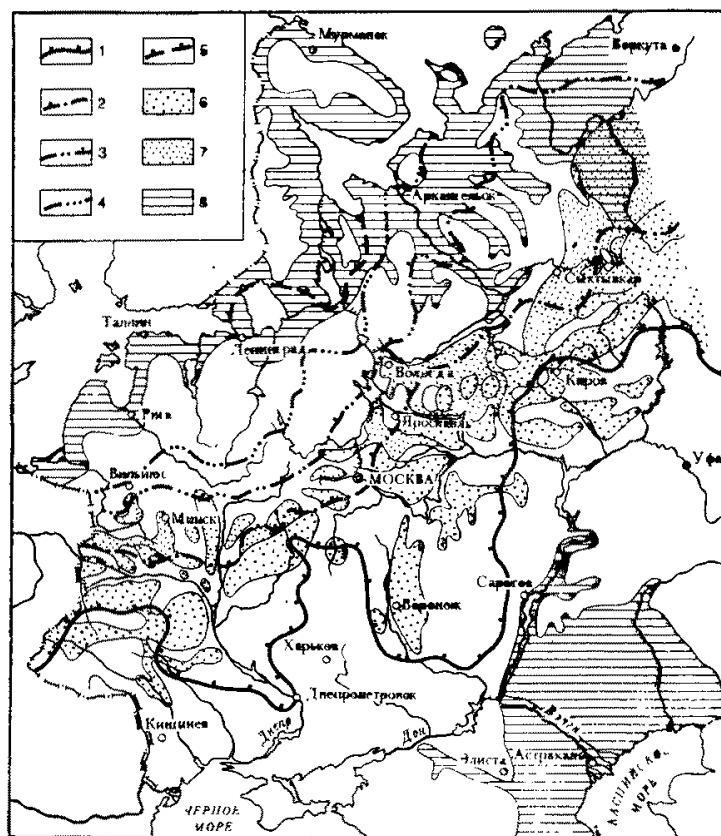


Рис. 67. Схема распространения материковых оледенений, среднеплейстоценовых краевых зандров и четвертичных трансгрессий на Русской платформе. Границы распространения материковых оледенений: 1 — днепровского (gQ_{IIId}); 2 — московского (gQ_{IIIm}); 3 — калининского (gQ_{IIIk}); 4 — осташковского (gQ_{IIIos}); 5 — область ледниковой денудации; 6 — район развития краевых зандров днепровского оледенения (fQ_{IIId}); 7 — то же московского оледенения (fQ_{IIIm}); 8 — площади максимального распространения четвертичных трансгрессий

дисперсные плотные и относительно прочные породы. Глинистая фракция их представлена в основном гидрослюдами с примесью монтмориллонита и каолинита и органического вещества. Характерной чертой майкопских глин является их легкая подверженность выветриванию. В процессе выветривания глины приобретают большую гидратированность, разуплотняются и резко снижают свою прочность. Способность к быстрому выветриванию объясняется тем, что формирование их в морском бассейне происходило в восстановительных условиях при наличии большого количества органического вещества.

Важной особенностью майкопских глин является также способность их к значительному набуханию при избыточном увлажнении и большой объемной усадке при высушивании. Относительное набухание невыветрелых образцов майкопских глин достигает 65—74%. При этом процесс набухания продолжается долго, растягиваясь в некоторых случаях на несколько месяцев. Набухание образцов элювия этих глин достигает 45—55% и происходит значительно быстрее.

Набухание приводит к разуплотнению пород и резкому снижению их прочности. Так, сцепление у полностью набухших образцов глин снижается до 6 раз. При высушивании майкопские глины дают значительную усадку. Объемная усадка выветрелых глин, отобранных на одном из участков Большого Ставропольского канала, достигает 25—30%. Усадка сопровождается образованием крупных трещин, что ускоряет выветривание глин в естественных и искусственных обнажениях.

Начало новейшего этапа в развитии плиты Русской платформы ознаменовалось также резким похолоданием на территории всей Северной Европы, которое привело к развитию континентальных оледенений. Значительные площади оказались заняты ледниковыми и флювиогляциальными отложениями (рис. 67). Все морены обладают высокой плотностью, обусловленной близостью их гранулометрического состава к составу «оптимальных смесей», и находятся в твердой, полутвердой и тугопластичной консистенциях. Морена является устойчивой породой, обладающей низкой и средней сжимаемостью, что позволяет считать ее надежным основанием.

С ледниковыми отложениями тесно связаны лёссовые породы, широко развитые на территории южной половины Русской платформы (рис. 68). Их коэффициент относительной просадочности (i_m) достигает в отдельных случаях под нагрузкой 0,3 МПа максимального значения 0,12—0,14.

Большую роль в формировании инженерно-геологических условий плиты в плейстоцене сыграли также неоднократные трансгрессии северных и южных морей. Самой большой по размерам трансгрессия Каспия была верхнечетвертичная (хвалынская) трансгрессия, развивавшаяся в две стадии.

Верхнехвалынская трансгрессия оставила после себя пески и очень характерные глины (шоколадные), слагающие террасу Волги и выполняющие понижения рельефа. Они служат основанием многих сооружений в районе Волгограда. Там, где мощности шоколадных глин невелики (3—6 м), они отличаются сравнительно высокой плотностью, небольшой пористостью и низкой влажностью; консистенция их преимущественно твердая, внизу — полутвердая (Средняя Ахтуба, заканальная часть Волгограда, Балаково и др.). Это достаточно прочные и мало сжимаемые породы, в которых, однако, интенсивно проявляются процессы усадки — набухания. Более мощные толщи шоколадных глин (до 10—12 м) имеют меньшую плотность, большую пористость и влажность (Волго-Донской канал, Волгоград и др.). При естественной влажности

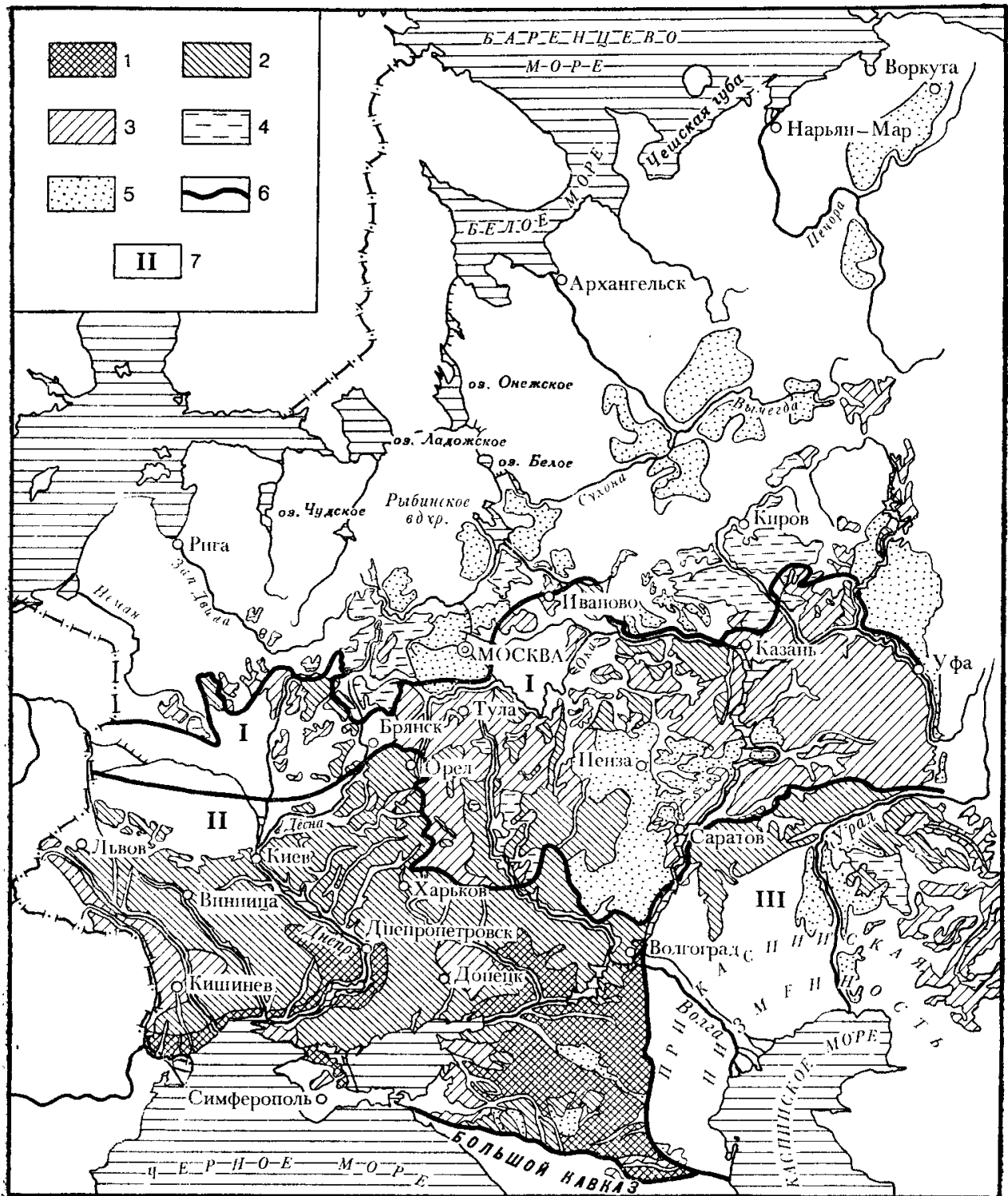


Рис. 68. Распространение покровных и лёссовых отложений (по данным В. С. Быковой). Лёссовые породы: 1 — лёссы и лёссовидные породы мощностью от 10 до 40 м и более, проявляющие просадки преимущественно от собственного веса (II, реже I тип просадочности по СНиПу); 2 — лёссовидные породы и лёссы мощностью от 5 до 15—30 м, проявляющие значительные просадочные деформации при дополнительных нагрузках (I, иногда II тип); 3 — лёссовидные породы средней (чаще 5—10 м) и изменчивой мощности, проявляющие незначительные просадочные деформации при дополнительных нагрузках (I тип) и местами переходящие в непросадочные. Покровные отложения непросадочные: 4 — суглинки и супеси мощностью от 1 до 7 м, нередко имеющие лёссовидный облик и на юге слабопросадочные; 5 — суглинки и супеси мощностью преимущественно 2—5 м, местами имеющие лёссовидный облик и на юге слабопросадочные. Провинции лёссовых пород: 6 — граница; 7 — номера

21—28% глины набухают до 20—28% по сравнению с их первоначальным объемом. Подсушивание шоколадных глин сопровождается усадкой,

которая в ряде случаев достигает больших размеров. В естественных условиях процессы усадки и набухания взаимосвязаны и происходят в зоне сезонного изменения влажности, которая распространяется до глубины 2,5—3 м от дневной поверхности. Твердые разновидности шоколадных глин при погружении в воду не размокают, а растрескиваются. Хвалынские шоколадные глины отличаются высокой коррозионной активностью, в районах их развития наблюдаются оползни.

Верхнеплейстоценовые (хвалынские) и голоценовые (новокаспийские) морские осадки слагают с поверхности всю территорию Прикаспийской впадины (за исключением пойм и первых надпойменных террас), в связи с чем являются основанием большинства инженерных сооружений.

Процессы формирования инженерно-геологических условий протекают на Русской платформе и в настоящее время. В значительной степени они обусловлены зональными инженерно-геологическими факторами — тепло- и влагообеспеченностью территории.

Средняя годовая температура воздуха на территории Русской равнины с севера на юг изменяется от -4 до $+10^{\circ}$. Годовая сумма осадков на Русской равнине изменяется в очень широких пределах — от 600—800 мм в западных районах до 100—200 мм на Каспийском побережье. Сравнительно небольшое количество осадков выпадает в прибрежной части Баренцева моря (300—400 мм). Однако, хотя на севере осадков выпадает немного, испаряемость здесь еще меньше (100—200 мм). В результате весь Европейский Север СССР попадает в зону избыточного увлажнения. В средней полосе испаряемость приближается по своим значениям к осадкам или несколько их превышает — это зона достаточного или умеренного увлажнения. На юге Украины испаряемость достигает 800 мм, а в Прикаспии — даже 1000—1300 мм, осадков же выпадает в 2—6 раз меньше. Это зона недостаточного увлажнения.

В северной части плиты Русской платформы развита многолетняя мерзлота. Мощность мерзлых толщ достигает 25—100 м. Значительная часть Тиманского региона находится в зоне развития островной многолетней мерзлоты.

Почвенный и растительный покров Русской равнины тесно связан с климатическими особенностями территории и несет на себе яркие черты широтной зональности (рис. 69).

Тундровая зона Русской равнины должна быть отнесена к областям со значительным избыточным увлажнением. Для тундры характерны сильные ветры, особенно зимой, что приводит к перевеванию снегового покрова и накоплению его в понижениях. В связи с этим мощность снега очень неравномерна — от нескольких сантиметров на водоразделах до 1—1,5 м в долинах рек и других отрицательных формах рельефа, составляя в среднем 0,6—0,7 м. Неравномерное распределение снегового покрова, в свою очередь, приводит к весьма пестрому распределению глубин промерзания на талых породах и глубин оттаивания на многолетнемерзлых породах, а также неравномерному формированию температур в толщах талых и мерзлых пород.

Свойства талых рыхлых пород в зоне тундры определяются в основном избыточным увлажнением территории и промывным режимом верхней части толщи пород. Это приводит к полному водонасыщению грунтов, низкой минерализации порового раствора и препятствует развитию в грунтах жестких кристаллизационных связей. В связи с этим последующие глинистые отложения тундровой зоны (покровные, морские, озерные, аллювиальные и др.) характеризуются значительной сжимаемостью и невысокой прочностью, часто обладают ярко выраженной тик-

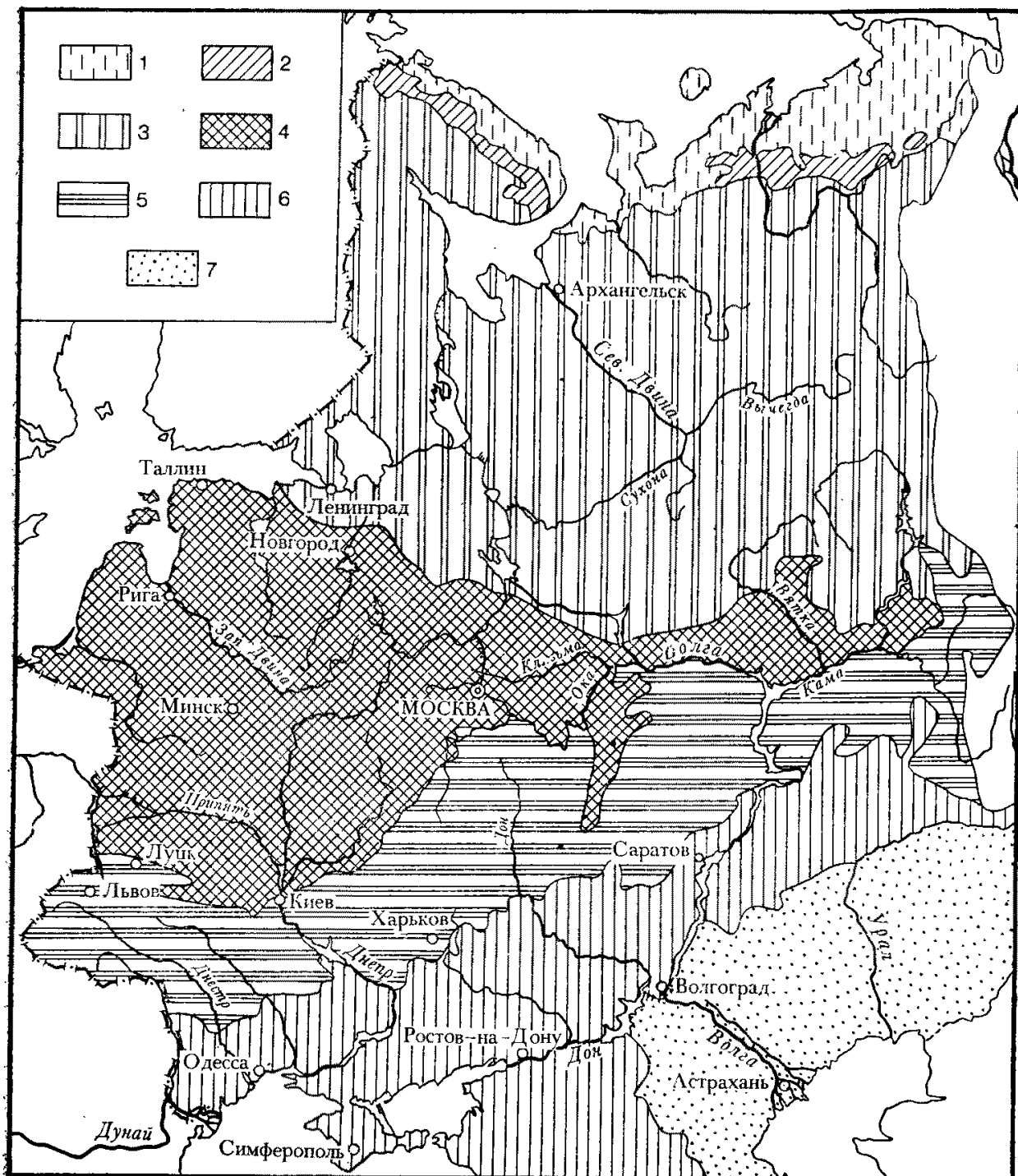


Рис. 69. Ландшафтно-климатические зоны Русской равнины: 1 — тундра; 2 — лесотундра; 3 — лесная зона, подзона тайги; 4 — лесная зона, подзона смешанных лесов; 5 — лесостепная зона; 6 — степная зона; 7 — зона полупустынь и пустынь

сотропностью и весьма чувствительны к динамическим нагрузкам. При промерзании обычно наблюдается значительное распучивание (льдо-насыщение) пород.

Вся западная, северная и центральная части лесной зоны характеризуются заметным преобладанием осадков над испаряемостью и могут быть отнесены к областям избыточного увлажнения (коэффициенты увлажнения: 1,40 — в Риге, 1,31 — в Петрозаводске и 1,14 — в Москве). Для юго-восточной части наблюдается уже известный дефицит осадков, и ее следует рассматривать как умеренно засушливую (в Казани коэффициент увлажнения 0,72).

Состав образующихся в лесной зоне отложений существенно более

глинистый, чем в тундре. При застойном избыточном увлажнении, вызываемом в большинстве случаев близким залеганием уровня грунтовых вод, происходит прогрессирующее накопление торфа с образованием торфяников, где мощность торфяного слоя может измеряться метрами. Глинистые грунты с развитием более прочных связей наблюдаются только в южной и особенно юго-восточной частях зоны, где начинается дефицит осадков. Здесь могут наблюдаться при строительстве сооружений и осуществлении инженерных мероприятий такие явления, как набухание и просадочность.

Характерными чертами климата степной зоны являются более резко выраженная континентальность, жаркое сухое лето, довольно холодная зима с частыми оттепелями и метелями, короткая, интенсивно протекающая весна, частые засухи и суховеи.

Важнейшая особенность различных типов рыхлых отложений степной зоны — неполное их водонасыщение — в значительной мере определяет и поведение этих пород при осуществлении различных хозяйственных и инженерных мероприятий, в частности большую чувствительность к дополнительному замачиванию. Последнее в зависимости от структуры и состава пород может приводить к развитию двух противоположных по своему характеру, но в равной степени опасных для сооружений процессов: просадкам и набуханию. Первое явление характерно для лёссовых пород, которые обладают «недоуплотненной структурой» и сравнительно невысоким содержанием глинистых минералов средней гидрофильности, второе — для высокодисперсных глин морских трансгрессий (майкопских, хвалынских и др.).

Зона полупустынь и пустынь занимает сравнительно небольшую площадь в пределах Прикаспийской низменности. Климат этой зоны характеризуется резко выраженной континентальностью и засушливостью. Среди современных геологических процессов особую роль играют развевание и перевевание песков, особенно в прибрежных районах, где быстро отступающее море оставляет широкую полосу незакрепленных растительностью песчаных отложений

Подземные воды Русской платформы подразделяются на верховодку, грунтовые и артезианские воды. Распределение грунтовых вод и верховодки в пределах Русской платформы, глубина их залегания, особенности формирования химического состава и агрессивных свойств зависят от геологического строения, рельефа, климата и подчиняются закону ландшафтно-климатической зональности, подобно почвам и растительности. В общем виде закономерность такова: при движении от тундровой зоны к зоне пустынь увеличиваются их глубина залегания и степень минерализации. Грунтовые воды оказывают существенное влияние на строительство в зоне аэрации.

Более глубокие горизонты подземных вод оказывают влияние на условия разработки месторождений полезных ископаемых. Например, в Донбассе приток воды в шахты составляет 100—300 м³/ч, достигая в отдельных случаях 1100 м³/ч (шахта Степная). Эта вода откачивается и выбрасывается на поверхность, в результате чего образуется депрессионная воронка в районе работы шахты

Развитие современных экзогенных геологических процессов в пределах плиты Русской платформы определяется сочетанием особенностей ее геологического строения и ландшафтно-климатической зональности. Большое развитие имеют заболоченность, просадка в лёссах, карст, оползни, переработка берегов естественных и искусственных водоемов, речная и овражная эрозия, морская абразия, золотые процессы.

Все большее значение приобретают антропогенные процессы, особенно в наиболее развитых индустриальных районах. Примером может служить Донбасс, где ежегодно извлекается на земную поверхность 71 млн. м³ горных пород. Для складирования этих пород ежегодно выделяется 700—800 га полезных земельных угодий. В настоящее время в регионе отвалами занято около 12—15 тыс га площади. По состоянию на 1967 г. в Донбассе насчитывалось 1539 отвалов пород общим объемом 1060 млрд. м³. Наиболее распространенными являются терриконы —

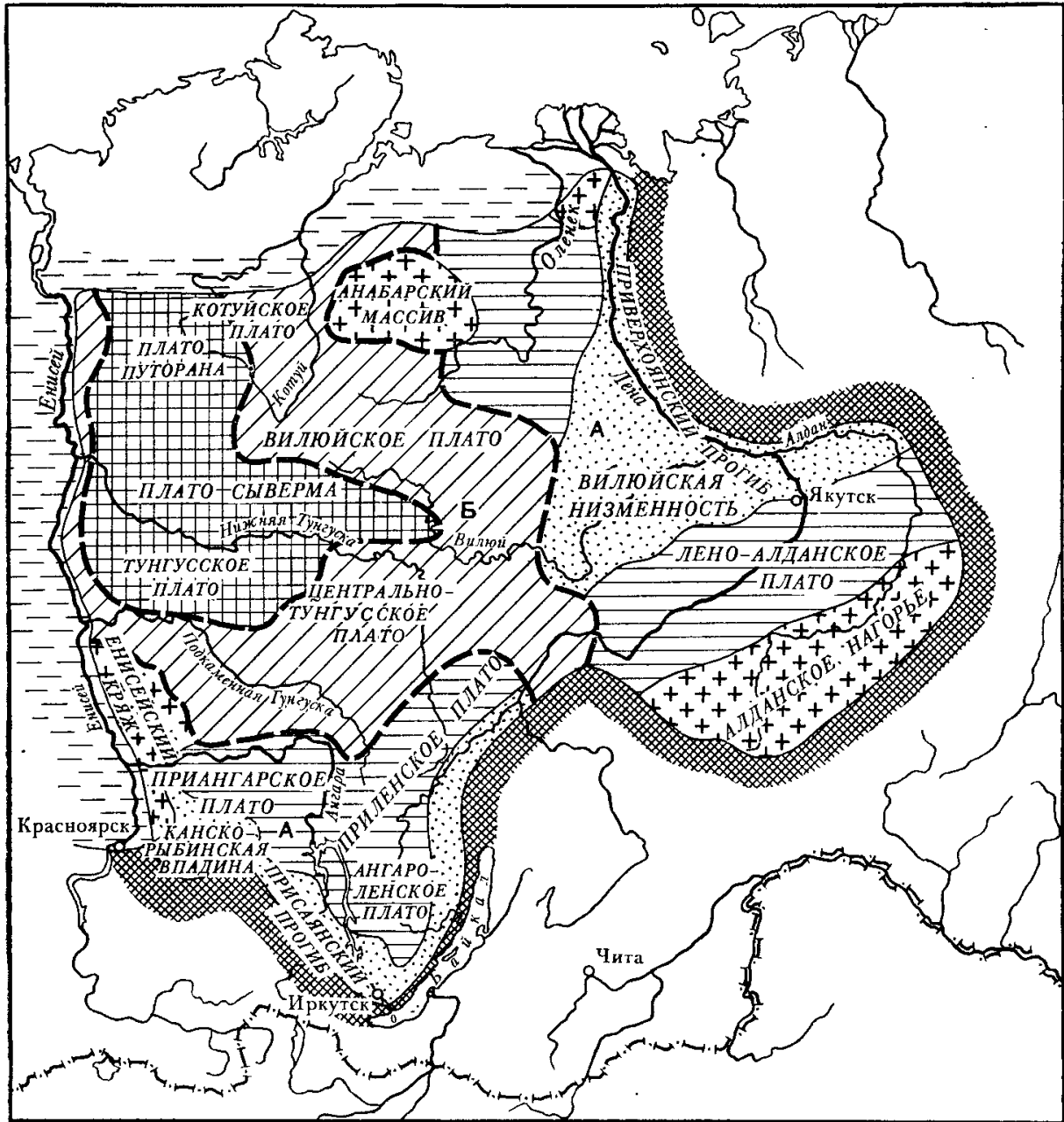


Рис. 70. Схема морфоструктур Сибирской платформы (по Ю. А. Мещерякову и О. М. Адаменко): А — краевая зона прямых (унаследованных) морфоструктур: 1 — цокольных возвышенностей — антеклиз; 2 — пластовых возвышенностей — антеклиз и моноклиз; 3 — аккумулятивных и пластовых низменностей — синеклиз; Б — переходная зона сложных (полупрямых и полуобращенных) морфоструктур: 4 — пластовых возвышенностей и низменных равнин; В — внутренняя зона обращенных (несогласных) морфоструктур: 5 — вулканических и пластовых возвышенностей — синеклиз. Морфоструктуры обрамления платформы: 6 — складчато-глыбовые горы Саянского, Байкальского и Верхоянского хребтов; 7 — аккумулятивные и пластовые равнины Западно- и Северо-Сибирской низменности. Границы: 8 — морфоструктур; 9 — морфоструктурных зон

конусы высотой 100 м и более с основанием площадью от 2,5 до 10 га.

Антропогенные процессы еще больше осложняют и без того сложные и разнообразные инженерно-геологические условия плиты Русской платформы.

Вывод о том, что плиты древних платформ имеют весьма разнообразные инженерно-геологические условия, которые определяются региональными и зональными инженерно-геологическими факторами, вытекает из рассмотренного нами материала по Русской платформе. Справедлив он и для других регионов.

Плита Сибирской платформы. Инженерно-геологические условия плиты Сибирской платформы, как и в предыдущем случае, определяются особенностями инженерно-геологических регионов второго порядка и природно-климатической зональностью. Инженерно-геологические регионы второго порядка в основном совпадают с морфоструктурами Сибирской платформы (рис. 70).

Как на одном из частных случаев, остановимся на инженерно-геологических условиях Канско-Рыбинской и Иркутской впадин, имеющих большое народнохозяйственное значение. На их территории почти повсеместно распространены породы угленосной формации нижней — средней юры. Всей формации в целом свойственно циклическое строение — регионально выдержанная закономерность смены грубозернистых осадков (песчаников от крупнозернистых до тонкозернистых) тонкозернистыми (алевролиты, аргиллиты, глины, угли) от основания к кровле и от областей сноса к областям седиментации.

В зависимости от крупности сцементированных зерен, состава цемента и выветрелости породы прочность песчаников на сжатие изменяется от 0,3 до 30 МПа, т. е. в десятки и сотни раз. Алевролиты и аргиллиты имеют прочность на сжатие примерно такого же порядка.

При вскрытии относительно свежих разновидностей алевролитов и аргиллитов последние на воздухе быстро распадаются на мелкоплитчатые отдельности, а при длительном увлажнении образуют глинистую, вязкую, пластичную, бесформенную массу. При промораживании они также полностью теряют свою структурную прочность. Следовательно, глинистые породы юры можно отнести к типу весьма ненадежных грунтов, структурная прочность которых резко падает в процессе выветривания и увлажнения, в результате чего породы приобретают способность к пластическим деформациям, являющимся причиной развития оползней, сплывов и других неблагоприятных для строительства процессов.

Среди органогенных пород формации преобладают бурые угли, обычно обводненные и быстро выветривающиеся при вскрытии. В районе Абаканского месторождения временное сопротивление сжатию образцов свежедобытых углей достигало 8—12 МПа, угол внутреннего трения — 28—30°, сцепление — 2—4 МПа, но на воздухе они теряли влагу и растрескивались, превращаясь в мелкие обломки.

Юрские алевролиты и песчаники служат основанием Иркутской ГЭС. Земляная плотина ее высотой 44 м и длиной по гребню 2500 м расположена на аллювиальных гравийно-галечных отложениях мощностью 4—12 м (рис. 71), обладающих коэффициентом фильтрации от 200 до 1200 м/сут. Для предотвращения значительной потери воды из водохранилища (до 100 м³/с) сооружена цементационная завеса. 20-летний опыт работы Иркутской ГЭС подтвердил правильность принятых проектных решений.

Для территории Канско-Рыбинской и Иркутской впадин характерно практически сплошное развитие четвертичных лёссовых пород, которые

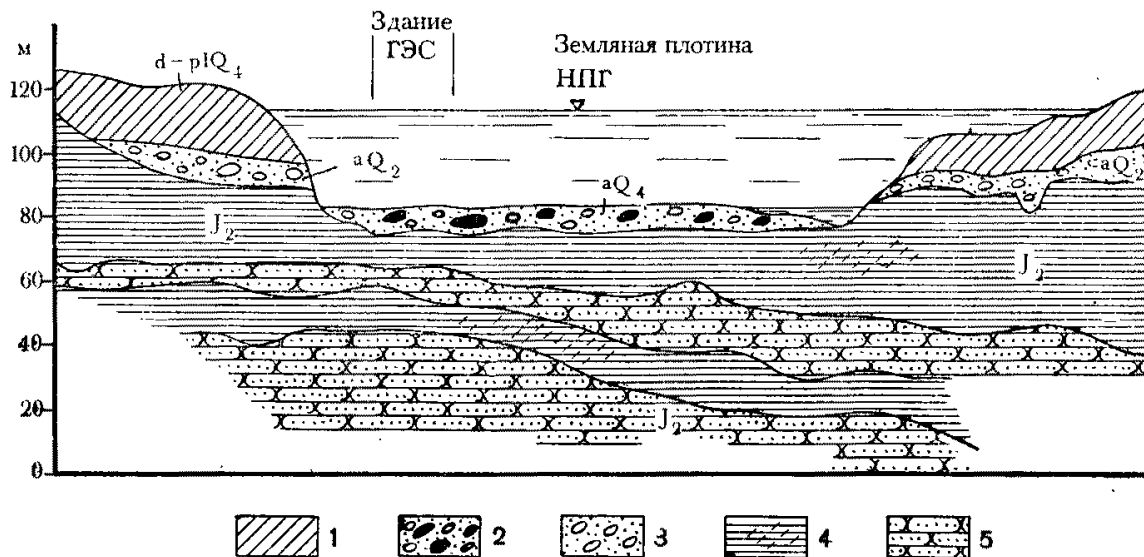


Рис. 71. Геологический разрез по створу Иркутской ГЭС (по данным В. А. Емельянова): 1 — делювиально-пролювиальные суглинки (dpQ_{IV}); 2 — современные песчано-гравелистые отложения (aQ_{IV}); 3 — древнеаллювиальные песчано-гравелистые отложения (aQ_{II}); 4 — среднеюрские алевролиты и песчаники (J_2)

почти повсеместно являются основаниями сооружений и характеризуются высокими показателями сжимаемости и разнообразной проницаемостью.

Вся Сибирская платформа, и ее щиты, и ее плита, — район широкого распространения многолетнемерзлых грунтов. Южная граница распространения сплошной мерзлоты проходит примерно вдоль долин Нижней Тунгуски и Вилюя, спускаясь к востоку до широты Якутска. К северу от этой линии мощность вечномерзлых толщ превышает сотни метров, достигая в пределах Вилюйской низменности и Анабарского щита 600 м и более. Южнее среди участков, скованных мерзлотой, встречаются талые грунты и мерзлота становится островной. В южных районах платформ средняя годовая температура мерзлых горных пород изменяется от 0 до -1 , -2° , а мощность островных массивов мерзлых пород — от первого десятка до 50—70 м. В северных районах платформы средняя годовая температура горных пород понижается до -12 , -14° , а многолетнемерзлые толщи большой мощности залегают практически повсеместно. Талики здесь развиты лишь под очень крупными озерами и в местах разгрузки подземных вод, которая приурочена преимущественно к местам пересечений долин рек региональными тектоническими нарушениями.

Мерзлотные условия региона формируются в соответствии с широтной зональностью и геолого-структурными особенностями отдельных частей территории, от которых зависят рельеф и литология поверхностных отложений.

Развитие экзогенных процессов на территории плиты Сибирской платформы определяется региональными и зональными инженерно-геологическими факторами. Роль последних легко понять, вспомнив, что криогенные и посткриогенные процессы определяются наличием и характером многолетней мерзлоты.

Влияние региональных факторов прослеживается на примере образования оползней. На территории плиты Сибирской платформы оползни имеют широкое развитие. Размеры их огромны и достигают объемов

в несколько миллионов кубических метров. Большинство из них генетически относится к оползням выдавливания, а по форме проявления — к блоковому типу. Для возникновения и развития таких оползней необходимо двухслойное строение склонов, при котором глинистые отложения, склонные к пластическим деформациям, залегают ниже непластичных пород. Жесткий покрывающий их массив является при этом инертной давящей массой, а глинистые породы — активной частью оползня. Наиболее часто такие оползни наблюдаются в траппах, где пластовые залежи долеритов перекрывают песчано-глинистые отложения подстилающего комплекса.

Таким образом, инженерно-геологические условия на территории плиты Сибирской платформы определяются, с одной стороны, ее тектоническим строением, а с другой — климатической обстановкой.

Западно-Сибирская плита. Западно-Сибирская плита является одним из крупнейших структурных элементов Евразии. Она занимает около одной седьмой части территории СССР. Ее площадь составляет почти 3,5 млн. км².

Инженерно-геологические условия региона сложные и существенно неодинаковые в разных его районах. Они сформировались в процессе развития Западно-Сибирской плиты в мезокайнозойское время, причем особое значение при инженерно-геологическом районировании Западной Сибири имеет позднеплиоцен-четвертичный этап.

В позднеплиоцен-раннечетвертичное время возникла большая область прогибания в южной и центральной частях Западно-Сибирской платформы, являвшейся областью аккумуляции континентальных осадков (преимущественно аллювиальных, озерных и озерно-аллювиальных) вплоть до среднечетвертичного времени. В результате этого возникли две инженерно-геологические области первого порядка: область денудационных равнин, сложенных преимущественно дочетвертичными, более литифицированными и потому более прочными образованиями, и область аккумулятивных и денудационно-аккумулятивных равнин, сложенных озерно-аллювиальными верхнеплиоцен-нижнечетвертичными отложениями, которые, будучи менее литифицированными, являются и менее прочными.

В области денудационных равнин (рис. 72, А 1—3) на склонах, сложенных юрскими и нижнемеловыми породами (по Енисею, Чулыму и их притокам), широко развиты оползневые процессы. На западе области довольно часто выходят на поверхность или залегают близко от нее (на глубине 1,5—12 м, бассейны рек Исети, Пышмы и Ницы) отложения кремнисто-терригенной формации верхнемелового-нижнеолигоценного возраста. В бортах карьеров, вскрывающих опоки и диатомиты, интенсивно развиваются процессы выветривания, что приводит к накоплению щебнистого материала, который образует у подножия склона осыпи.

Область аккумулятивных и денудационно-аккумулятивных равнин занимает центральную часть Западно-Сибирской плиты (рис. 72, Б 1—6). Для преобладающих озерно-аллювиальных отложений, как правило, характерно двучленное строение, причем в верхней части, имеющей большую мощность, преобладают глинистые породы, а в нижней — песчаные.

Минеральный состав глинистой фракции представлен монтмориллонитом, гидрослюдами, смешанослойными минералами, каолинитом, присутствуют хлорит и высокодисперсный кварц. Однообразие минерального состава развитых в пределах региона отложений определяет их близкий пранулометрический состав и достаточно сходные физико-

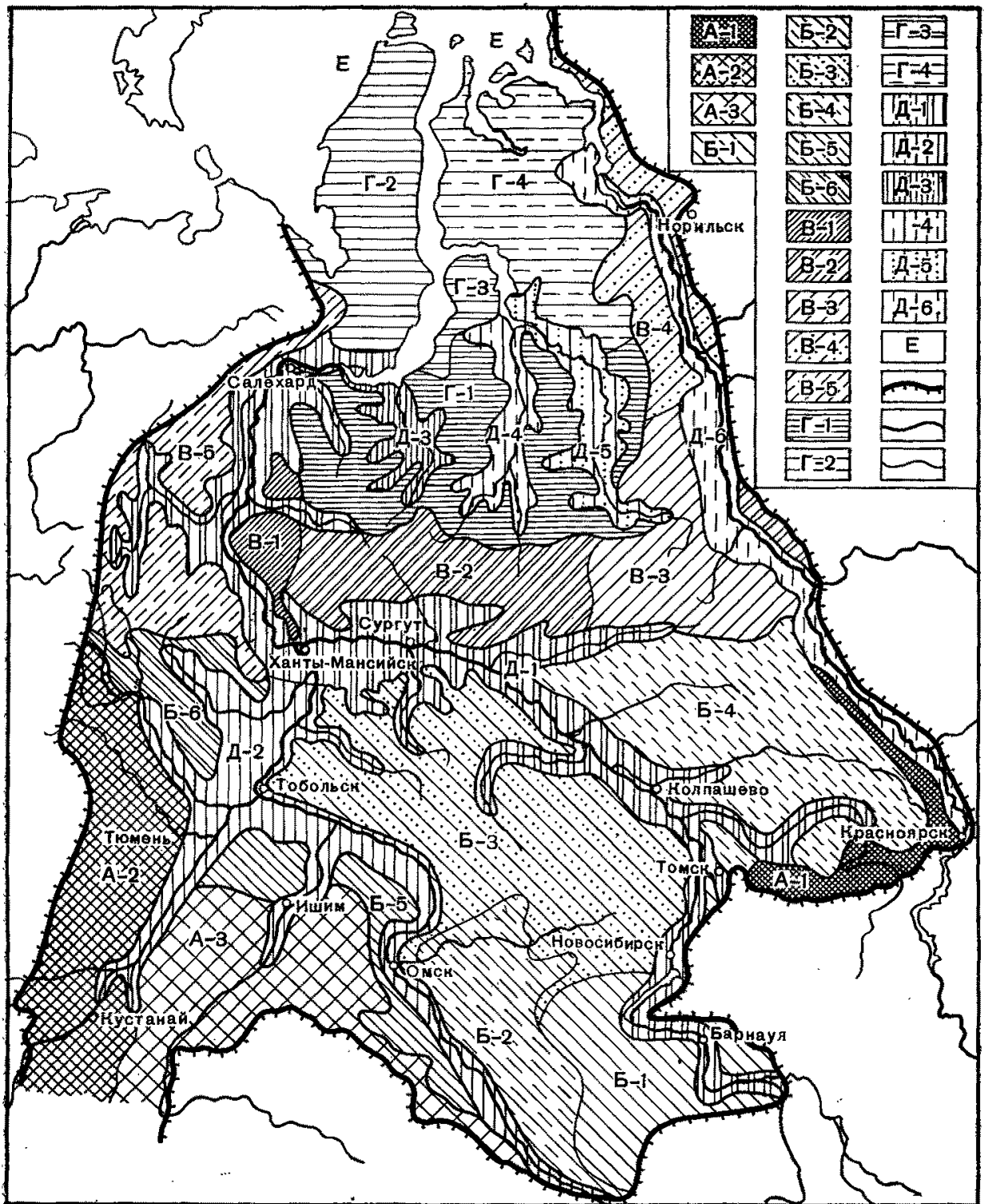


Рис. 72. Инженерно-геологическое районирование территории Западно-Сибирской плиты

механические свойства. Изменение свойств этих отложений происходит в первую очередь в зависимости от их состояния.

Глинистые породы, развитые в зоне тайги, имеют повышенную влажность, обычно превышающую 0,7—0,8 полной влагоемкости. Эта особенность глинистых пород в сочетании со значительным содержанием пылеватых частиц и с большой глубиной сезонного промерзания является причиной пучинообразования, повсеместно проявляющегося на дорогах и при строительстве зданий.

Среди песчаных отложений встречаются различные по дисперсности разновидности — от песков грубых до пылеватых при преобла-

дании мелких пылеватых. Пылеватые пески при определенных гидродинамических условиях проявляют пльвунные свойства.

Пльвуны встречаются на различной глубине от поверхности (от 2 до 30 м) и имеют различную мощность. Свойства и поведение пльвунов значительно затрудняют строительство сооружений, проходку горных выработок, ведут к удорожанию работ и могут явиться причиной аварий различных инженерных сооружений.

В пределах области аккумулятивных и денудационно-аккумулятивных равнин широко протекает процесс заболачивания. Процесс заболачивания ведет к образованию болотных отложений. Состав и свойства болотных отложений достаточно хорошо выдержаны и колеблются в зависимости от того, к какой фации они относятся. Поэтому ниже приводится характеристика торфов, общая для всего региона. Среди болотных отложений выделяются фации низинного, переходного и верхнего типов. Почти для всех изученных типов и видов торфов характерны слабая (до 25%) и средняя (до 50%) степени разложения. Наиболее высокая степень разложения и зольность присущи торфам низинного типа. Степень разложения их доходит до 40—55%, зольность — до 30% и более. Для торфяных отложений верхового типа характерны слабая степень разложения (5—20%) и более низкие показатели зольности (4—7%). Естественная влажность торфяных отложений верхового типа наибольшая, достигает 1500%, а у торфов низинного типа редко превышает 500%. Одной из важных характеристик торфов является и значительная объемная усадка. Наибольшая объемная усадка свойственна максимально влажным торфам, особенно верхового типа, и составляет 25—82%. Низкая плотность и своеобразие строения и состава торфяных отложений обуславливают чрезвычайно высокую их сжимаемость.

В южной части области среди лёссовых пород, залегающих на поверхности, встречаются просадочные разности, легкоразмываемые, являющиеся хорошей средой для развития процесса механической суффозии.

В ранне-среднечетвертичное время произошла перестройка структурно-тектонического плана Западно-Сибирской платформы. Сущность ее выразилась в том, что южная часть платформы приобрела устойчивое поднятие, а северная часть платформы испытывала погружение. Это привело к трансгрессии моря на севере, которая совпала с континентальными оледенениями. Морской бассейн существовал до широт Сибирских увалов.

Самаровский и Тазовский ледники, спускавшиеся с Урала и двигавшиеся с северо-востока, частично спускались в морской бассейн, частично перекрыли сушу и оставили после себя плотную морену и водно-ледниковые отложения, представленные главным образом песками. В результате этого образовалась область денудационно-аккумулятивных равнин, сложенных преимущественно ледниковыми и водно-ледниковыми среднечетвертными и в меньшей степени верхнечетвертными отложениями (рис. 72, В 1—5).

Отложения ледникового комплекса представлены достаточно разнообразными породами — от гравийно-галечных образований до суглинков и глин, содержащих различное количество грубообломочного материала. Во многих районах области, особенно в центральной ее части, моренные и флювиогляциальные отложения перекрыты торфом, мощность которого нередко достигает 5—6 м.

В большинстве случаев морена и флювиогляциальные отложения находятся в многолетнемерзлом состоянии. Воды сезонноталого слоя и воды несквозных таликов залегают на очень небольшой глубине, про-

являют общекислотную агрессивность к бетонам и тем самым существенно осложняют инженерно-геологическую обстановку.

Наличие многолетнемерзлых пород обуславливает присущие им экзогенные процессы: пучение, солифлюкцию, термокарст и др.

При отсутствии многолетней мерзлоты наибольшие сложности в период изысканий, строительства и эксплуатации сооружений вызовет исключительно сильная заболоченность больших площадей. По берегам рек развиты оползни.

В позднечетвертичное время произошло поднятие всей Западно-Сибирской платформы, в результате чего на дневную поверхность на севере были выведены молодые слаболитифицированные морские отложения, часто испытывавшие при своем формировании сингенетическое промерзание и, вследствие этого, содержащие большое количество ледяных прослоев (рис. 73). Такие ледяные прослои — «залежи пластовых

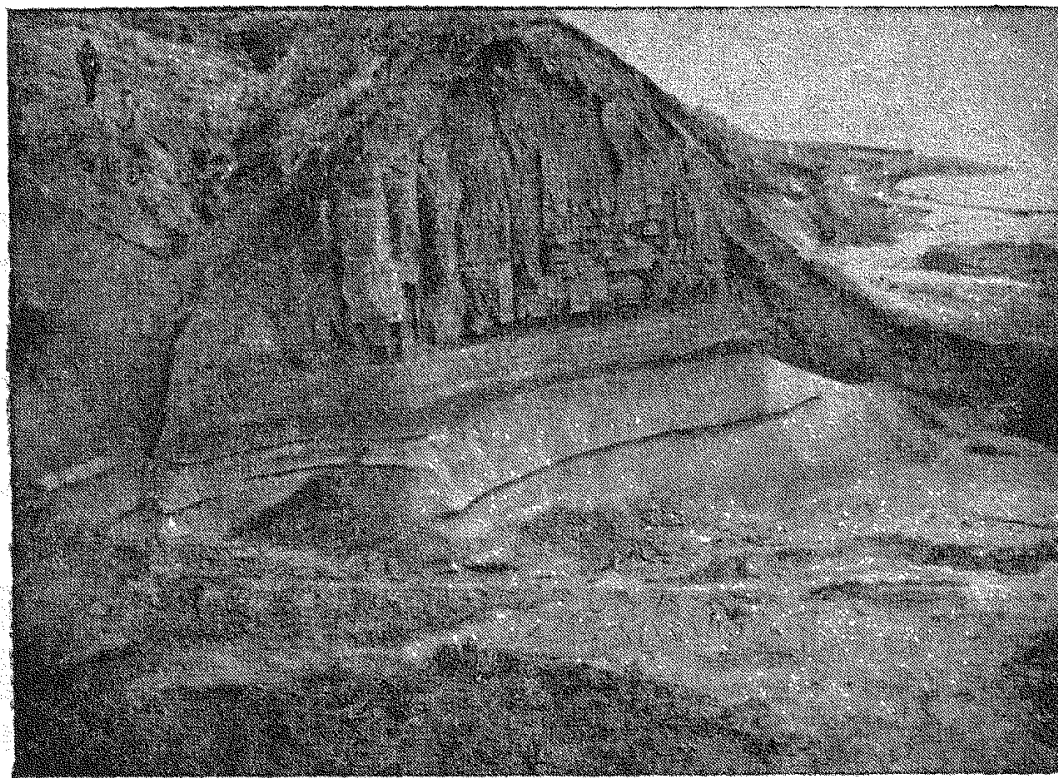


Рис. 73. Пластовые льды в разрезе эпигенетически промерзших отложений казанцевской свиты. Фото В. В. Баулина

льдов» — характерны для области аккумулятивных равнин, сложенных преимущественно морскими средне- и верхнечетвертичными отложениями. Это же поднятие Западно-Сибирской плиты способствовало формированию современных речных долин. Крупные речные долины, сложенные аллювиальными верхнечетвертичными отложениями, имеющие широкую пойму и хорошо выраженные речные террасы (Обь, Иртыш, Надым, Пур, Таз, Енисей и их притоки), играют большую роль при оценке инженерно-геологических условий всей Западно-Сибирской платформы и поэтому в инженерно-геологическом отношении должны рассматриваться отдельно.

Область аккумулятивных равнин, сложенных преимущественно морскими средне- и верхнечетвертичными отложениями, находится на самом севере Западно-Сибирской плиты (см. рис. 72, Г 1—4).

Морские четвертичные отложения представлены различными по дисперсности образованиями — от гравия и гравелистых песков до тяжелых глин. Однако преобладающим, наиболее характерным типом пород являются суглинки, легкие глины, супеси и пылеватые пески. Роль глинистых (связных) прунтов увеличивается вниз по разрезу.

В верхней части толщ (до глубины 2—5 м на севере и до 10 м и более на юге) часто преобладают пылеватые и мелкие пески и супеси (прибрежно-морские образования и отложения регрессивной фазы развития морского бассейна на каждом этапе его развития).

Территория, где распространены морские отложения, характеризуется чрезвычайно широким развитием многолетней мерзлоты, что обуславливает весьма специфические особенности инженерно-геологической обстановки. Талые породы в целом занимают не более 15% этой территории. Лишь в южных районах площадь их развития возрастает до 40—50%. Все талые породы сильно увлажнены.

Для рассматриваемой территории характерен широкий разброс показателей инженерно-геологических свойств пород, что обусловлено, во-первых, существенно неодинаковыми дисперсностью и особенно льдистостью развитых здесь отложений и, во-вторых, различным их современным состоянием и среднегодовой температурой пород. В северных районах широкое развитие имеют типичные криогенные процессы. Южнее наиболее важную роль играет термокарст, приводящий к формированию отрицательных заболоченных форм рельефа, что существенно усложняет и без того сложные инженерно-геологические условия. Для всей территории, где распространены морские отложения, характерны высокая заболоченность и заозеренность (см. рис. 72, Д 1—6).

Область крупных речных долин имеет инженерно-геологические условия, обусловленные всей историей развития долин, и прежде всего палео- и современными климатическими условиями и неотектоническими движениями.

По долинам крупных рек четко прослеживается зональность в проявлении различных современных экзогенных процессов. Так, в южной части долины (зона степи и лесостепи) наиболее широко развиты процессы облессования пылеватых глинистых пород (на высоких надпойменных террасах), засоления пород и эоловые процессы (на первой и второй надпойменных террасах, сложенных с поверхности песками). К участкам террас, сложенных с поверхности лёссовыми породами, приурочено развитие суффозионно-просадочных процессов и явлений.

В таежной зоне широко развит процесс заболачивания поверхности надпойменных террас и поймы. Заболоченные территории в отдельных случаях занимают до 90% площади долины. На этих же участках долины широко развиты явления пльвунности, которые проявляются при вскрытии пород горными выработками. Эти явления наблюдаются, как правило, в пылеватых песках, супесях и суглинках поймы и надпойменных террас на различных глубинах от дневной поверхности.

В тундре и лесотундре, где на надпойменных террасах развиты многолетнемерзлые породы, интенсивно развиваются процессы термокарста, бугры и площади пучения. На склонах надпойменных террас наблюдаются солифлюкционные процессы. В речных долинах интенсивно развиты оползневые и эрозионно-аккумулятивные процессы.

Одной из главных особенностей территории Западной Сибири является ее инженерно-геологическая зональность, являющаяся частью хорошо выраженной общей широтой климатической зональности.

В пределах Западно-Сибирской плиты выделяются четыре широтно ориентированные зоны с резко различной современной инженерно-гео-

логической обстановкой (Трофимов, 1977), которым условно даны следующие названия: Заполярная зона (зона практически сплошного распространения многолетнемерзлых пород, имеющих температуру от -3 до -10° и значительную мощность до 300—400 м), Северная зона (зона несплошного распространения многолетнемерзлых пород, с очень сложными и разнообразными инженерно-геологическими условиями), Центральная зона (зона распространения сильноувлажненных практически незасоленных пород, характеризующаяся очень сильной заболоченностью и заозеренностью) и Южная зона (зона распространения умеренно и слабоувлажненных, часто сильно засоленных пород, где во многих районах встречаются просадочные лёсы).

Весь рассмотренный материал показывает, что условия строительства промышленных, гражданских, дорожных и других наземных инженерных сооружений на территории Западно-Сибирской плиты определяются в первую очередь тем, что сооружения будут возводиться пре-

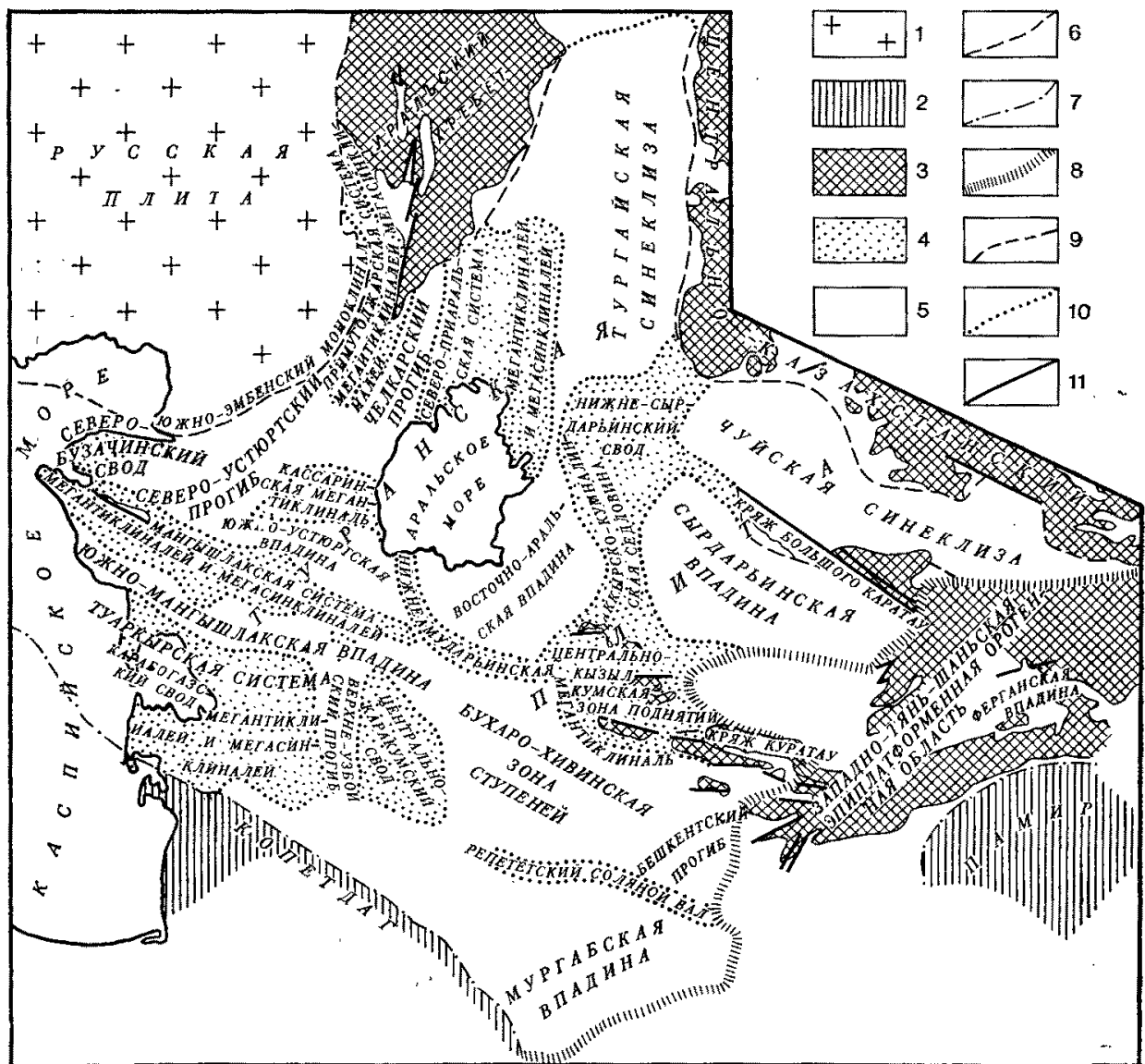


Рис. 74. Границы и основные структурные элементы Туранской плиты: 1 — Русская плита; 2 — альпийская складчатая область; 3 — выходы пород фундамента эпипалеозойской платформы на поверхность. Основные структурные элементы Туранской плиты: 4 — положительные, 5 — отрицательные. Границы Центрально-Евразийской молодой платформы: 6 — с Восточно-Европейской древней платформой, 7 — с альпийской складчатой областью, 8 — с областью эпиплатформенного орогенеза. Границы Туранской плиты: 9 — со штами, хребтами, кряжами Центрально-Евразийской платформы, 10 — с Кустайнской седловиной; 11 — разломы

имущественно на позднекайнозойских (главным образом четвертичных) слаболитифицированных песчаных, лёссовых, глинистых и торфяных породах. Эти молодые породы характеризуются сравнительно большой мощностью, горизонтальным залеганием и относительной выдержанностью фациальных особенностей. Лишь в отдельных районах, главным образом вблизи палеозойского обрамления плиты, на поверхность выходят раннекайнозойские и мезозойские породы песчано-глинистого состава. Палеозойские породы обрамления, имеющие жесткие кристаллизационные связи, выходят в некоторых речных долинах (реки Сосьва, Тура, Тобол и др.). Однако выходы на дневную поверхность мезозойских и тем более палеозойских пород по сравнению со всей территорией Западно-Сибирской плиты настолько незначительны, что в подавляющем большинстве случаев условия строительства определяются позднекайнозойскими породами.

Туранская плита. Туранская плита занимает обширную территорию (2 млн. км²) в западной части Казахстана и Средней Азии (рис. 74). Она имеет двухъярусное строение. Слагающий ее складчатый фундамент залегает на значительной глубине и лишь в отдельных районах (Мангышлак, Туаркыр, Приаралье) выходит на дневную поверхность в виде небольших выступов, сложенных филлитовыми глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и гранитами. Осадочный чехол перекрывает породы фундамента на большей части Туранской плиты.

В течение палеозойской, мезозойской и раннекайнозойской истории развития Туранской плиты возникли основные крупные структурные элементы: Тургайская, Амударьинская, Сырдарьинская, Мангышлакская, Устюртская и другие впадины; Центрально-Каракумский, Карабогазский, Красноводский и другие своды.

Важным периодом в формировании инженерно-геологических условий явился олигоцен-неогеновый этап развития Туранской плиты. В это время накопились поверхностные отложения плато Устюрта, большей части пустынь Кызылкумов, Каракумов и др.; были выведены на поверхность мезокайнозойские отложения Мангышлака, Туаркыра, Приаралья, Бадхыза и др.

Еще более важным периодом в формировании современных инженерно-геологических условий Туранской плиты явилось четвертичное время, характеризующееся для этой территории ослаблением тектонической деятельности, колебаниями уровня Каспийского моря, блужданием Сырдарьи и Амударьи и формированием эолового рельефа Каракумской, Кызылкумской и других пустынь (рис. 75).

Четвертичные отложения весьма разнообразны по генезису. Однако, несмотря на это, они имеют между собой много общего, что обусловлено пустынным климатом, при котором происходило их образование.

Пра-Амударья и Пра-Сырдарья, будучи более полноводными, чем сейчас, сносили с Тянь-Шаня, Памира, Копетдага огромное количество материала. О размерах их деятельности можно судить хотя бы по тому, что в настоящее время Амударья дает ежегодно 370 млн. м³ наносов. В результате блуждания этих рек по равнине сформировалась толща песков, переслаивающихся с супесями, суглинками, глинами и лёссовыми породами.

В условиях резко континентального климата на территории Туранской плиты образовались крупные массивы эоловых песков, мощность которых достигает 30—40 м (Каракумы, Кызылкумы и др.). Эоловые пески полиминеральные, мелкозернистые и монодисперсные (частиц 0,25—0,1 мм содержится в них больше 90%). Благодаря хоро-

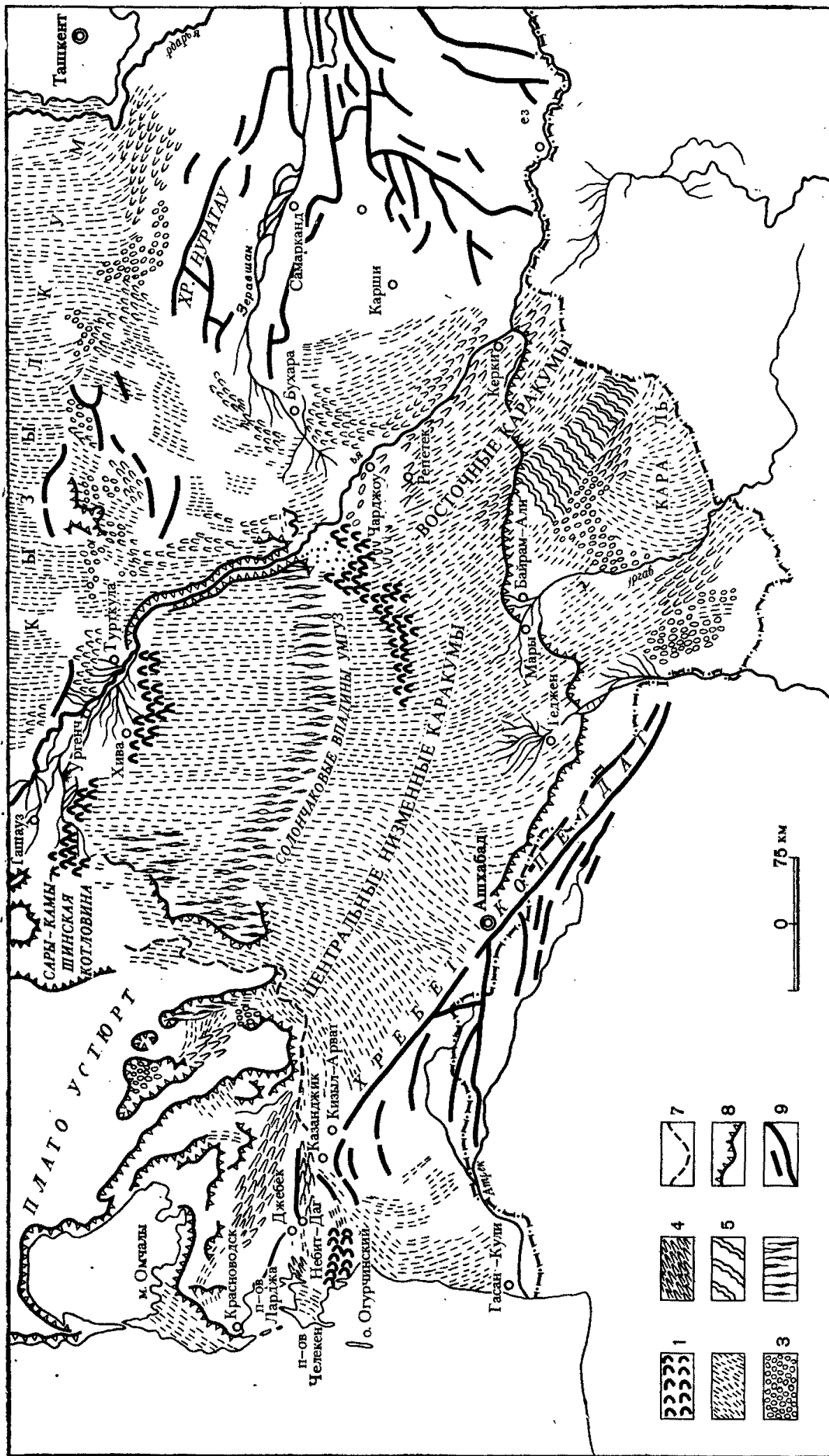


Рис. 75. Схема типов и главнейших форм рельефа песков Средней Азии (по Б. А. Федоровичу): 1 — барханы и барханные пески; 2 — грядовые и грядово-ячеистые пески; 3 — ячеистые (котловинные) пески; 4 — луковчатые (кургановые) пески; 5 — граблевидные поперечные гряды; 6 — кырвые гряды; 7 — сухие русла рек; 8 — обрывы; 9 — горные хребты

шей отсортированности и окатанности частиц K_{ϕ} доходит до 10 м/сут. Любое хозяйственное освоение эоловых песков вызывает их движение. Скорость передвижения песка в пределах различных массивов неодинакова. При нарушении верхнего дернового покрова, при освоении нефтяных и газовых месторождений в северо-западной части Амударьинского региона, барханы могут двигаться со скоростью до 30—35 м/год.

Среди массивов эоловых песков встречаются такыры, соры и солончаки; последние широко распространены на Устюрте, Мангышлаке, Красноводском полуострове и в долине Амударьи. Засоление проявляется на обширных площадях, особенно в нижнем течении р. Чу. Крупные солончаки (Асказансор и др.) занимают здесь площади около 100 км².

Просадочные лёссовые породы встречаются в ряде геолого-генетических комплексов: среди верхнечетвертичных аллювиальных отложений, слагающих вторую и третью надпойменные террасы рек Сырдарьи и Амударьи (в среднем коэффициент относительной просадочности i_m при нагрузке 0,3 МПа равен 0,04); среди среднечетвертичных и верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений в периферийной зоне конусов выноса у предгорий хр. Каратау (для среднечетвертичных лёссов i_m при нагрузке 0,3 МПа в пределах верхней пятиметровой толщи достигает значений 0,15—0,2); мощность просадочной толщи 15 м. Для верхнечетвертичных лёссов i_m достигает 0,18, величина его снижается до 0,02 на участках с близким к поверхности залеганием грунтовых вод.

Речная эрозия развита очень сильно; Амударья, Сырдарья, Кашкадарья и другие реки как бы блуждают, разрушая свои берега. В деятельности Амударьи эрозия преобладает над аккумуляцией. За период с 1932 по 1954 г. в результате размыва уничтожено 50 км² площади берега Амударьи, а при аккумуляции смытого грунта в виде низкой поймы образована площадь лишь в 14 км².

Уникальным гидротехническим комплексом, основанным на стоке Амударьи, является Каракумский канал имени В. И. Ленина, который обеспечивает орошение крупных массивов плодородных земель в Амударьинском регионе и за его пределами. Строительство канала ведется в четыре очереди. Первая очередь канала от Амударьи до Мургаба и вторая очередь от Мургаба до Теджена с Хаузханским водохранилищем емкостью 460 млн. м³ были сданы в эксплуатацию соответственно в 1962 и 1966 гг.; его головной забор составил около 200 м³/с. Это позволило оросить около 200 тыс. га земельных угодий. Третья очередь канала начинается от Теджена и идет к Ашхабаду по аллювиально-пролювиальной равнине Предкопетдагского прогиба. Строительство ее, включая сооружение Спортивного и Куртлинского водохранилищ у Ашхабада и Копетдагского (объемом 190 млн. м³) у Геок-Тепе, практически завершено. Это дает возможность оросить еще 100 тыс. га земельных угодий. Четвертая очередь пройдет по западной оконечности Копедтага к дельте р. Атрак.

При эксплуатации канала возникает ряд трудностей, связанных с инженерно-геологическими условиями территорий, по которым он проходит. Во-первых, фильтрация воды из канала вызывает в зоне шириной 10—20 км развитие процессов подтопления и вторичного засоления орошаемых земель, что требует проведения соответствующих мероприятий, направленных на устранение этого явления. Во-вторых, обводнение лёссовых пород обусловило развитие просадочных явлений, суммарная просадка которых к настоящему времени достигает 0,5 м. Вследствие этого при интенсивном хозяйственном освоении территории необходимы прогноз дальнейшего развития просадочных явлений и разработка мер по

их предотвращению в тех местах, где это требуется. Однако возникающие при эксплуатации канала трудности невелики по сравнению с экономическим эффектом, получаемым от его строительства.

§ 4. СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ, НЕ ИСПЫТАВШИЕ СУЩЕСТВЕННОГО ВЛИЯНИЯ АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕНЕЗА

Альпийский орогенез привел не только к формированию новых горных сооружений, но и к тектонической активизации платформ, к «оживлению» складчатых структур, сформировавшихся в байкальское, каледонское и герцинское время и к началу альпийской складчатости находившихся в платформенных условиях. Лишь немногие горные сооружения на территории Советского Союза испытали ограниченное воздействие альпийской складчатости и сохранили в основном облик, который был у них до новейшего времени. Тем самым они отличаются по своим инженерно-геологическим условиям от других горных сооружений. К числу таких орогенов относится Урало-Новоземельская и Таймыро-Североземельская складчатые страны, каждая из которых представляет инженерно-геологический регион первого порядка. В качестве примера остановимся на Урало-Новоземельском регионе.

Урало-Новоземельская горная страна. Основную часть этой территории составляет Урал. На самом севере горные гряды Урала направлены на северо-запад (хр. Пай-Хой) и далее, образуя дугу на северо-восток, переходят на острова Вайгач и Новая Земля (рис. 76).

Урал — старейший горнодобывающий район страны, играющий выдающуюся роль в ее экономике. На протяжении более двух с половиной столетий его недра служат надежной сырьевой базой ведущих отраслей хозяйства. Минерально-сырьевые ресурсы Урала являются уникальными по своему разнообразию и составу и представляют редкое сочетание различных ценных компонентов. Достаточно сказать, что из 70 полезных ископаемых, учитываемых геологическим балансом СССР, 52 открыты на Урале.

Складчатые образования Урала делятся на два крупных структурных комплекса: доуралиды и уралиды. Доуралиды формировались в байкальскую эпоху складчатости; геосинклинальная область была консолидирована, а затем смята. В это время произошло формирование гранитоидных комплексов. Байкальские складчатые сооружения послужили фундаментом, где позже развивалась новая каледонская геосинклинальная система, выделяемая под названием уралиды.

Геосинклинальная система уралид развивалась в течение каледонского и герцинского тектонических этапов. Среди уралид распространены терригенные и карбонатные отложения и гранитоидные комплексы. Гранитоиды и гранитизированные породы образуют гигантский пояс меридионального простирания, который в целом формирует так называемую «гранитную ось» Урала. Уральский гранитный пояс прослеживается на расстояние около 300 км при ширине от 40 до 60 км. Инженерно-геологические особенности гранитов соответствуют ранее данной характеристике.

Относительный тектонический покой в течение юры и мела привел к значительной пенепленизации страны и формированию мощной коры выветривания. Коры выветривания формировались на Урале начиная со среднего протерозоя в отложениях ордовика, девона, карбона и перми. Наиболее интенсивное формирование кор выветривания происходило в течение мезокайнозоя. Площади развития кор выветривания приурочены к осевой части и восточному склону Урала, а также к Зауралью,

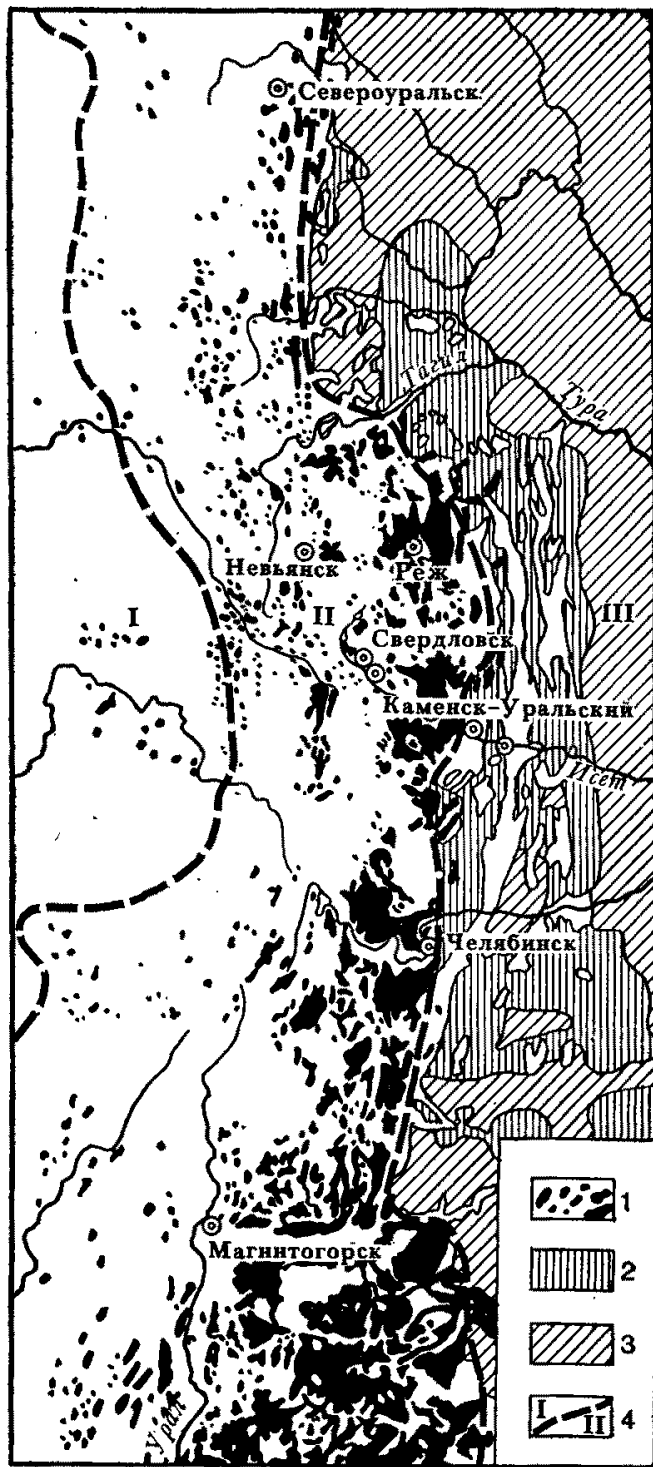
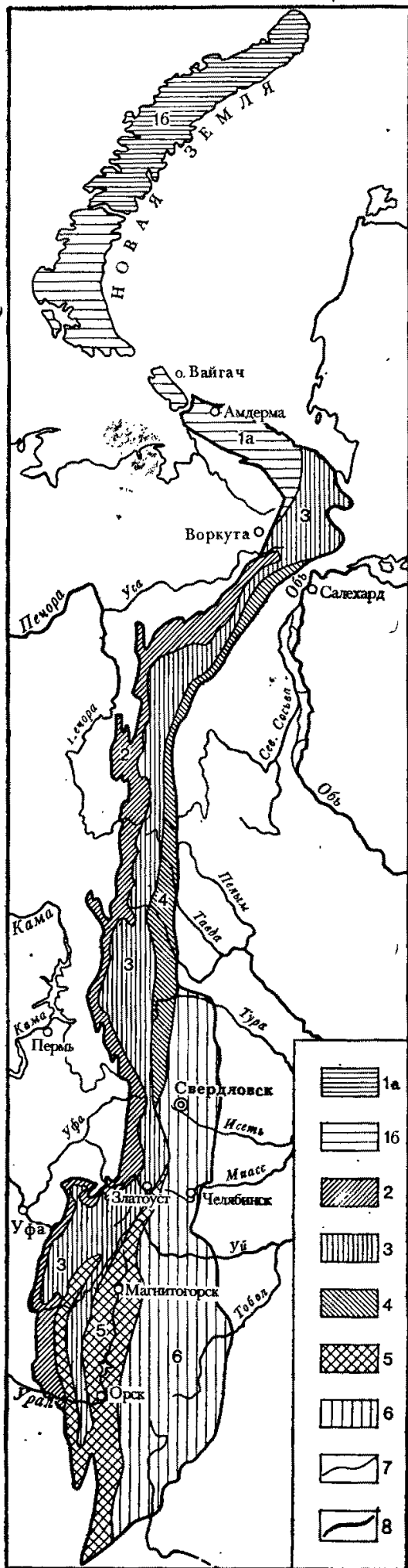


Рис. 77. Схема распространения кор выветривания в пределах Среднего Урала: 1 — распространение кор выветривания на Среднем Урале; 2 — распространение кор выветривания в Зауралье; 3 — распространение кор выветривания под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты; 4 — граница между Уральско-Новоземельской горной страной (II) и Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (III) платформами

Рис. 76. Схема инженерно-геологического районирования Урало-Новоземельской горной страны: 1 — Урало-Новоземельский, 1a — Пайхойско-Новоземельский, 16 — Северо-Новоземельский; 2 — Западно-Уральский; 3 — Центрально-Уральский; 4 — Восточно-Уральский; 5 — Магнитогорский; 6 — Урало-Тобольский регион; 7, 8 — границы регионов и страны

по мере удаления на восток глубина их залегания увеличивается. В зависимости от возраста и от пород, на которых развиты коры выветривания, мощность их колеблется от 5 до 70 м.

В региональном плане распространение кор выветривания определяется прежде всего геоморфологическим строением местности. Развитие кор выветривания уменьшается с востока на запад, и наиболее широко они развиты в пределах пенеппена восточного склона Урала (рис. 77).

Наличие мощных кор выветривания на Урале требует специальных исследований при изысканиях и проектировании промышленных, жилищных и линейных видов строительства.

В целом материалы исследования кор выветривания Урала показали, что при правильном учете свойств и надлежащей оценке элювиальных грунтов, образованные в результате выветривания магматических и метаморфических пород, являются вполне пригодными для использования их в качестве естественных оснований.

Элювиальные песчаные и глинистые породы при одинаковых значениях коэффициента пористости, степени раздробленности и гидрофильности характеризуются достаточно высокими значениями сцепления, угла внутреннего трения и модуля деформации пород, что, по-видимому, обусловлено влиянием сохранившихся от материнских пород структурных связей.

К карбонатным отложениям приурочено широкое развитие различных типов и форм карста, что является важной инженерно-геологической особенностью Урала. На Западном Урале карст часто развит на контактах известняков с песчаниками и сланцами. Самые крупные карстовые полости находятся на уровне речных террас. Зона активного карста распространена здесь до глубины 150—160 м; ниже карст проявляется значительно слабее.

К карстовым областям Восточного Урала приурочены многочисленные месторождения полезных ископаемых (бокситы, асбест, медь, железо и др.), что придает изучению карста важное значение при поисково-разведочных работах и при эксплуатации месторождений. Например, важнейшие в экономическом отношении месторождения бокситов на Северном Урале приурочены к обширной карстовой провинции, связанной с выполняющими Тагильский синклиорий известняками, доломитами и мергелями. Протяженность ее с юга от р. Тагил на север до водораздела рек Северная Сосьва—Лозьва около 500 км, а с запада на восток — 30 км, площадь — около 15 000 км². Здесь карст приурочен главным образом к синклиналим структурам, сложенным силурийскими и девонскими известняками. Породы закарстованы до глубины 1000 м. Коэффициент закарстованности изменяется от 2—5% в верхней зоне до 0,4—0,2% на глубине 300 м. Древние карстовые полости в большинстве случаев заполнены осадками бокситового и алевронто-аргиллитового состава.

Источниками обводнения рудников служат поверхностные воды рек, атмосферные осадки, инфильтрующиеся на закарстованной площади водосбора, приток из удаленных карстовых водоносных горизонтов, приток из некарстующихся трещиноватых пород и статические запасы вод. В результате водоотлива из шахт в районе Североуральских бокситовых месторождений образовалась депрессионная воронка площадью 110 км².

Уральские горы имеют сравнительно небольшую высоту: в центральной части — 1700 м, в Магнитогорском районе — 700 и менее метров. Поэтому, а также вследствие большой меридиональной протяженности Урало-Новоземельской складчатой области она имеет как верти-

кальную, так и широтную зональность, которой определяются не только ландшафты, грунтовые воды и экзогенные процессы, но в известной степени и характер четвертичных отложений. Так, наличие мощного покрова материкового льда в северо-восточной части Новой Земли, достигающего мощности 300—500 м, обуславливает движение приповерхностных слоев выводящих ледников с ледникового щита со скоростью 100 м и более в год. Мерзлые породы окраинных участков плато без ледникового покрова характеризуются среднегодовой температурой пород от -3 до -7° на баренцевоморской стороне и от -5 до -9° на карской стороне Новой Земли.

Практика строительства в районе распространения многолетнемерзлых пород показывает, что во всех случаях деятельность человека вызывает изменение геотермического режима грунтов. Так, на территории пос. Амдерма в целом происходит интенсивное понижение температуры верхних горизонтов горных пород. В 1963 г., когда в поселке были построены трех-, четырехэтажные дома, сети дорог и коммуникаций, температуры пород стали ниже, чем в тундре. Это объясняется изменением снежного покрова, уплотнением и удалением снега при застройке территории, строительством всех зданий и сооружений по методу сохранения многолетнемерзлого состояния пород в основании и другими факторами. Однако отдельные сооружения, построенные без продуманной инженерной подготовки, испытывали деформации вследствие повышения температуры и резкого увеличения глубины сезонного оттаивания пород.

В пределах Приполярного и Полярного Урала породы находятся в многолетнемерзлом состоянии, здесь имеются небольшие каровые ледники. Особую сложность при освоении этой части территории представляет рельеф — среднегорный альпийского типа, с крутыми голыми склонами и гольцовыми вершинами. Из современных процессов, требующих учета при освоении территории, следует отметить широкое развитие делювиально-солифлюкционных процессов и лавин.

§ 5. СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕНЕЗА И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ, ИСПЫТАВШИЕ НА СЕБЕ ЕГО СУЩЕСТВЕННОЕ ВЛИЯНИЕ

Альпийская складчатость имела большое значение в создании современных горных сооружений. Некоторые из них возникли на месте геосинклиналей (Копетдаг, Кавказ, Крым, Карпаты и др.), другие имеют эпиплатформенное происхождение; основанием их могут являться в одних случаях палеозойские и более древние толщи, в других — мезозойские, в третьих — мезозойско-кайнозойского возраста. Такое же разнообразие наблюдается и среди рифтогенов. Нельзя забывать и современные геосинклинали, выразителями которых являются геосинклинальные и вулканические островные дуги. Все это территории, отличающиеся друг от друга по геоструктурным признакам и, следовательно, по своим инженерно-геологическим условиям. Например, эпигеосинклинальные орогены на мезозойско-кайнозойском складчатом основании возникли на месте геосинклинальных прогибов в неоген-четвертичное время. Для них характерны преобладание общих поднятий, очень большие градиенты скоростей, проявление сильных землетрясений, наземного эффузивного и интрузивного магматизма, заложение и развитие межгорных и краевых прогибов, выполненных молассами, сводово-глыбовые складчатые сооружения.

Новейшие структуры часто наследуют структуры предшествующих геосинклиналей. Широкое развитие имеют терригенные, карбонатные,

вулканогенные, флишевые геосинклинальные формации мезокайнозойского возраста, породы которых сильно дислоцированы.

Новейшие движения большой амплитуды создают сводово-глыбовые и складчато-глыбовые деформации, прогибы, надвиги, разрывные нарушения. Ими обуславливаются новейший вулканизм и сейсмичность.

Рельеф имеет большое разнообразие и сложность. Развиты складчатые, складчато-глыбовые и глыбовые горы, вулканические нагорья. По абсолютным отметкам горы различаются от низких до высочайших.

Гидрогеологические условия характеризуются наличием трещинных и трещинно-жильных вод в горах и артезианских вод в межгорных и предгорных бассейнах. Широкое развитие имеют самые разнообразные геологические процессы: склоновые процессы (обвалы, осыпи, оползни, сели), процессы, обуславливающие эрозионную расчлененность рельефа, и процессы, связанные с природной вертикальной поясностью.

Эпиplatformенные материковые орогены возникли на месте территорий, развивавшихся в течение длительного времени в условиях платформенного режима. Характеризуются преобладанием общих поднятий, сводово-глыбовой структурой, отсутствием краевых прогибов и реликтовых элементов геосинклинальной стадии развития. Складчатые деформации в основном присущи молассовым комплексам межгорных и предгорных впадин.

Эпиplatformенные орогены имеют разные инженерно-геологические условия в зависимости от возраста складчатого основания.

Эпиplatformенные орогены на палеозойском и более древнем складчатом основании имеют сложное геологическое и тектоническое строение. Встречаются горные породы, принадлежащие к разным структурным этажам, различной степени дислоцированности, метаморфизма и литификации.

Породы докембрийского складчатого основания глубокометаморфизованы (гнейсы, амфиболиты, мраморы и др.).

Породы каледонского и герцинского этапов складчатости слагают геосинклинальные формации, такие, как карбонатные, вулканогенно-терригенные, терригенные и другие, разной степени метаморфизованные, часто сильнодислоцированные, прорванные интрузиями. Породы верхнего палеозоя и мезозоя представлены платформенными формациями. Новейшие орогенные формации представляют мощные скопления грубообломочного материала, часто красноцветных отложений, местами морских, озерных и вулканогенных. Их мощность доходит до 6 км и более.

Новейшие движения весьма интенсивны и способствуют образованию общих сводово-глыбовых поднятий, осложненных сбросами, грабенами. Характерны новейший вулканизм и сейсмичность.

В результате формируется горный рельеф, характерный для орогенных зон, реже — плоскогорья. Сводово-глыбовые и глыбовые горы значительно расчленены. Древние поверхности выравнивания подняты на различную высоту и также расчленены. В формировании рельефа большую роль играют разрывные нарушения.

Гидрогеологические условия характеризуются наличием складчатых гидрогеологических областей с массивами трещинных и трещинно-жильных вод и артезианских бассейнов.

Широко развиты гравитационные процессы и процессы, связанные с вертикальной поясностью (высокогорные ледники и снежные лавины, высокогорная многолетняя мерзлота с присущими ей процессами и др.), карст и другие, характерные для всех орогенов.

Эпиplatformенные орогены на мезозойском складчатом основании во многом напоминают предыдущий геоструктурный тип. Основное от-

личие заключается в составе горных пород, слагающих формации разных структурных этажей. Терригенные формации байкальского складчатого комплекса представлены преимущественно филлитами, глинистыми сланцами, кварцитами, известняками, гнейсами, мраморами. Формации палеозойского складчатого комплекса преимущественно карбонатные и терригенные (песчаники, сланцы), разной степени дислоцированности и метаморфизованности. Мезозойские терригенные формации имеют преимущественно песчано-глинистый и алевритово-глинистый состав. Формации новейшего времени представлены во впадинах молассовыми отложениями: известняками, конгломератами, песчаниками, сланцами, мергелями. Широкое развитие имеют магматические формации различного возраста.

Исходя из этих общих положений, остановимся на некоторых инженерно-геологических особенностях отдельных регионов.

Кавказ. Кавказ характеризуется исключительным многообразием и контрастностью региональных и зональных инженерно-геологических условий. Наряду с богатыми гидроэнергетическими ресурсами на Кавказе имеются месторождения нефти, газа, каменного угля, железа, марганца, меди, свинца, цинка, разнообразных редких металлов, барита, монтмориллонитовых глин, диатомита, талька, мрамора и других строительных материалов, на его территории насчитывается более 300 минеральных источников.

На Кавказе широкое развитие получили промышленность и сельское хозяйство. Курорты Черноморского побережья, Северного Кавказа и Закавказья получили мировую известность. Все это обусловило подробное инженерно-геологическое изучение отдельных районов Кавказа, которое, безусловно, будет продолжаться в дальнейшем все нарастающими темпами, по мере освоения его территории в самых разнообразных направлениях.

Самостоятельное инженерно-геологическое значение имеют: мегантиклинории Большого и Малого Кавказа, Закавказский межгорный прогиб и пояс Предкавказских передовых прогибов.

В сложной истории геологического развития Кавказа выделяются три основных этапа с соответствующими им структурными этапами: догерцинский, герцинский, альпийский. Каждому из этих структурных этапов присущи свои формации пород.

Достаточно хорошо изучена эффузивно-осадочная формация байоса, объединяющая массивные порфириды, туфобрекчии и лавобрекчии, туфопесчаники и аркозовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы этой формации изучались в инженерно-геологическом отношении в связи с проектированием ГЭС на реках Риони, Ингури, Кодори; их прочность на сжатие изменяется от 60 (туфы, алевролиты, аргиллиты и др.) до 130 (порфириды и др.) МПа.

Северный и южный склоны Большого Кавказа обрамляет карбонатная формация верхней юры, мела и отчасти палеогена, объединяющая известняки, с подчиненным значением мергелей, песчаников, аргиллитов. В породах карбонатной формации, несмотря на развитый в них карст, построен ряд арочных плотин. Одна из них расположена на р. Сулак и входит в комплекс сооружений Чиркейской ГЭС (Дагестанская АССР). В состав строящегося гидроузла входят арочная плотина высотой 235 м, длиной по гребню 390 м, подземная электростанция, располагающаяся на глубине 240 м, тоннели и низконапорная земляная дамба.

Еще более сложным сооружением является строящийся гидроэнергетический комплекс на Ингури, включающий четыре ступени высоконапорных гидроэлектростанций. Район сооружения арочной плотины высо-

той 270 м характеризуется исключительно сложной тектоникой. Несмотря на это, строительство ИнгуриГЭС оказалось возможным, так как опыт проектирования и строительства показывает, что карбонатные породы при всестороннем их исследовании в сочетании с геолого-структурными и природными факторами могут являться надежной средой для строительства крупных гидротехнических сооружений, в частности арочной плотины и напорных деривационных тоннелей большого сечения. Были доказаны принципиальная возможность и целесообразность создания мощных цементационных завес, увеличения прочности и монолитности трещиноватой среды путем заполнения крупных трещин цементом.

В Предкавказском прогибе большую часть разреза составляют породы толщи майкопской серии, которые можно рассматривать как верхнетерригенную субплатформенную формацию; они представлены олигоцен-нижнеэоценовыми глинами, сформировавшимися в условиях предгорного прогиба. Майкопские глины обладают значительной плотностью, имеют высокое содержание глинистых частиц (<5 мкм до 80%), характеризуются преобладанием в поглощающем комплексе катионов Na (емкость поглощения глин 30—35 мг-экв на 100 г породы), высоким содержанием гумуса (до 4%) и гуминовых кислот (25% от общего количества гумуса), вследствие чего глины склонны к сильному набуханию; при их выветривании образуется оскольчатая и листоватая щебенка, которая дает осыпи и является благоприятной средой (вместе с выветрелой породой) для зарождения оползней. Состав и свойства майкопских глин выдержаны и однородны на значительных площадях. В природных условиях имеют твердую консистенцию.

Широкое развитие имеют также сарматские глины, являющиеся высокодисперсными гидрослюдистыми породами, содержащими глинистую фракцию от 50 до 90%. Они могут быть отнесены к слабо- и среднезасоленным породам; из водно-растворимых солей преобладают сульфаты Na и Mg. Содержание карбонатов резко изменяется как по разрезу, так и по площади — от 1—2 до 40—50%. Такая же закономерность характерна и для гумуса (от 0,2 до 5%). В соответствии с этим физико-механические свойства сарматских глин также нестабильны для различных пунктов. То же можно сказать и о сарматских известняках. По данным В. П. Ананьева, их временное сопротивление сжатию в пределах Кубанского прогиба колебалось в сухом состоянии от 2 до 130 МПа.

Организация инженерно-геологических исследований является более сложной на территории, где развиты сарматские отложения, по сравнению с территорией, занятой майкопскими глинами.

Среди четвертичных континентальных отложений Предкавказского прогиба повсеместное развитие имеют лёссовые породы.

Ирригационное строительство на Северном Кавказе в районах, сложенных лёссовыми породами, приводит к широкому развитию просадочных процессов. Просадки глубиной от 1 до 3 м имеют место на 20—40% длины каналов в Терско-Кумском междуречье, где, кроме того, просадочные явления сильно деформируют около 6—10% поверхности самих орошаемых площадей.

Среди четвертичных образований Большого Кавказа встречаются эффузивные породы, являющиеся высококачественным строительным материалом с пределом прочности на сжатие 105—260 МПа.

Среди продуктов новейшего вулканизма особое место занимают пирокластические туфы и туфолавы, развитые в магматической провинции Арагаца; они широко используются в качестве прекрасного строительного материала, пористость которого изменяется от 2 до 48%, а прочность — от 4 до 80 МПа.

В породах эффузивно-осадочной формации на территории Армянской ССР построен Северо-Разданский каскад с шестью ГЭС, являющийся сложным инженерным сооружением, рассчитанным на использование вод озера Севан. На протяжении 100 км падение каскада составляет 840 м при общей длине деривационных сооружений около 57 км, из которых 35 км тоннельных. Отдельные участки каскада проложены в условиях интенсивной трещиноватости молодых андезито-базальтовых лав, там, где развиты оползни и обвалы, а делювиальные отложения и увлажненная кора выветривания миоценовых глин находятся в состоянии глубинной ползучести. Благодаря соответствующим инженерно-геологическим изысканиям и принятым мерам, в частности по защите сооружений от углекислых вод, каскад эксплуатируется нормально, хотя и наблюдаются оползни вдоль трассы деривационного канала.

Севано-Разданский ирригационно-энергетический комплекс имеет огромное значение для экономического развития Армянской ССР, но в то же время он вызвал значительное падение (до 18 м) уровня Севана, что вызвало удлинение русел впадающих в него рек, усиление глубинной и овражной эрозии и связанную с ними активизацию оползней и селей. С целью сохранения нынешнего уровня озера Севан и возможности его поднятия в настоящее время завершается строительство безнапорного тоннеля длиной 48 км, проходящего в молодых андезито-базальтовых лавах, для переброски в озеро части стока р. Арна и разрабатываются варианты переброски воды из других рек.

Кавказ и в настоящее время испытывает активные тектонические движения. Например, по данным геодезических наблюдений, большая часть Терско-Сулакской дельты прогибается со скоростью 2 мм/год и более, а Терско-Сунженская область, наоборот, испытывает поднятия со скоростью 1—2 мм/год.

Большая часть региона находится в пределах 7-балльной сейсмической зоны, что подтверждается более чем 20 землетрясениями силой 6—7 баллов, происшедших за последние 150 лет (рис. 78).

Сейсмическая активность отдельных частей региона сочетается с различными процессами экзогенного характера. И, несмотря на это, в пределах Кавказа построено много сложных сооружений. Одним из примеров — Мингечаурский гидроузел (1947—1953 гг.), который был первым опытом строительства крупных ирригационно-энергетических комплексов в условиях межгорных депрессий Кавказа на слабых глинисто-песчаных грунтах молассовой формации. Намывная земляная плотина Мингечаурского гидроузла имеет высоту 80 м и длину по гребню 1,5 км; подпор, создаваемый плотиной, позволяет оросить из ее верхнего бьефа 410 тыс. га. Для успешного возведения и эксплуатации Мингечаурской ГЭС проводились детальные инженерно-геологические исследования, во время которых изучались сжимаемость грунтов, процессы выветривания глинистых пород и связанного с ними «глиняного карста» и ряд других вопросов.

Горно-складчатые сооружения Средней Азии. Горы Средней Азии отличаются сложным геологическим строением, которое формировалось в разное время и в разной палеогеографической обстановке. Они возникли главным образом в результате проявления каледонской, герцинской и альпийской складчатостей. К каледонским горно-складчатым сооружениям относятся Северный Тянь-Шань, часть Среднего Тянь-Шаня; к герцинским — Южный, Юго-Западный Тянь-Шань, Северный, Центральный Памир, Юго-Восточный, Юго-Западный Памир; к альпийским — Юго-Восточный и Юго-Западный Памир, Копетдаг, Большой Балхан.

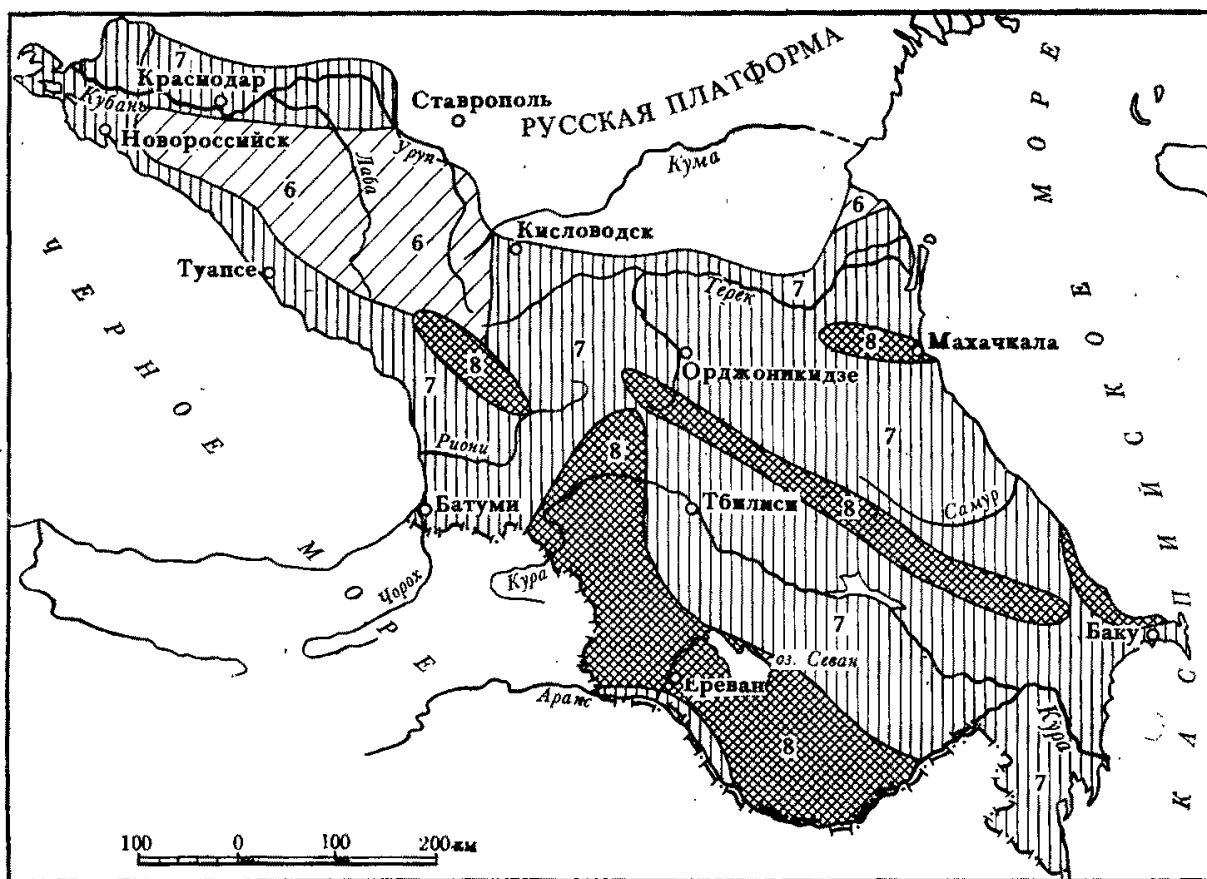


Рис. 78. Сейсмические зоны Кавказа. Цифрами обозначена балльность районов

Современный облик горно-складчатых сооружений Средней Азии сформировался в неоген-четвертичное время. В это же время высокие горы стали областью широкого оледенения. Поднятия продолжались в голоцене и достигли на юге Средней Азии 12 мм в год. С ними связана высокая сейсмичность, достигающая до 9—10 баллов.

Землетрясения способствовали возникновению в горах крупных обвалов и оползней.

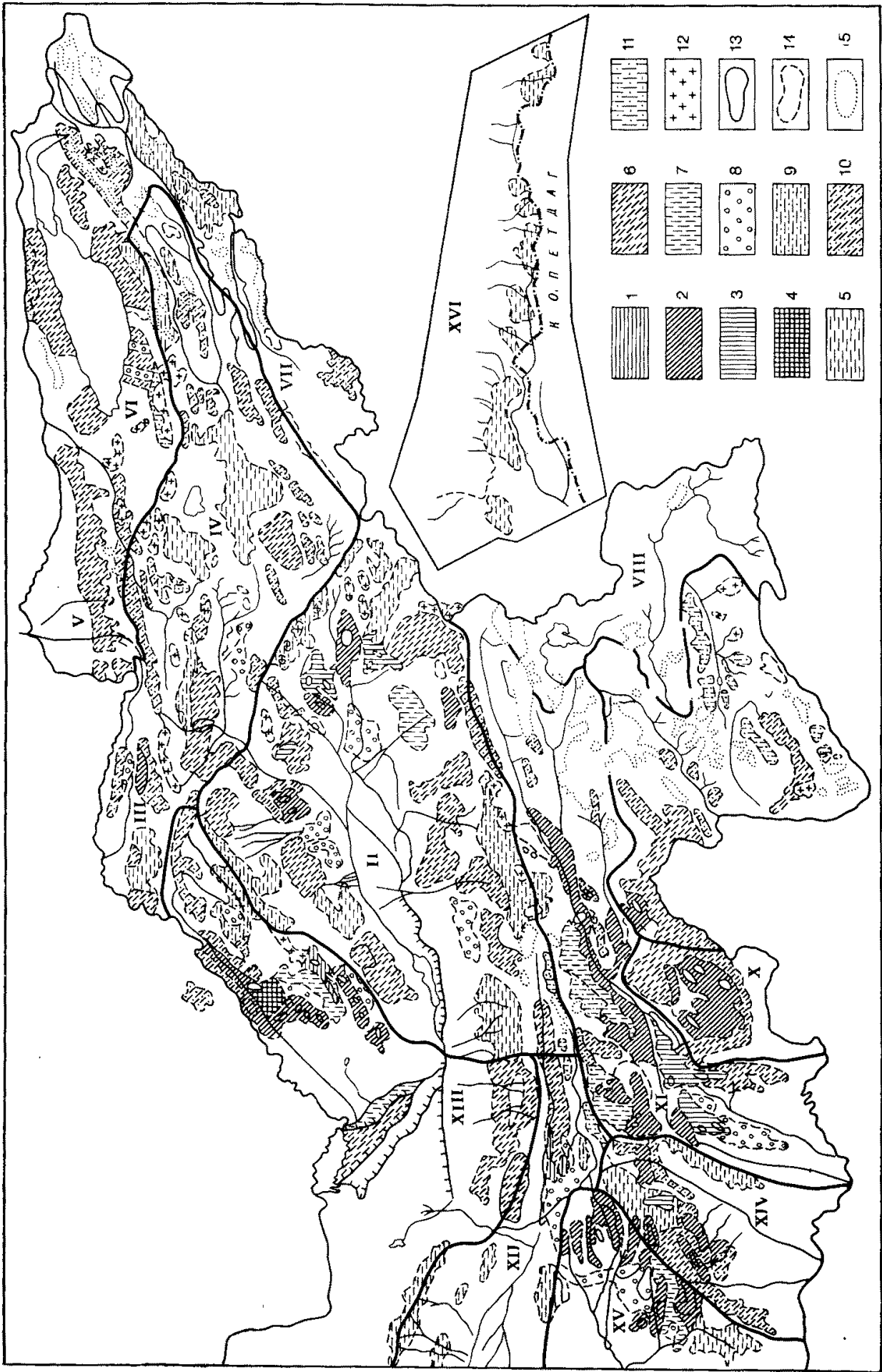
Для большей части территории региона характерно развитие на поверхности лёссовых пород. С ними связаны явления просадочности, оврагообразования, суффозионные процессы, возникновение оползней, сплывов.

При общем небольшом количестве атмосферных осадков, при интенсивных ливнях и снеготаяниях возникают сели, число которых с 1887 г. по настоящее время учтено в количестве 3700 случаев. К карбонатным формациям приурочен карст.

На территории региона проводятся крупное ирригационное строительство, строительство крупных гидроэнергетических сооружений, больших городов, разработка крупных месторождений полезных ископаемых, строительство железных и автодорог, линий электропередач. Для их проектирования, строительства и эксплуатации проводилось изучение инженерно-геологических условий территории.

Инженерно-геологические условия различны в отдельных горно-складчатых сооружениях. Например, на Памире байкальский структурный этаж сложен высокопрочными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами кристаллического фундамента. Породы верхне-среднепротерозойского структурного этажа Памира (сланцы, кварциты, мрамор, известняки, песчаники) имели прочность до 200 МПа.

В районе Нурекского гидроузла развиты породы терригенной и тер-



ригенно-карбонатной формаций мезозойского структурного этажа, среди которых песчаники и алевриты имеют прочность, достигающую 100—200 МПа.

Как видно, скальные грунты, относящиеся к разным формациям и разным петрографическим типам пород, имеют достаточно высокую прочность. Поэтому на первый план при оценке массивов пород выдвигаются такие факторы, как выветрелость и трещиноватость пород, связанные с их положением относительно зон тектонических нарушений, в пределах которых раздробленность пород прослеживается на большую глубину.

Среди четвертичных отложений различных геолого-генетических комплексов большое значение имеют лёссовые породы, пользующиеся чрезвычайно широким распространением, глинистые породы (супеси, суглинки, реже — глины) и грубообломочные породы. Последние развиты в долинах рек и у подножия склонов, отличаются высокой несущей способностью и низкой сжимаемостью, имеют модуль деформации 90—120 МПа и являются достаточно надежным основанием для сооружений при условии, что в них отсутствуют линзы и прослойки слабых пород. В качестве примера можно указать, что здания и сооружения Душанбе, расположенного в центральной части Гиссарской долины на разных по возрасту террасах рек Вахш и Кафирниган, возводятся на основаниях, представленных двумя разновидностями пород — гравийно-галечными и лёссовыми. На гравийно-галечных основаниях деформации зданий и сооружений не наблюдается, в то время как она весьма интенсивно проявляется на лёссах, где просадка достигает 1 м и более и приводит к деформации и даже разрушению многих зданий.

Лёссовые породы весьма разнообразны. В лёссах широко развиты просадочные явления; при ливневых дождях в слабовыраженных понижениях образуются водоемы диаметром 200—300 м и более. При этом поверхность дна и примыкающих площадей покрывается просадочными трещинами, образуется серия концентрических террасовидных уступов.

Отмечено, что сейсмические воздействия (сейсмичность территории 7—9 баллов) способствуют развитию просадочных деформаций и возникновению селей и оползней, приуроченных главным образом к лёссовым породам.

Оползни развиваются преимущественно в лёссовых породах (рис. 79). В горной и предгорной частях Чаткальского и Кураминского хребтов, в бассейнах рек Чирик и Ахангаран в 1958—1972 гг. было зафиксировано 2106 оползневых участков, охватывающих площадь в 429 км². Увеличение количества атмосферных осадков резко увеличивает современную активность оползней. В период с 1962 по 1972 г. более 50% всех оползней пришлось на 1969 г., когда количество атмосферных осадков было наибольшим (рис. 80).

Крупные оползни приурочены к зонам обводненных разломов, где существуют благоприятные условия для увеличения напорного градиента на контакте интенсивного увлажнения толщи лёссовых пород подзем-

Рис. 79. Схема распространения оползневых, осыпно-обвальных и селевых процессов в горной части Средней Азии (по Р. А. Ниязову, В. П. Пушкаренко). Пораженность территории экзогеодинамических областей (I—XVI) процессами (K_n — отношение площади зафиксированных явлений к площади возможного развития данного явления). Оползневые: 1 — очень слабая ($K_n=0,1$); 2 — слабая ($K_n=0,1—0,2$); 3 — средняя ($K_n=0,2—0,4$); 4 — сильная ($K_n=0,4$). Селевыми: 5 — очень слабая ($K_n=0,15$); 6 — слабая ($K_n=0,15—0,30$); 7 — средняя ($K_n=0,30—0,45$); 8 — сильная ($K_n=0,45$). Осыпно-обвальные: 9 — очень слабая ($K_n=0,1$); 10 — слабая ($K_n=0,1—0,2$); 11 — средняя ($K_n=0,2—0,4$); 12 — сильная ($K_n=0,4$). Границы развития процессов: 13 — активного, 14 — возможного. Прочие знаки: 15 — ледники, снежники

ными водами. Например, в пределах левобережья р. Ангрэн из 32 блоковых оползней 27 приурочены к обводненным зонам разломов.

Одним из районов с высокой оползневой активностью является бассейн Зеравшана, где зафиксированы сотни оползнепроявлений. Среди них известны оползни-обвалы, такие, как Айнинский, когда оползневой массив захватывает не только делювиальные, но и подстилающие их палеозойские породы. Оползневые массы объемом в несколько миллионов кубических метров направляются в сторону русла рек, и были случаи неоднократного перекрытия русла рек Зеравшан, Угноб и их много-

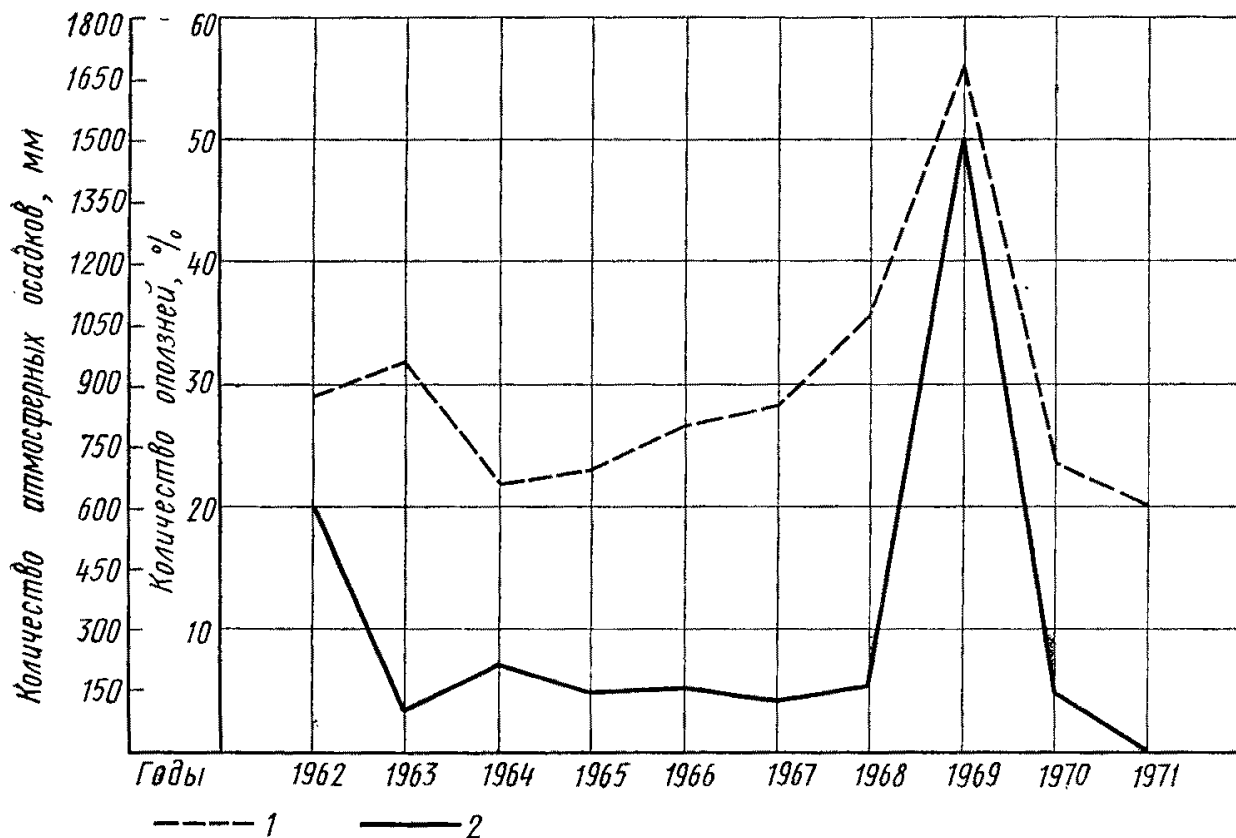


Рис. 80. Сопоставительный график количества оползней с атмосферными осадками за период с 1962 по 1972 г. (Срединный Тянь-Шань): 1 — количество атмосферных осадков; 2 — количество оползней, %

численных притоков. Образуются озера, которые при прорыве запруды дают разрушительные сели. В 1964 г. оползень у поселка Айни создал угрозу затопления городов и населенных пунктов в верхнем и среднем течении Зеравшана. Эта угроза реально существовала для городов Самарканда, Пенджикента и др. Только экстренные меры по спуску воды из образовавшегося озера позволили предотвратить это бедствие.

Сейсмичность Памира очень высокая — 9 баллов, и это способствует проявлению обвалов, осыпей, оползней и селей, особенно в условиях большой расчлененности Западного Памира, где углы склонов достигают 80—90°. Ширина зон, охваченных оползнями и обвалами, часто измеряется километрами, объемы смещенных масс достигают нескольких миллионов кубических метров. Образование большинства озер Западного Памира (Сарезское, Ашнлькульское, Друмкульское и др.) — результат подпруживания обрушившимися оползневymi и обвальными массами русел рек и мелких водотоков. Эти озера потенциально опасны в отношении возникновения грандиозных грязекаменных селей в случае прорыва запрудивших их перемычек.

Наиболее крупное гидроэнергетическое сооружение региона — Токтогульский гидроузел в среднем течении Нарына. Гидроузел имеет бетонную плотину высотой 215 м, длиной по основанию 40 м и по гребню 300 м с общим объемом бетона 3200 тыс. м³. Общий объем водохранилища составляет 19 500 млн. м³. Здание ГЭС первой очереди пристроено к плотине, установленная ее мощность 1200 тыс. кВт. Предусмотрено сооружение подземного здания ГЭС второй очереди мощностью 600 тыс. кВт. Строительство такого крупного гидроэнергетического сооружения в сложных инженерно-геологических условиях (рис. 81) стало

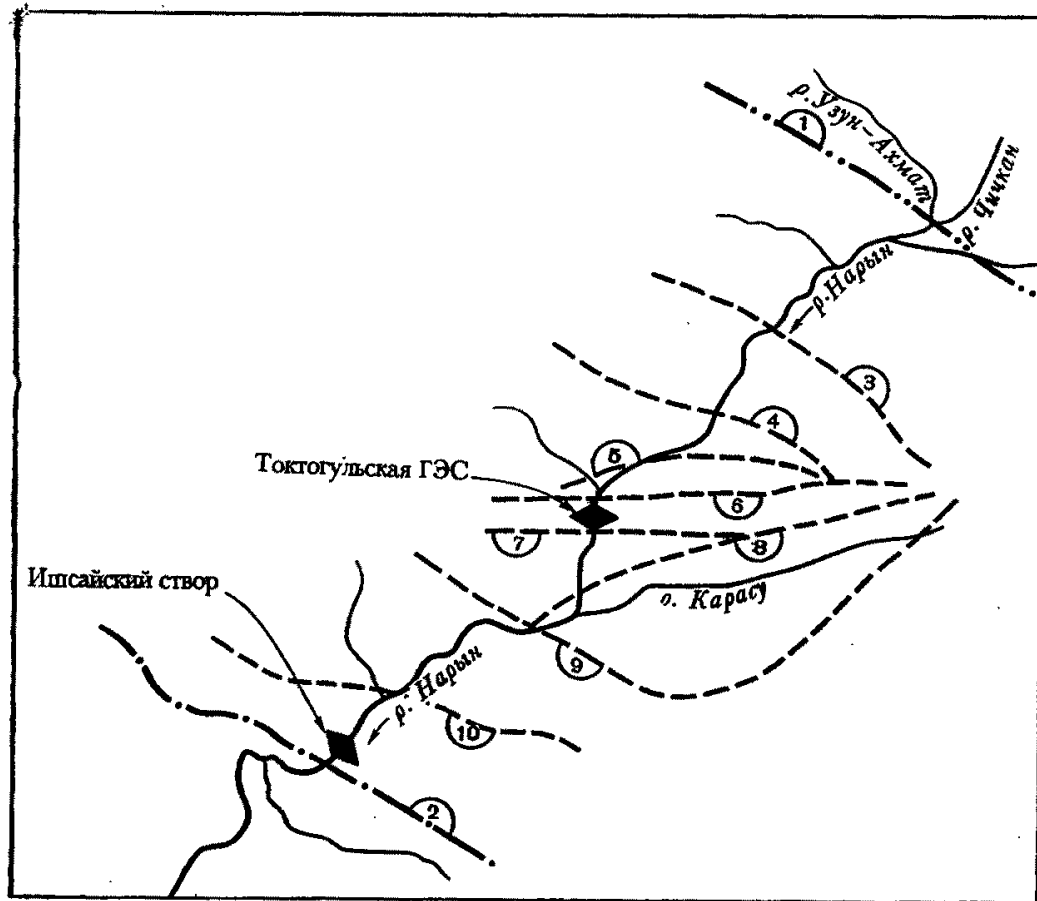


Рис. 81. Схема тектонического строения района Токтогульского гидроузла: 1 — глубокий Талассо-Ферганский разлом; 2 — Кызкурганский разлом II порядка; 3—10 — тектонические разрывы III порядка

возможным благодаря обоснованному проекту, базирующемуся на тщательных инженерно-геологических изысканиях.

Свои сложности возникают при проведении ирригационного строительства во впадинах. Например, в Ферганской долине на орошаемых массивах с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод проявляются процессы вторичного засоления; при этом минерализация в верхних частях водоносных горизонтов достигает 15—20 г/л.

Инженерно-геологические условия осложняются тем, что Ферганская долина — сейсмически активная территория (особенно восточная ее часть, где, например в Андижане, за последние 100 лет отмечено до 200 мелких толчков), относящаяся к 8- и 9-балльным сейсмическим зонам. Несмотря на отмеченные сложности инженерно-геологических условий, Ферганская долина имеет около 11 000 км² ирригационно-подготовленных земель, из которых устойчиво орошается около 80%, что достигнуто благодаря широкому развитию каналов на разных уровнях.

Среди четвертичных отложений Приташкент-Голодностепской впа-

дины широко распространены лёссовые породы, встречающиеся в различных геолого-генетических комплексах. Мощность просадочных лёссов, входящих в состав верхнечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений, изменяется от 5 до 20 м, а прогнозируемая величина просадки может достигать 1,5 м. Большая часть территории развития лёссовых пород описываемого комплекса освоена под орошение, и поэтому здесь лёссовые породы, испытавшие длительное искусственное промачивание, уплотнены (деградированы). Однако в зоне действия Северо-Ташкентского канала в Каракольской степи и некоторых других местах вертикальные просадочные смещения поверхности достигают 2—3 м в полосе 25—30 м, что свидетельствует о большой просадочности лёссов этого района.

Даже при наличии ряда неблагоприятных условий в 1975 г. в Голодной степи орошалось около 40 тыс. га земель. К 2000 г. с учетом предгорий Нуратинского хребта площадь орошаемых земель должна достигнуть 1 млн. га. Оросить такой огромный массив позволило строительство на Сырдарье Фархадской плотины и Кайракумского водохранилища емкостью 4,3 млрд. м³.

Орогенный пояс Казахстана. Под названием Казахская складчатая страна иногда объединяют орогенный пояс Казахстана и Казахстанский щит, каждый из которых можно рассматривать как инженерно-геологический регион второго порядка. Они настолько различны, что Казахстанский щит был рассмотрен как щит молодой платформы, а орогенный пояс Казахстана надо отнести к орогенам, испытавшим значительное влияние альпийской складчатости.

Орогенный пояс, выделяемый в юго-восточной части Казахстана, является окраинной зоной громадного массива горных цепей Центральной Азии, включающей несколько самостоятельных горных систем; сюда относятся хребты Казахстанского Алтая, Саура, Чингиз-Тарбагатая, Джунгарского Алатау и др.

В до мезозойское время в пределах Казахской складчатой страны сформировались раннекаледонский, среднекаледонский, позднекаледонский, раннегерцинский и позднегерцинский структурные этажи, сложенные прочными породами разного состава и разной степени метаморфизма, относящиеся к различным формациям, состав которых зависит от истории геологического развития горно-складчатых систем.

В качестве примера можно назвать массивные слабовыветрелые разновидности амфиболитов района Бухтарминской ГЭС; они имеют прочность на сжатие 110 МПа. Прочность габброидных пород после испытания их на морозостойкость (25 циклов) на площадках Усть-Каменогорской и Бухтарминской ГЭС составляла 110—190 МПа. Однако надо иметь в виду, что трещиноватость, выветрелость и водонасыщение могут значительно снизить прочность, особенно у глинистых сланцев (от 180 до 25 МПа).

В пределах Иртыш-Зайсанского региона отложения девона, относящиеся к различным геолого-структурным этажам и различным формациям, также имеют высокую прочность. Так, среднее значение временного сопротивления сжатию в зависимости от степени их водонасыщения составляет для известняков 110—140 МПа, кварцитов — 140—160, песчаников — 60—110 МПа. Все породы могут служить надежными основаниями, если они невыветрелы и нетрещиноваты.

Территория орогенного пояса Казахстана в мезозое находилась в стадии платформенного развития, когда денудационные процессы преобладали над процессами тектоническими, и представляла собой пенепленизированную равнину, абсолютные отметки которой в большинстве

случаев не превышали 100—200 м. Олигоцен ознаменовался общим поднятием и дифференциацией земной коры, формировались высокие горные хребты и углублялись межгорные впадины, где накапливались мощные (иногда до 2000 м) осадки с характерным увеличением обломков вверх по разрезу. К среднечетвертичному времени горные цепи, видимо, достигали 2500—2800 м. В результате процесса денудации современный рельеф орогенного пояса снижен и состоит от среднего холмогорья (200—500 м) до высокогорья (более 3000 м), занимающего небольшую площадь на юго-востоке Казахстанской складчатой страны.

Высокогорье характеризуется интенсивным расчленением склонов и водоразделов, значительными амплитудами относительных высот (до 1000 м) и широким распространением ледниковых форм рельефа. Большая роль в формировании современного рельефа высокогорья принадлежит термокарстовым явлениям, связанным с многолетней мерзлотой, развитой почти по всей высокогорной зоне на высоте порядка 2500 м. Мощность многолетнемерзлых пород достигает 100 м. Наибольшая льдистость отмечается в моренах нижнечетвертичного возраста; общая объемная льдистость этих отложений составляет 40—50%. В этих условиях требуются тщательные инженерно-геологические изыскания для создания устойчивости ответственных сооружений.

Среди четвертичных отложений региона наибольшим распространением пользуются породы ледниковой, водно-ледниковой, аллювиальной, пролювиальной, делювиальной и эоловой седиментации и отложения склоновых процессов. С поверхности четвертичных отложений на различных геолого-генетических комплексах часто залегают просадочные лёссовые породы, у которых значение i_m изменяется от 0,02 до 0,6.

Пролювиальные отложения формируют предгорные конусы выноса и предгорные пологонаклонные равнины. Дисперсность их изменяется от вершины к периферии конусов. В среднем гравийно-дресвяная и более крупная фракции составляют около 75%, песчаная — 15—20%, пылеватая и глинистая фракции — суммарно менее 10%. В естественном состоянии пролювиальные отложения характеризуются плотным сложением, за исключением верхней части, сложенной лёссовыми породами, среди которых около 10% относится к сильнопросадочным разновидностям.

Вертикальная зональность орогенного пояса Казахстана сказывается и на гидрогеологических условиях. По условиям циркуляции выделяются трещинные и трещинно-карстовые воды в пределах горных сооружений и денудационных равнин и пластово-поровые воды, аккумулирующиеся в рыхлых отложениях межгорных впадин и долин рек. В зависимости от рельефа глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется от нескольких метров (в долинах) до 100—150 м (на водоразделах).

В условиях резко континентального климата высокогорья скальные грунты, слагающие горные хребты Северного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Алтая, подвержены морозному выветриванию в течение примерно 160—210 сут в году. В результате выветривания на горных склонах образуется глыбовый, а затем и мелкообломочный материал, который под влиянием гравитационных сил перемещается вниз по склону, образуя обвалы, осыпи, снежно-каменные лавины и сели. Последние особенно широко развиты в долинах рек Заилийского, Джунгарского Алатау и Алтая.

Основной областью зарождения и формирования селевых потоков как локального, так и регионального проявления является высокогорная зона Заилийского Алатау. Наиболее характерные селевые потоки последнего десятилетия отмечены в бассейнах рек Иссык и М. Алматин-

ки. 7 июля 1963 г. в верховьях Жарсая (левый приток р. Иссык) при сочетании комплекса факторов, прежде всего в результате бортовых оползней, вызванных кратковременным, но интенсивным ливнем локального характера, сформировался мощный селевый поток. Селевые валы громадной разрушительной силы, сокрушая все на своем пути, прошли по долине реки и выплеснулись через различные интервалы времени в горное оз. Иссык. Поступление чрезвычайно большого количества селевых масс обусловило резкий подъем уровня воды и образование значительных волн, которые, распространяясь по озеру с огромной силой, ударились в тело завальной плотины. Динамическим воздействием волн, а главное, переливом больших масс воды через гребень естественной плотины последняя была разрушена в месте водосброса. Эрозионный врез в теле плотины достиг глубины 80—100 м при ширине поверху 60—80 м. Значительные массы воды, сброшенные из озера в образовавшийся проран, вызвали возникновение нового селевого паводка, причинившего значительные разрушения в долине р. Иссык ниже озера. После описанного катастрофического селя и спуска самого озера потенциальная селеопасность бассейна р. Иссык резко уменьшилась.

Выше уже говорилось, что строительство одного из самых крупных в мире селеуловителей — каменно-набросной плотины в урочище Медео (долина М. Алматинки) — спасло Алма-Ату от разрушения селевым потоком 15 июля 1973 г.

Инженерно-геологические условия орогенного пояса Казахстана осложняются его высокой сейсмичностью, достигающей 10 баллов.

Алтае-Саянская складчатая страна. Алтае-Саянская складчатая страна по разнообразию и обилию полезных ископаемых является одним из богатейших районов Советского Союза. Промышленный потенциал региона определяется и колоссальными энергетическими ресурсами рек Енисея и Чулыма. Сооружена крупнейшая в мире Красноярская ГЭС, заканчивается строительство еще более мощной Саяно-Шушенской ГЭС. Планируется строительство каскада гидроэлектростанций на Чулыме. Крупный промышленный комплекс создается в Абакан-Минусинском районе. Наличие дешевой электроэнергии обусловило развитие мощного глиноземно-цементного производства. Улучшаются транспортные условия региона. Алтае-Саянская страна является одним из наиболее сложных по своему геологическому строению регионов СССР. Его слагают разнообразные по составу и возрасту толщи осадочных, вулканогенных и интрузивных пород — от регионально-метаморфизованных архейских до слаболитифицированных четвертичных. Для области характерны сочетание интенсивной разрывной и пликативной тектоники, многократная складчатость, коренные изменения тектонического режима в различные этапы ее развития. Все это привело к формированию здесь весьма сложной инженерно-геологической обстановки, отдельные компоненты которой (формации горных пород, рельеф, подземные воды, геологические процессы) характеризуются большой неоднородностью и даже контрастностью в разных частях рассматриваемой территории.

Отложения протерозоя представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами и мраморами, прорванными крупными гранитоидными интрузиями. Примером могут служить граниты граносиенитовой формации среднепалеозойского возраста, находящиеся в створе Красноярской ГЭС (Шумихинская интрузия). Их временное сопротивление сжатия находится в пределах от 100 до 130 МПа. Массив гранитов разбит тектоническими трещинами.

Красноярская ГЭС — одно из ответственных гидротехнических

сооружений. Вес бетонной гравитационной плотины составляет 15 млн. т; она удерживает напор воды 100 м и создает водохранилище площадью 2000 км² и объемом 72,4 км³. Поэтому при ее строительстве особое внимание обращалось на трещиноватость гранитов и их «залечивание».

Разрез Западного Саяна сложен многокилометровой толщиной терригенных метаморфизованных пород верхнего протерозоя — силура. Породы смяты в сложные складки, разбиты тектоническими нарушениями, прорваны интрузиями. В разрезе преобладают очень прочные, слабо-трещиноватые и устойчивые к выветриванию породы. Например, прочность метаморфических сланцев, изученных в районе Саяно-Шушенской ГЭС, достаточно высокая и почти не снижается при водонасыщении (в воздушно-сухом состоянии среднее значение временного сопротивления сжатию в зависимости от их состава составляет 140—150 МПа, в водонасыщенном состоянии — 120—140 МПа). Средняя прочность роговиков того же района составляет 220 МПа, но в этом случае отмечается ее снижение при водонасыщении до 90 МПа. При выборе створа самой мощной на планете Саяно-Шушенской ГЭС, с бетонной арочно-гравитационной плотиной высотой 220 м, из трех конкурирующих створов (Карловского, Кибикского и Джойского) выбран Карловский створ, на котором основанием будут служить ороговикованные кристаллические сланцы с временным сопротивлением сжатию 150 МПа и модулем деформации $18 \cdot 10^3$ МПа. Джойский створ был отклонен из-за повышенной тектонической трещиноватости гранитов, Кибикский — из-за наличия в сланцах хлорита и серицита, существенно снижающих сопротивление сдвигу.

В Кузнецком бассейне на породах терригенной формации нижнего карбона, покрывающих девонский фундамент прогиба, залегают породы угленосной формации, сложенные отложениями прибрежных морских лагун карбона и нижней перми и озерно-болотными отложениями верхней перми. Под влиянием процессов орогенеза они превратились в аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты с прослоями каменных углей, а иногда мергелей. Временное сопротивление сжатию пород этих двух серий (песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов, мергелей, конгломератов) изменяется в широком пределе — от 1,5 до 130 МПа, в зависимости от состава пород, их выветрелости и принадлежности к одной из серий (породы балахонской серии имеют большую прочность, чем породы кольчугинской серии).

Временное сопротивление сжатию пород угленосной формации Кузбасса также в значительной степени зависит от принадлежности их к той или иной тектонической зоне, что связано с различной интенсивностью их напряженности.

Все породы угленосной формации в различной степени рассланцованы, трещиноваты, слабо метаморфизованы и при подрезке их на склонах и в бортах угольных карьеров быстро выветриваются, образуя осыпи, наиболее обильные при наклоне слоев пород параллельно бортам карьеров. Особенно быстро выветриваются и осыпаются прослойки угля. Коэффициент фильтрации угленосных терригенных пород достигает 15—20 м/сут.

В угленосных породах в Кузбассе наблюдаются подземные пожары. При выгорании каменноугольных пластов образуются пустоты, а породы, слагающие кровлю выгоревшего пласта (песчаники, алевролиты и аргиллиты), подвергаются обжигу и ошлакиванию. Они становятся более плотными и трещиноватыми, их сопротивление сжатию и морозостойкость значительно увеличиваются (до 10 МПа), увеличиваются также водопоглощение и коэффициент фильтрации. Изменяется окраска пород.

Выгорание углей наблюдается до глубины 100 м, реже — 200 м и по простиранию достигает 2500 м.

Выгорание угольных пластов сопровождается обрушением их кровли в выгоревшие пространства, нередко с появлением провальных воронок на поверхности, что может привести к деформации и разрушению инженерных сооружений. Залежи горелых пород в Кузбассе огромны. Горелые породы здесь используются как строительный материал на щебень, в качестве инертных добавок к бетону, гидравлических добавок к силикатным цементам, для алюмосиликатного кирпича, производства красок, для отсыпки дорожных насыпей, забутовки подземных выработок и других целей.

В течение к а й н о з о я сформировались современный рельеф и рыхлый покров территории, возникли климатическая широтная зональность и высотная поясность, сформировались мерзлота и современные бассейны грунтовых вод.

Средне-верхнеплейстоценовый этап характеризуется резким похолоданием и появлением в наиболее высоких частях территории многолетней мерзлоты и многочисленных ледников, которые, постепенно разрастаясь, спускаются по долинам и заполняют отдельные межгорные впадины.

По характеру экзогенных процессов и условиям осадконакопления территория Алтае-Саянской области в рассматриваемый период распадается на две зоны: собственно ледниковую и перигляциальную.

Во внеледниковой зоне накапливались четвертичные отложения различного генезиса, на которых залегают лёссовые породы, обладающие просадочными свойствами. Возникновение процессов облессования пород может быть связано с климатическими особенностями территории, обусловленными многократным промерзанием и оттаиванием пород, близостью и непосредственным влиянием ледниковых зон.

В Западном Саяне среди четвертичных отложений встречаются лёссовые породы с содержанием пылевой фракции 62%; пористые (коэффициент пористости в среднем 0,97) и макропористые. При замачивании под нагрузками 0,1—0,15 МПа эти породы могут давать дополнительную осадку до 1—2%. Лёссовые породы в пределах Каа-Хемского угольного разреза (Тувинская впадина) оказались просадочными до глубины 2 м под природным давлением. В Минусинской впадине верхняя часть (до глубины 7 м) аллювиальных отложений высоких террас часто облессована. При нагрузках 0,3 МПа коэффициент относительной просадочности колеблется от 0,05 для отложений высоких террас до 0,04 для отложений I надпойменной террасы. В условиях предрасположенности к просадке грунтов изменение влажности может повлечь за собой деформацию зданий. Избежать этого явления можно при сооружении свайных фундаментов или при закреплении лёссов различными методами. Просадочные лёссовые породы широко развиты и в других частях региона.

Территория Алтае-Саянской горной страны относится к областям повышенной тектонической активности. Она характеризуется частыми землетрясениями различной силы, иногда достигающими 8—10 баллов.

Развитие современных экзогенных процессов в пределах Алтае-Саянской горной страны тесно связано с ее геоморфологическим строением. В высокогорных крутосклонных районах преобладают обвальнo-осыпные, в среднегорных и низкогорных — преимущественно делювиальные и пролювиальные процессы. Наиболее активная эрозия происходит на участках прорыва речных долин через горные хребты. Аккумулятивные процессы приурочены к межгорным впадинам, речным

долинам, подножиям склонов. В целом на территории преобладают склоновые процессы, среди которых в порядке их значимости следует отметить делювиально-пролювиальные, юбвально-осыпные и делювиально-солифлюкционные. Локально развиты карст, эоловые процессы и др.

Современный карст отмечается в приенисейской зоне почти повсеместно на площади развития карбонатных пород протерозоя и кембрия. Подземные виды карста представлены пещерами как молодыми, находящимися в стадии активного роста, так и древними, вскрытыми и частично уничтоженными эрозией. Длина их от 45 до 1000 м, глубина — от 4 до 274 м. Карст вызывает неравномерную обводненность территории.

Забайкальская складчатая страна. К Забайкалью относится горный пояс Южной Сибири от Тункинской котловины и оз. Байкал на западе до Зейско-Буреинской равнины и Охотского моря на востоке и от субширотного отрезка Лены и Станового хребта на севере до государственной границы на юге.

Рассматриваемая территория неоднородна по природным условиям. Отдельные ее регионы существенно отличаются по геоморфологическим, ландшафтным, геологическим и другим особенностям, однако всю территорию можно рассматривать как единый природный комплекс, характеризующийся следующими общими чертами:

1) резким преобладанием магматических пород над осадочными. Особенно большие площади заняты гранитоидами;

2) большая часть территории имеет резко пересеченный горный рельеф. Равнинных участков мало, и все они приурочены к межгорным впадинам, днища которых часто заболочены и расположены высоко над уровнем моря (500—1000 м);

3) суровым, резко континентальным климатом, обуславливающим на большей части территории широкое распространение многолетне-мерзлых пород, а на остальной части значительную глубину сезонного промерзания грунтов;

4) высокой сейсмичностью до 6—10 баллов, требующей в ряде мест применения антисейсмических конструкций при строительстве.

Значительные природные богатства края требуют широкого и более интенсивного хозяйственного освоения его уже в ближайшее время. Успешно проводится сооружение Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ), которая явится мощным стимулом широкого хозяйственного строительства и освоения огромных пространств севера Забайкалья. Только по трассе БАМ предстоит возвести около 3000 инженерных сооружений, более 100 больших мостовых переходов, пробить тоннели через Байкальский, Северо-Муйский и другие хребты, построить более 200 железнодорожных станций, поселков и городов, проложить шоссейные дороги и провести широкий комплекс мелиоративных и гидротехнических мероприятий для сельского хозяйства.

Уникальным богатством края является оз. Байкал — величайшее в мире хранилище пресной воды.

В геологическом строении Забайкалья принимают участие разновозрастные осадочные, вулканогенные и интрузивные образования.

Начало четвертичного периода в Забайкалье явилось важным рубежом в развитии климата, ландшафта и осадконакопления. Отмечаются прогрессивное похолодание и усиление континентальности климата.

Важнейшим событием в геологической истории Забайкалья было четвертичное оледенение, которое носило горно-долинный характер и охватывало территорию площадью не менее 30 тыс. км². Ниже снеговой границы, где оледенение отсутствовало, господствовали процессы, типич-

В период землетрясений в горах отмечаются сходы лавин, активизируются обвалы, осыпи, оползни, курумы и другие процессы. Массовому проявлению обвалов благоприятствуют прежде всего сильная раздробленность горных пород, обилие разломов, зон милонитизации и густая сеть тектонических трещин.

Многолетнемерзлые породы в Забайкалье распространены крайне неравномерно по площади и в разрезе. Значительные территории севернее рек Шилки, Уды, Баргузина, а также в верховьях рек Джиды, Ингоды и Чикоя сплошь заняты многолетнемерзлыми породами, а талые породы занимают не более 5% площади. В большинстве случаев мощность сплошного покрова мерзлых пород составляет более 100—200 м, при температуре на глубине нулевой годовой амплитуды ниже минус 1,5—2°. Самые мощные мерзлые толщи (более 800 м при средне-годовых температурах пород от —7 до —11° и ниже) имеют системы хребтов Кодар и Удокан, где в отдельных выработках мощность пройденных многолетнемерзлых пород достигала 900 м, а расчетная мощность на хр. Кодар составляет 1200—1400 м при температуре —12° (Некрасов, 1976).

Многолетним промерзанием охвачены все элементы рельефа и генетические типы пород. Прерывистость криолитозоны наблюдается лишь в долинах крупных рек и озер и у очагов разгрузки подземных вод. В Чарской, Муйско-Куандинской и других впадинах байкальского типа отсутствие мерзлых пород характерно в основном для крупных песчаных массивов и участков разгрузки подземных вод.

На юго-западном побережье Байкала и долины Селенги на западе и в междуречье Онона и Аргуни на востоке наблюдается островное расположение многолетнемерзлых пород, занимающих здесь около 10—20% площади с мощностью менее 20—25 м при среднегодовой температуре пород выше —1°. Эти территории характеризуются обширными выположенными долинами и относительно теплым климатом (среднегодовая температура воздуха —2°). Эти острова сосредоточены в пониженных участках рельефа и тектонических впадинах.

На всей остальной территории с неоднородным расчленением рельефа, резкими годовыми колебаниями среднемесячных температур воздуха и неравномерным распределением атмосферных осадков отмечается прерывистое и массивно-островное распространение многолетнемерзлых пород, характеризующихся при сравнительно небольших амплитудах мощностей (25—120 м) и температур (—1, —2,5°) крайне неравномерным залеганием по площади.

На юго-восточном берегу Байкала находится крупнейший в Восточной Сибири Танхойский оползневой район. Оползни здесь развиваются в толще переслаивающихся песчаных и глинистых пород неогена, наклоненных к озеру под углом 5—25°. Неогеновые породы слагают цоколь озерных террас, приподнятых над уровнем Байкала на высоту от 5 до 80 м. Размеры отдельных оползневых участков на уступе террас от 50 до 750 и от 30 до 800 м по оси смещения. Мощность оползневой зоны колеблется от 3 до 20 м. После подъема уровня озера до подпорной отметки Иркутской ГЭС активность оползней заметно возросла на всех неукрепленных или недостаточно укрепленных участках берега, появились новые очаги смещения пород.

В пределах всего Байкальского региона широко развиты снежные лавины и сели. Лавины обладают огромной разрушительной силой. Объем их может достигать 200 тыс. м³, дальность выброса лавинного снега — 3500 м, скорость движения — 90 м/с, а ударная сила — 40 т/м².

Селевые процессы характеризуются большой интенсивностью и частотой проявления. Селн неоднократно разрушали шоссе и железные дороги, различные инженерные сооружения и жилые здания, уничтожали сельскохозяйственные угодья и леса. Наиболее мощные из них прошли по руслу Слюдянки в 1934 и 1960 гг.

В Джугджуро-Становом и других регионах широко развиты наледи. Наледи обладают большой разрушительной силой. Особенно большой вред приносят они Амуро-Якутской автомагистрали в пределах Станового хребта. Слой наледного льда на многих участках перекрывает дорожное полотно, создает осложнения в движении транспорта в течение всего зимнего периода, приводит к частичному или полному разрушению мостовых переходов, жилых построек и других инженерных сооружений, попадающих в зону действия наледи.

Опыт строительства и эксплуатации Амуро-Якутской автомагистрали показывает, что вопросы борьбы с наледями и пучением грунтов являются одними из основных при строительстве сооружений линейного типа.

Северо-западная часть Тихоокеанского подвижного пояса.

К северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса относится территория Дальнего Востока, охватывающая около одной пятой территории Советского Союза. С севера и востока регион омывается морями Лаптевых, Восточно-Сибирским, Чукотским, Беринговым, Охотским и Японским. Южная граница региона совпадает с государственной границей между СССР и КНР.

Природные условия Дальнего Востока характеризуются исключительной контрастностью и неоднородностью, обусловленной его положением на окраине Азиатского материка, большой протяженностью с юга на север (от 42 до 70° с. ш.), сочетанием преимущественно горного рельефа с редкими разобщенными, но достаточно обширными равнинами.

Основное значение в экономике Дальнего Востока имеют горнодобывающая и рыбная промышленность. Развиваются лесная промышленность, машиностроение и металлообработка, черная металлургия, промышленность строительных материалов, сельское хозяйство. Большое экономическое значение имеет морской транспорт. На базе добычи угля и газа в годы последних пятилеток создается топливно-энергетическая промышленность, недостаточное развитие которой являлось серьезным тормозом в развитии экономики Дальнего Востока. Построены тепловые и гидротермальные электростанции (Анадырская, Магаданская, Хабаровская, Приморская и др.), строятся Билибинская атомная электростанция и Зейская гидроэлектростанция. Быстрыми темпами ведется строительство дорог, мостов, причалов и портов. Успешно проводится строительство Байкало-Амурской магистрали.

Территория Дальнего Востока характеризуется тремя главными особенностями, которые во многом определяют ее инженерно-геологические условия. Первой особенностью является последовательное смещение геосинклинальных процессов с запада на восток, протекавшее, однако, не всегда поступательно и чередовавшееся с эпохами регенерации геосинклинальных условий в областях завершенной складчатости, сопровождавшихся дальнейшим дроблением и «переработкой» срединных массивов. Второй ее особенностью являются большая тектоническая подвижность в мезокайнозой и широкое проявление в орогенный и посторогенный этапы развития мезозойского гранитоидного магматизма и вулканизма, охватившего также и внегеосинклинальные площади. Третьей особенностью является развитие по восточной периферии Тихоокеанского

подвижного пояса современной геосинклинали и зоны молодого вулканизма. Таким образом, для Дальнего Востока тектонический фактор играет доминирующую роль в развитии многообразия типов и форм осадконакопления, магматизма, метаморфизма и создания складчатых структур различных порядков, т. е. важнейших элементов инженерно-геологической обстановки.

Хотя основная роль принадлежит геотектоническому фактору, нельзя не учитывать влияние на инженерно-геологические условия природно-климатической зональности в связи с протяженностью региона в меридиональном направлении более чем на 4000 км и широким развитием высокотермального рельефа. Климатическими особенностями определяются современное состояние пород и развитие многолетней мерзлоты, интенсивность денудационного преобразования горных сооружений, в известной мере гидрогеологические условия, а также характер современных геологических процессов.

Гранитоидная формация поздней юры — раннего мела послужила основанием для Колымской ГЭС. В зоне выветривания граниты представляют собой разборную породу и содержат избыточное количество льда. Плотность гранитов различной степени выветрелости составляет 2,67 г/см³. Вне зон выветривания нормативное давление на гранитоиды практически не ограничено. Трещиноватость гранитоидов неравномерная. При строительстве Колымской ГЭС было выявлено, что мощность участков повышенной трещиноватости колеблется от 1 до 20 м, ширина трещин — от нескольких миллиметров до 10 см. Ниже слоя сезонного оттаивания трещины заполнены льдом либо полностью, либо частично.

В районе Верхоянска строительство осуществлялось на мерзлых породах флишеидной формации ранней — средней юры.

Прочность и устойчивость пород в массиве зависят от их трещиноватости и характера заполнения трещин льдами. Максимальная трещиноватость и льдистость наблюдаются у глинистых сланцев и алевролитов до глубины 15—25 м.

Наибольшее значение в формировании современных инженерно-геологических условий Дальнего Востока имело развитие этой территории в плейстоцене, когда в различной форме и с различной интенсивностью проявились новейшие тектонические движения.

Относительно небольшие по амплитуде (не более 1500—2000 м) новейшие тектонические движения привели к образованию на рассматриваемой территории преимущественно низкогорного и среднегорного рельефа со средними абсолютными высотами 1000—1500 м. Только отдельные горные массивы в бассейнах рек Индигирки и Колымы, в хребтах Черского и Сунтар-Хаята, а также в водораздельной части Верхоянского, Ям-Алинского и Баджальского хребтов имеют высоты более 2000 м.

С плиоцен-плейстоценовым временем связано образование вулканических нагорий, плато и стратовулканов на склонах Сихотэ-Алиня, в Коряковском нагорье, в северной части Срединного хребта Камчатки. Излияния базальтов в этих районах и образование вулканических плато произошли в условиях расчлененного горного рельефа, что доказывается изменчивостью мощности базальтов, существованием среди плато островных возвышенностей, сложенных более древними породами.

Огромную роль, особенно на Камчатке и Курильских островах, играли извержения центрального типа, вызвавшие образование стратовулканов, экструзивных куполов, лавовых покровов и потоков. На Курильских островах, представляющих собой вершины огромной горной

цепи, поднимающейся над Курило-Камчатской впадиной на 11 700 м, расположено 85 вулканов, из которых 39 действующих.

Существенное влияние на геоморфологический облик северной части описываемой территории оказало плейстоценовое оледенение.

На значительной части территории Дальнего Востока распространены многолетнемерзлые породы, мощность которых с юга и юго-востока и с повышением абсолютных отметок местности увеличивается от десятков до 1000 м и более. Они отсутствуют лишь на Сахалине, Курильских островах, в южных районах Камчатки и частично в Приморье.

В соответствии с широтной зональностью температура многолетнемерзлых пород южной части Дальнего Востока понижается с юга на север от 0 до -12° . На широтную зональность изменения температуры горных пород накладывается влияние высотной геокриологической поясности. Мощность толщи многолетнемерзлых горных пород возрастает с юга на север от 25 до 500 м и более, т. е. приблизительно на 150—200 м на каждый градус широты.

На юге Дальнего Востока и Камчатке обильные летне-осенние дожди приводят к застаиванию воды в понижениях рельефа, следствием чего является переувлажнение грунтов зоны аэрации на больших площадях.

В результате переувлажнения на Дальнем Востоке широко распространены обводненные торфяники мощностью 1,5—3 м и более. В них заключены болотные воды, которые в периоды интенсивных дождей залегают с поверхности.

Следствием периодического переувлажнения грунтов является широкое распространение верховодки.

Комплекс современных геологических процессов и явлений Дальнего Востока отличается большим разнообразием. Ландшафтно-климатическая и мерзлотная зональность обуславливает общую зональность современных процессов и их различную интенсивность. На Северо-Востоке преобладают физическое выветривание и процессы, обусловленные наличием многолетней мерзлоты (морозобойное трещинообразование, развитие повторно-жильных льдов, термокарст, термоабразия, солифлюкция, пучение и др.); на юге Дальнего Востока — термокарст, солифлюкция, заболачивание, эрозия. На Камчатке и Курильских островах развиты процессы, связанные с современным вулканизмом, повышенной сейсмичностью и воздействием цунами.

ЛИТЕРАТУРА

Инженерная геология СССР, в восьми томах. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976—1978.