В. Д. ЛОМТАДЗЕ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Инженерная геодинамика

В. Д. ЛОМТАДЗЕ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебника для студентов вузов, обучающихся по специальности «Гидрогеология и инженерная геология»

3350

Ленинград
«НЕДРА»
Ленинградское отделение
1977

УДК 624.131.1 : 551.3

В. Д. Ломтадзе. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л., «Недра», 1977. 479 с.

Книга составлена на базе новейших теоретических исследований в области инженерной геологии и практики инженерных изысканий, проектирования, опыта строительства и эксплуатации различных сооружений. В ней дано описание условий развития геологических процессов и явлений (абразионных, эрозионных, карстовых, оползневых, обвальных, селевых, мерзлотных, сейсмических и др.), протекающих в недрах и на земной поверхности, а также возникающих в связи со строительством сооружений. Большое внимание уделено методам оценки, прогноза и расчета возможного влияния этих процессов и явлений на устойчивость той или иной местности, условия строительства сооружений, их устойчивость и эксплуатацию, а также выбору защитных инженерных мероприятий.

Книга является учебником для студентов специальности «*Гидрогеология и инженерная геология*» высших учебных заведений. Она будет полезна широкому кругу инженерно-технических работников проектно-изыскательских, строительных и горных предприятий, занимающихся решением задач, связанных с рациональным использованием геологической среды и охраной окружающей природы. Она может служить пособием для преподавателей вузов и техникумов и аспирантов, а также для студентов строительных и горных специальностей.

Табл. 69, ил. 221, список лит. 246 назв.

Рецензенты:

1. Кафедра инженерной геологии Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе.
2. Профессор, доктор геолого-минералогических наук Г. Г. Скворцов.

Л $\frac{20806-314}{043(01)-77}$ 3—77

© Издательство «Недра», 1977

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основными разделами инженерной геологии являются инженерная петрология, инженерная геодинамика, региональная инженерная геология, специальная инженерная геология и инженерная геология месторождений полезных ископаемых. Это главные, сложившиеся научные направления инженерной геологии. В результате специализации и дифференциации науки намечаются и другие направления: инженерная сейсмология, инженерное мерзлотоведение, мелиоративная инженерная геология и др. Появление и развитие новых научных направлений — характерная особенность современного состояния инженерной геологии.

В данном учебнике рассматривается круг задач, вопросов и проблем, составляющих содержание второй части курса инженерной геологии — инженерной геодинамики. В этой части курса изучаются геологические процессы и явления, как естественные (природные), так и возникающие в связи со строительством сооружений и хозяйственным освоением территорий. Все геологические процессы представляют огромный интерес в инженерном аспекте в связи с их влиянием на жизнь и деятельность человека, на устойчивость местности, существующих, проектируемых и строящихся сооружений.

Условия строительства сооружений на территориях распространения тех или иных геологических процессов и явлений специфические, они регламентируются в каждом отдельном случае специальными строительными нормами и правилами, определенными принципами, необходимостью соблюдать осторожность и некоторые ограничения и осуществлять специальные мероприятия для обеспечения устойчивости и нормальных условий их эксплуатации.

Широкое распространение и развитие разнообразных геологических процессов и явлений вызывает необходимость в охране территорий, жизни и деятельности человека от их стихийного, вредного и опасного, а иногда и катастрофического проявления и в их прогнозе. Изучением и разработкой связанных с этим проблем и вопросов и занимается инженерная геодинамика — сложнейший и интереснейший раздел инженерной геологии.

По существу она призвана решать вопросы строительства сооружений в особых геологических условиях, разрабатывать теоретические основы охраны территорий и прогноза геологических процессов и явлений. Конечной задачей инженерной геодинамики является разработка научных основ и методов управления геологическими процессами и рационального использования геологической среды.

Предлагаемый курс инженерной геодинамики базируется на результатах новейших теоретических исследований в области инженерной геологии и смежных наук, практики инженерных изысканий и опыта проектирования, строительства и эксплуатации различных сооружений. Поэтому приведенные в учебнике примеры, так же как и литература, на которую делаются ссылки, относятся по времени преимущественно к последним 10—15 годам.

При разработке курса автор исходил из наблюдений и убежденности в том, что развитие геологических процессов и явлений на той или иной территории связано с особенностями ее геологического строения, распространения определенных комплексов горных пород, с историей геологического развития. Поэтому изучение закономерностей развития геологических процессов возможно только на широкой геологической основе, т. е. с учетом истории развития рельефа того или иного района, его геологического строения, гидрогеологических условий, условий формирования свойств горных пород, развития сопутствующих геологических процессов и явлений и т. д. Автор исходил также из того, что в природе повсеместно наблюдается действие закона связей в развитии геологических процессов и явлений, когда при наличии одних явлений неизбежно возникают и развиваются другие. Определенные несоответствия (противоречия) в природе предопределяют естественную неизбежность возникновения и развития геологических процессов и явлений, и именно они являются причиной, движущей силой их развития.

Геологические процессы, как правило, вызывают специфические изменения рельефа территорий, их геологического строения, свойств слагающих их горных пород и т. д. В этом проявляется, обнаруживается сущность явлений. Развитию геологических процессов и явлений способствуют определенные обстоятельства, т. е. совокупность природных и искусственно созданных условий, облегчающих действие сил, вызывающих то или иное явление.

Следовательно, при познании геологических процессов и явлений необходимо учитывать, что причины их образования и условия, способствующие их развитию, не одно и то же. Смешивать эти понятия не следует. Такое расчленение понятий облегчает анализ явлений, прогноз процессов и выбор направления защитных инженерных мероприятий. При этом важно также подчеркнуть, что интенсивность и скорость развития геологических процессов не могут служить критерием для их выделения, так как они характеризуют только их динамику.

Инженерная и хозяйственная деятельность человека должна основываться на знании законов и закономерностей развития геологических процессов. Именно они должны служить основой при выполнении работ по охране и преобразованию территорий. В то же время опыт показывает, что инженерная и хозяйственная деятельность человека часто сама создает условия, благоприятствующие возникновению и развитию некоторых геологических процессов и явлений. Эти явления постоянно как бы преследуют *деятельность человека, и поэтому недоучет каких-то условий* и обстоятельств незамедлительно вызывает их возникновение.

Влияние производственной деятельности человека на геологическую среду по своим масштабам и результатам теперь достигло значений, соизмеримых с природными геологическими процессами, поэтому ее также приходится рассматривать как определенный вид геологических процессов. Однако деятельность человека противоречива: в одних случаях она созидательна, в других разрушительна, так как часто приводит к нарушению природных равновесий и вызывает развитие геологических процессов и явлений, изменяющих или разрушающих геологическую среду. В связи с этим возникла острая необходимость в постановке и решении проблем рационального использования геологической среды и ее охраны.

В учебнике особо обращается внимание на то, что каждая территория на Земле с ее рельефом, геологическими образованиями, процессами и явлениями представляет собой геологическую среду жизни и деятельности человека. Геологическая среда — это окружающие нас геологические условия. Она возникает и изменяется во взаимодействии с атмосферой, гидросферой, биосферой и внутренними сферами Земли. Следовательно, геологическая среда — это объективно существующая реальность и смешивать это понятие с понятиями о зонах влияния сооружений, инженерных работ и технологических процессов нельзя. Однако такая методологическая ошибка часто допускается.

Проблемы инженерной геодинамики тесно связаны с охраной окружающей среды в целом. Невозможно представить себе природную окружающую нас среду и осуществлять мероприятия по ее охране вне связи с геологической средой. Территории, богатства недр Земли и другие природные богатства — это общенародное достояние нашего государства. Поэтому Центральный Комитет КПСС и Советское правительство в последние годы приняли ряд законодательств и постановлений: в 1968 г. «Основы земельного законодательства Союза ССР и союзных республик», в 1970 г. «Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик», в 1972 г. постановление «О мерах по дальнейшему улучшению охраны природы и рациональному использованию природных ресурсов», в 1975 г. «Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах». На XXV съезде КПСС была выдвинута задача: разработать и осуществить мероприятия по

охране окружающей среды, рациональному ее использованию и воспроизводству природных ресурсов. Все это указывает на большую актуальность задач, стоящих перед инженерной геодинамикой. Поэтому в учебнике уделяется много внимания методике их решения.

При изучении геологических процессов и явлений обычно используют все основные методы инженерной геологии, однако эти исследования должны обязательно завершаться количественной оценкой и прогнозом. Поэтому в учебнике в каждом разделе по возможности уделяется особое внимание использованию количественных показателей, критериев и методов расчетов.

Таковы некоторые исходные положения, которыми автор руководствовался при подготовке учебника. В его основу положен курс лекций, которые автор читает в Ленинградском горном институте для студентов специальности «Гидрогеология и инженерная геология».

Автор приносит глубокую благодарность проф. Г. К. Бондарику и коллективу руководимой им кафедры инженерной геологии МГРИ и проф. Г. Г. Скворцову за просмотр рукописи и сделанные замечания и пожелания. Автору приятно отметить, что подготовка рукописи была бы невозможна без большой и постоянной помощи А. М. Ломтадзе.

Автор будет искренне благодарен за все замечания и пожелания, которые просит присылать по адресу: 199026, Ленинград, 21-я линия, д. 2, Ленинградский горный институт, кафедра инженерной геологии.

ГЛАВА I

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА — РАЗДЕЛ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ, ЕЕ СОДЕРЖАНИЕ, ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ

Геологические процессы и явления и их влияние на оценку инженерно-геологических условий местности. Инженерная геодинамика является одним из разделов, научным направлением инженерной геологии. В этом разделе изучаются геологические процессы и явления, как естественные (природные), так и возникающие в связи со строительством сооружений и хозяйственным использованием территорий.

Геологические процессы проявляются в образовании и разрушении горных пород, в изменении их физического состояния и условий залегания, в формировании и изменении рельефа земной поверхности, строения земной коры и внутренней структуры Земли в целом. Все геологические процессы представляют огромный интерес в инженерном аспекте в связи с их влиянием на устойчивость местности и соответственно на устойчивость существующих, проектируемых и строящихся сооружений (городов, зданий, мостов, плотин, дорог, туннелей, аэродромов, шахт, карьеров и др.).

На территориях областей, районов и участков, в пределах которых получают развитие те или иные геологические процессы и явления, размещение различных видов сооружений, условия их строительства, устойчивости и нормальной эксплуатации сопряжены с определенными трудностями и осложнениями. Поэтому возникли проблемы и различные вопросы строительства сооружений в районах развития абразии и эрозии, на просадочных лёссовых породах, в оползневых, карстовых, сейсмических районах, в зоне распространения многолетней мерзлоты и др.

Условия строительства сооружений на таких территориях особые, они регламентируются специальными строительными нормами и правилами, особыми принципами, необходимостью соблюдения осторожности и определенных ограничений и осуществлением специальных мероприятий для обеспечения устойчивости сооружений и нормальных условий их эксплуатации. Этим же обусловлена необходимость в охране таких территорий и жизни людей от стихийного и катастрофического, вредного и опасного проявления геологических процессов и в их прогнозе.

Изучением и разработкой таких проблем и вопросов и занимается инженерная геодинамика — сложнейший и интереснейший

раздел инженерной геологии. Она по существу призвана решать вопросы строительства сооружений в особых геологических условиях, разрабатывать теоретические основы охраны территорий и прогноза геологических процессов и явлений. Конечными задачами инженерной геодинамики следует считать разработку научных основ и методов управления геологическими процессами и рационального использования недр Земли. В соответствии с этим инженерная геодинамика изучает и разрабатывает:

1) закономерности распространения разнообразных, главным образом экзогенных и некоторых эндогенных геологических процессов и явлений, происходящих на поверхности земли и в верхних горизонтах земной коры;

2) закономерности возникновения геологических процессов и явлений, связанных с инженерной и хозяйственной деятельностью человека;

3) динамику развития различных геологических процессов и явлений, формы их проявления и обусловленность разнообразными природными (естественными) и искусственными факторами;

4) качественные и количественные методы оценки возможного влияния геологических процессов на устойчивость территорий, сооружений и условия их эксплуатации;

5) теоретические основы прогноза угрожаемости геологических процессов и явлений, и в том числе стихийных, с целью управления их развитием, локализации распространения, предупреждения возникновения или защиты от их вредного влияния;

6) методику инженерно-геологических исследований для обоснования проектов защитных инженерных мероприятий и необходимость их осуществления.

Классификация геологических процессов и явлений. Как отмечено выше, геологические процессы проявляются в развитии геологических явлений, т. е. в последовательном и закономерном изменении рельефа поверхности Земли, вещественного состава и строения земной коры и внутреннего строения Земли в целом. Поэтому разнообразные геологические процессы можно подразделить в первую очередь на три основных типа: геоморфологический, петрографический и тектонический, имеющие физическую, механическую, химическую или биологическую сущность взаимодействия различных форм движения материи [6, 7, 8, 9]. При дальнейшем подразделении геологических процессов и явлений необходимо учитывать те силы, которые обусловливают их возникновение и развитие (табл. I-1).

Примерно такую классификацию геологических процессов и явлений впервые предложил Ф. П. Саваренский (1937 г.) — основоположник инженерной геологии. Такой генетический подход к учению о геологических процессах и явлениях является единственно правильным, и поэтому мы по мере своих возможностей развиваем его и дальше.

Таблица I-1

ГРУППЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ВИДЫ ЯВЛЕНИЙ

Процессы	Явления
Деятельность поверхностных вод (морей, озер, водохранилищ, рек и временных потоков)	Подмыв и разрушение берегов морей, озер и водохранилищ
	Подмыв и разрушение речных берегов
	Размыв склонов — овражно-балочные явления
Паводки на горных реках	Сели
Деятельность поверхностных и подземных вод	Заболачивание территорий
	Просадочные явления
	Карст
Деятельность подземных вод	Плывуны
	Суффозионные явления
Действие гравитационных сил	*Оползни*
	Обвалы
Деятельность ветра	Развевание и навевание
Промерзание и оттаивание горных пород	Термокарст
	Морозное пучение
	Наледи
Действие внутренних сил в горных породах	Набухание
	Усадка
	Разуплотнение
Действие внутренних сил Земли	Сейсмические явления
Инженерная деятельность человека	Разрушение и уничтожение полезных площадей при разработке месторождений твердых полезных ископаемых
	Оседание поверхности земли при значительных откачках подземных вод, нефти и газа
	Затопление и подтопление территорий
	Вторичные засоления горных пород при орошении территорий

Геологическая роль инженерной деятельности человека и охрана природы. Работы, совершаемые человеком при строительстве различных сооружений, регулировании стока рек, орошении и осушении территорий, разработке месторождений полезных ископаемых и др., очень часто существенно нарушают равновесия, сложившиеся в природе за геологические эпохи и века. Вследствие этого возникают разнообразные геологические процессы и явления, которые по своим масштабам и разрушительному действию соизмеримы с природными. Поэтому инженерную и хозяйственную деятельность человека следует рассматривать как имеющую геологическое значение или, точнее, как деятельность, при которой совершается огромная «геологическая» работа.

Действительно, например, в горной промышленности начиная с послевоенных лет важнейшим техническим направлением стал открытый способ разработки месторождений твердых полезных ископаемых. К 2000 г. многие виды твердых полезных ископаемых

будут разрабатываться главным образом карьерами глубиной до 400—500 и даже 800 м. Таким способом будет добываться 50—60% угля, 85% железных руд, 85—90% руд цветных металлов, 50% руд горно-химического сырья, 100% неметаллических полезных ископаемых и строительных материалов. Объем горных работ в СССР в настоящее время (с учетом вскрышных работ) составляет 3,0 млрд. м³/год. В будущем, в связи с развитием экономики страны, он увеличится в 4—6 раз. Будут усиленно развиваться все главнейшие горнопромышленные районы страны — Донбасс, Кузбасс, Караганда, Экибастуз, Канско-Ачинский, Криворожский, КМА, Урал, Кустанайский — и создаваться новые.

Следовательно, в результате деятельности человека только при разработке месторождений полезных ископаемых совершаются огромные перемещения масс горных пород в верхней части земной коры. В связи со строительством карьеров, шахт и отсыпкой отвалов происходит значительное изменение рельефа поверхности и ландшафта Земли и соответственно уничтожение огромных полезных площадей. В этих условиях одной из важнейших является проблема восстановления (рекультивации) рельефа. Строительство карьеров и отсыпка отвалов часто сопровождается образованием оползней, обвалов и осыпей по их бортам и откосам, а строительство шахт нередко вызывает значительные сдвижения и другие деформации горных пород в почве и кровле подземных выработок, которые достигают поверхности земли и нарушают устойчивость существующих и строящихся сооружений.

Расширение масштабов добычи угля, руд и других видов полезных ископаемых и, следовательно, разработка новых месторождений связаны с вопросами их осушения, понижения уровня подземных вод или их напоров. В настоящее время в районах месторождений полезных ископаемых с этой целью извлекается большое количество воды из верхних горизонтов земной коры, причем происходит снижение уровней и напоров подземных вод на десятки и сотни метров на площадях, измеряемых сотнями и тысячами квадратных километров.

Извлечение подземных вод из недр Земли производится не только при строительстве и эксплуатации горных предприятий, но еще в большем количестве для нужд питьевого, хозяйственного и технического водоснабжения, бальнеологических целей, ирригации, добычи химического сырья, а также при искусственном водопонижении в связи с производством строительных работ, мелиорации земель и т. д. По имеющимся данным в Советском Союзе только для водоснабжения ежегодно потребляется до 15 млрд. м³ воды, извлекаемой из недр Земли, причем ее количество непрерывно увеличивается. Так, до 1963 г. на душу населения потребление воды составляло 125 л/сутки, а к 1970 г. оно должно было увеличиться до 220 л/сутки [16].

Длительные и мощные откачки подземных вод существенно истощают их запасы, изменяют режим и в целом гидрогеологиче-

ские условия на больших площадях. Это приводит к развитию различных геологических процессов и явлений — увеличению мощности зоны аэрации, осушению горных пород и изменению их физического состояния, изменению напряженного состояния горных пород и их уплотнению и как следствие к оседанию поверхности земли и др.

На рис. I-1 и I-2 для примера показаны план и графики, характеризующие оседание поверхности земли в пределах г. Осаки [1]. Это второй по величине после Токио крупнейший промышленный город Японии. Он расположен на юге о. Хонсю в устье р. Иодо-Гавы. Здесь в геологическом разрезе до глубины 90—105 м в толще четвертичных отложений наблюдается переслаивание гравия, гравелистого песка и глин. Условно в этой толще выделяются 4 водоносных горизонта, из которых для целей водоснабжения откачивается воды 500—600 тыс. м³/сутки. Такой отбор воды вызвал оседание поверхности земли. Наблюдения по 200 специально оборудованным реперам показали, что интенсивность этого процесса неодинакова в разных частях города и в различные периоды времени. Максимальное оседание наблюдается в районах интенсивной откачки воды. На некоторых участках за период с 1935 по 1958 г. оно достигло 175—190 см, а к 1960 г. даже 220 см.

Для защиты территории от затопления морем приняты меры по ограничению водоотбора и ограждению территории города дамбами. К 1958 г. вдоль берегов моря, реки и каналов были построены дамбы общей протяженностью 124 км. Кроме того, для повышения уровня поверхности земли было отсыпано 26,5 млн. м³ грунта. В районе г. Токио эксплуатируется около 1500 скважин, из которых откачивается воды 700 тыс. м³/сутки. В результате этого оседание поверхности земли здесь достигло 3,3 м. Площадь мульды оседания равна 300 км². В Большом Лондоне максимальное снижение напора подземных вод достигло 90 м, а оседание поверхности земли измеряется десятками сантиметров. Площадь мульды оседания здесь равна 1800 км².

Показательным примером оседания поверхности земли в результате интенсивной откачки подземных вод является район г. Мехико — столицы Мексики [1]. Здесь из многочисленных скважин глубиной до 90 м, а также частично и из более глубоких (100—300 м) для целей водоснабжения откачивается воды 812 160 м³/сутки. Большинство скважин вскрыли мощную толщу аллювиальных песков и галечников, переслаивающихся с глинами (рис. I-3). Под влиянием такой откачки воды и понижения пьезометрического уровня подземных вод происходят осушение песков и галечников, уменьшение влажности глин и их уплотнение. В результате этого в Мехико наблюдается неравномерное оседание всей территории города и отдельных сооружений. Средняя осадка за 76 лет (с 1880 по 1956 г.) составила 5,6 м, а на отдельных участках достигла к 1960 г. 7 м. Здание дворца Изящных искусств с 1937 г. осело на 4,86 м. Ряд зданий в результате неравномерной

Рис. I-1. План оседания поверхности земли в пределах г. Осаки (1935—1958 гг.)

1 — изолинии оседания, см; *2* — пункты наблюдений за оседанием поверхности земли в городе.

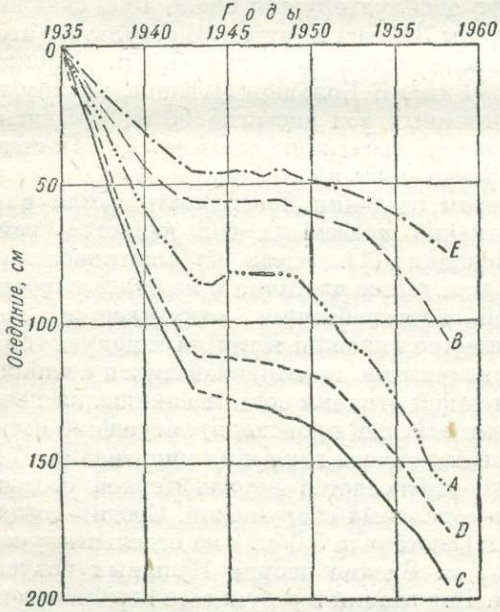


Рис. I-2. График изменения оседания поверхности земли в пределах г. Осаки за период с 1935 по 1958 г. по наблюдениям в пунктах *A*, *B*, *C*, *D*, *E*.

осадки имеет перекос: Базилика Гваделупской Богоматери на 4°, церковь Исповедания Веры до 1°. Разность осадки между серединой и краями здания Монтанистской высшей школы, при общей его длине 50 м, достигла почти 1 м. Неравномерность оседания поверхности земли и осадок зданий связаны с неоднородностью состава пород и различной их сжимаемостью. Профессор Раул Марсел высчитал, что оседание поверхности города к 1980 г. достигнет 9 м, а к 2000 г. — 11 м. Многочисленные деформации

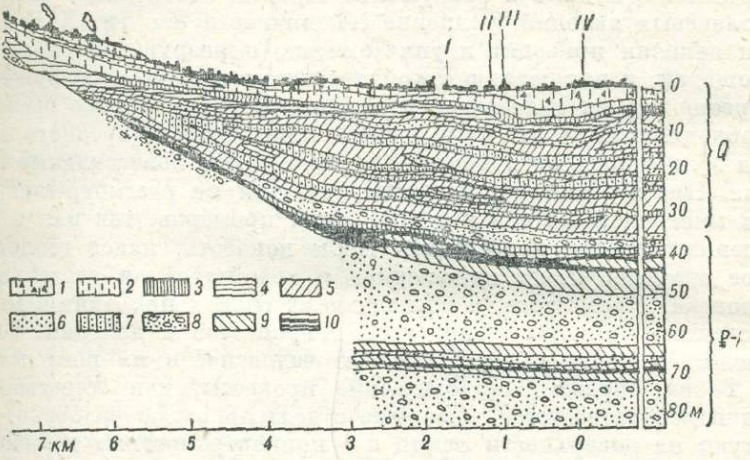


Рис. I-3. Геологический разрез г. Мехико.

1—2 — аллювиальные отложения: *1* — с археологическими остатками, *2* — без археологических остатков; *3* — карбонатная формация Количес; *4* — пемзовые пески, мягкие глины, известковые образования; *5* — глинистая формация Такувуача; *6* — черные вулканические пески; *7* — карбонатная формация; *8* — пески и галечники сцементированные; *9* — глинистая формация Таранга; *10* — прослои песка и вулканического стекла. *I* — Аламеда: *II* — дворец Изящных искусств; *III* — здание «Латинская Америка», *IV* — собор.

сооружений в г. Мехико, вызванные неравномерным оседанием поверхности земли, заставили искать пути борьбы с дальнейшим развитием этого явления (сокращение откачки воды из верхних горизонтов, восстановление напора подземных вод нагнетанием воздуха и воды в водоносные горизонты и др.).

Серьезным фактором изменения поверхности рельефа является также откачка нефти, воды и газа на нефтяных и газовых месторождениях. Так, например, на месторождении Уилмингтон в гавани Лонг-Бич близ г. Лос-Анджелеса (штат Калифорния) с 1937 по 1955 г. из продуктивных песчаников нижнего плиоцена и верхнего миоцена общей мощностью 300 м было добыто 148 млн. т нефти, в результате чего оседание местности здесь за тот же период достигло 6,6 м. Как показывают данные наблюдений, скорость оседания поверхности земли коррелируется с интенсивностью добычи нефти. Имеется много примеров развития значительных геологических процессов и явлений, связанных с откачкой

нефти, газа и воды из недр Земли, так как эксплуатация природных ресурсов идет с нарастающими темпами.

Значительные нарушения природных равновесий наблюдаются при регулировании стока рек и строительстве гидротехнических сооружений. На берегах водохранилищ, где расположены многочисленные города, селения и разнообразные сооружения, получили развитие различные геологические процессы и явления — затопление и подтопление территорий, заболачивание и засоление земель, подмыв и разрушение берегов, интенсивное развитие оползневых явлений, усиление сейсмичности (см. гл. XII) и др. Эти явления приводят к уничтожению и разрушению полезных площадей, к нарушению устойчивости местности и сооружений. Переоценить их значение невозможно. Поэтому все это вызывает необходимость искать пути защиты территорий от вредного влияния этих процессов и явлений и расходовать колоссальные средства. Нет необходимости останавливаться на рассмотрении других многочисленных и разнообразных примеров, так как и приведенных вполне достаточно, чтобы показать, какое геологическое значение имеет инженерная и хозяйственная деятельность человека. Кроме того, в последующих главах приводятся многочисленные примеры геологических процессов и явлений, возникающих в связи с деятельностью человека, и их последствий.

Таким образом, геологические процессы, как естественные, так и искусственные, связанные с деятельностью человека, действуют на поверхности Земли и в приповерхностных горизонтах земной коры непрерывно: то едва заметно, то усиливаются, то протекают катастрофически. Они проявляются в различных формах разрушения горных пород и рельефа местности, в массовых деформациях сооружений, в уничтожении отдельных сооружений и городов и сопровождаются катастрофами, а порой и многочисленными человеческими жертвами. Поэтому изучение и прогноз геологических процессов и явлений связаны с проблемой охраны и рационального использования территорий, охраны жизни людей и в целом с проблемой охраны окружающей среды. Инженерная и хозяйственная деятельность человека, связанная со строительством и использованием территорий, должна основываться на знании законов развития геологических процессов и явлений. Задача состоит в том, чтобы на основе знания этих законов перейти к планомерному управлению геологическими процессами и явлениями в нужном для человека направлении.

В заключение отметим, что в 1936 г. Г. Н. Каменский предложил геологические процессы и явления, связанные с инженерной деятельностью человека, называть инженерно-геологическими. Впоследствии И. В. Попов (1959 г.), Н. В. Коломенский и И. С. Комаров (1964 г.), П. Н. Панюков (1962 г.) также стали от природных геологических процессов отличать так называемые «инженерно-геологические» процессы. Например, процесс уплотнения пород под нагрузкой вышележащих отложений называют

природным, а под нагрузкой сооружений — инженерно-геологическим; процесс просадки в лёссовых породах при увлажнении их дождевыми и талыми водами — природным, а при увлажнении из водопровода или канала — инженерно-геологическим; процесс оползания горных пород на склоне речной долины — природным, а на откосе выемки — инженерно-геологическим; процесс подмыва и разрушения берега моря или озера — природным, а водохранилища — инженерно-геологическим; процесс сдвижения и провала горных пород в карстовую полость — природным, а в подземную горную выработку — инженерно-геологическим и т. д.

Нам представляется, что так подразделять геологические процессы и явления не следует. Выделять так называемые «инженерно-геологические процессы» нет оснований, так как они не отражают каких-то специфических изменений в горных породах и их развитие не вызывается какими-то специфическими противоречиями, отличающимися от тех, которые служат движущей силой природных геологических процессов и явлений. Выделение таких процессов не имеет научной основы, т. е. того, в чем проявляется, обнаруживается сущность явления. Их выделение базируется на поверхностных, кажущихся признаках. Интенсивность или скорость развития геологических процессов не могут служить критерием для их выделения, так как характеризуют только их динамику. Точно так же место или площадь территории не могут служить специфическими признаками для выделения «инженерно-геологических процессов».

Общие закономерности развития и распространения геологических процессов и явлений. Геологические процессы в зависимости от вызывающих их источников энергии и места проявления относят к эндогенным или экзогенным. Эндогенные процессы связаны с внутренними силами Земли, их действие выражается в тектонических движениях (древних, новейших и современных), в сейсмических и вулканических явлениях. Экзогенные процессы обусловлены внешними силами, действующими неодинаково в различных климатических и физико-географических условиях под влиянием энергии тепла и света Солнца и гравитационных сил.

Эндогенные процессы способствуют увеличению контрастности рельефа, величины его градиентов, они создают наиболее крупные формы рельефа Земли и тем самым условия для развития многих экзогенных процессов. Экзогенные процессы, наоборот, уменьшают энергию рельефа, его градиенты, нивелируют неровности земной поверхности, причем последовательно, закономерно (этапами, стадиями, фазами) снижаются интенсивность и скорость их развития. Однако имея в целом направленный характер развития, экзогенные процессы действуют неравномерно: затухают, останавливаются, возобновляются, проявляются катастрофически, уничтожая и разрушая полезные площади, нарушая устойчивость местности и сооружений, постоянно угрожают инженерной

деятельности и жизни людей. Многие из экзогенных процессов развиваются под влиянием гравитационных сил, действие которых проявляется либо непосредственно (обвалы, осыпи, оползни и др.), либо при помощи текучей воды, движений льда, воздушных потоков. Наконец, к числу экзогенных относятся также процессы и явления, связанные с инженерной и хозяйственной деятельностью человека.

Как указывает Н. М. Страхов (1960 г.): «Рельеф сам по себе не есть величина самостоятельная, он — производное от режима эпейрогенических движений», т. е. интенсивные колебательные движения земной коры создают горный рельеф, а едва уловимые колебательные движения — равнинный. Таким образом, темп и характер развития экзогенных геологических процессов в пределах той или иной местности в значительной степени зависят от климата и тектонического режима, действующего через рельеф. В этом проявляются взаимодействие и противоречия внешних и внутренних сил в развитии геологических процессов и явлений, они являются причинно обусловленными. Однако эти противоречия не единственная движущая сила их развития. Многие эндогенные и экзогенные процессы получают развитие независимо друг от друга, хотя проявляются в одной и той же области — на поверхности земли или в приповерхностных горизонтах земной коры, например морозное пучение и сейсмические явления.

Геологические процессы возникают при наличии определенных несоответствий (противоречий), например: минерального состава горных пород — геохимическим условиям окружающей их среды; напряженного состояния горных пород — их предельному равновесию; плотности и пористости горных пород — величине действующих нагрузок; степени литификации горных пород — величине действующих гравитационных и геохимических сил; размягчаемости и размываемости горных пород — скоростям водного потока и др. Эти несоответствия (противоречия) и предполагают естественную неизбежность возникновения геологических процессов и явлений, они служат движущей силой их развития.

Важнейшей особенностью геологических процессов является неравномерность их проявления по земной поверхности в пределах различных регионов, областей и районов. Это объясняется особенностями климатических, физико-географических условий, особенностями рельефа, распространением определенных комплексов горных пород и расположением тектонических структур. Известно, что каждый геологический процесс достигает максимального развития только в строго определенных климатических и физико-географических условиях [10]. Так, например, интенсивный подмыв и разрушение берегов морей, озер и водохранилищ происходят главным образом в периоды интенсивных и продолжительных ветров господствующих направлений, характерных для рассматриваемого участка. Эрозионная деятельность рек так же, как селевые явления на горных реках, наиболее резко

проявляется в периоды половодий и паводков, связанных с периодами дождей, интенсивного таяния снега и ледников, т. е. с особенностями режима реки, зависящего от условий питания. Размыв склонов и овражно-балочные явления наиболее ярко выражены там, где имеет место неравномерное распределение атмосферных осадков, где они выпадают в виде кратковременных, но интенсивных ливней. Распространение болот и заболачивание территорий наблюдаются чаще в районах с влажным и избыточно влажным гумидным климатом, а эоловые процессы характерны для районов резко континентального сухого аридного климата пустынь и полупустынь.

Многочисленные наблюдения на самых различных участках указывают на тесную связь периодов интенсивных и повсеместных оползневых подвижек на склонах и откосах с периодами обильных и продолжительных дождей, интенсивного таяния снега, высокого стояния уровня воды в водоемах, а также с многочисленными и разнообразными формами проявления подземных вод. Это указывает на несомненную причинную связь образования оползней с климатическими условиями местности. Явления мерзлотного комплекса распространены главным образом в условиях холодного полярного гумидного климата с продолжительными морозами. Наконец, в первой части курса, в «Инженерной петрологии» [4], было показано, что все основные агенты выветривания, т. е. разрушения горных пород (колебания температуры, вода, водные растворы, растительные и животные организмы и др.) обычно действуют одновременно, но напряженность и преобладание того или иного всецело зависят от климатических условий данной местности. Поэтому может быть различным и характер разрушения горных пород, т. е. тип выветривания.

Все приведенное подтверждает, что распространение экзогенных геологических процессов на поверхности Земли достаточно четко контролируется особенностями климатических и физико-географических условий территорий.

Геологические процессы тесно связаны и с особенностями рельефа. Так, в условиях горного пересеченного рельефа, а также на участках высоких и крутых склонов широко распространены различные гравитационные явления — обвалы, осыпи, оползни, снежные лавины и др. Только в горных местностях распространены селевые явления. Здесь в речных долинах глубинная эрозия преобладает над боковой, а коррозионные процессы (карстовые пустоты) распространяются на большие глубины (сотни и тысячи метров). В равнинных местностях чаще наблюдаются явления заболачивания территорий, эоловые явления, просадочность в лёссовых породах. Здесь, в речных долинах, боковая эрозия преобладает над донной или происходит аккумуляция рыхлого материала. Карстовые явления обычно не распространяются на большие глубины (первые десятки метров). По берегам морей, озер и водохранилищ встречаются явления подмыва и разрушения.

3350

На пониженных элементах рельефа, в речных долинах, на равнинах чаще встречаются явления мерзлотного комплекса — термокарст, бугры пучения, наледные явления и др.

Геологические процессы парагенетически связаны также с определенными комплексами горных пород, слагающими приповерхностные горизонты земной коры. В соответствии с этим их распространение предопределяется геологической историей той или иной территории, позволяющей в геологическом разрезе различать горные породы складчатого фундамента (нижний этаж) того или иного возраста (докембрийский, древнепалеозойский, позднепалеозойский и мезозойский) и осадочного чехла (средний и верхний этажи), в строении которого широко распространены обломочные, глинистые, карбонатные, галогенные, угленосные и реже кремнистые и другие отложения. В результате выясняется, что, например, карст карбонатный, сульфатный и соляной повсеместно распространены там, где развиты карбонатные и галогенные отложения. Оползневые явления могут встречаться в любых горных породах, но в большинстве случаев они связаны с глинистыми породами как дочетвертичными осадочного чехла (средний этаж), так и четвертичными (верхний этаж). Эоловые процессы протекают только в областях распространения рыхлых несвязных, преимущественно песчаных отложений, а просадочные только там, где распространены лёссовые породы. Интенсивные и катастрофические селевые явления происходят только на тех горных реках, в бассейнах которых накапливается много рыхлого песчано-глинистого материала. Явления абразии и эрозии обычно развиваются на участках, где при прочих равных условиях распространены горные породы, легко выветривающиеся, размокаемые и размываемые. Типичные обвальные явления наблюдаются только там, где высокие крутые склоны, откосы и обнажения на нагорных склонах сложены скальными и полускальными породами, т. е. твердыми и полутвердыми различного состава и генезиса, сильно дислоцированными и метаморфизованными, массивно- и слоистокристаллическими или имеющими высокую степень литификации. Следовательно, связь распространения различных геологических процессов с геологическим строением, распространением определенных комплексов пород устанавливается повсеместно.

Рассматривая общие закономерности распространения геологических процессов и явлений по поверхности Земли, необходимо отметить, что некоторые из них, в частности сейсмичность, непосредственно связаны с расположением определенных тектонических структур. Многочисленными наблюдениями установлено, что новейшая сейсмическая активность наблюдается только в областях мезозойско-кайнозойской альпийской складчатости, интенсивных новейших и современных тектонических движений, где расположены молодые высокие горы и зоны с глыбовой тектоникой палеозойского возраста, омоложенные мезозойско-кайнозой-

скими тектоническими движениями. Это Закарпатье, Крым, Кавказ, Копетдаг, Памиро-Алайская и Тянь-Шаньская горные страны, Прибайкалье и Камчатка. В этих областях отдельные группы очагов с высокой балльностью связаны с крупными разрывными нарушениями в земной коре, подвижки вдоль которых периодически вызывают ощутимые колебательные движения с соответствующими последствиями.

Как видно из приведенного, распространение различных геологических процессов действительно контролируется климатическими, геоморфологическими, петрографическими и тектоническими факторами. Проявление каждого из геологических процессов на той или иной территории зависит от преобладающего действия какой-либо одной или нескольких основных причин. Эти процессы приводят к необратимым изменениям рельефа поверхности Земли, имеют направленный, непрерывно-прерывистый характер развития во времени (этапы, стадии, фазы), и их распространение подчиняется некоторым общим закономерностям.

Понятия об инженерно-геологических условиях строительства различных сооружений и хозяйственного использования территорий. Под инженерно-геологическими условиями территорий следует понимать всю совокупность природных геологических условий, определяющих планирование размещения и выбор районов и мест расположения сооружений, условия их строительства, устойчивость и эксплуатацию, а также другие виды хозяйственного использования территорий. Геологические условия в данном случае называются инженерно-геологическими, потому что их изучают и оценивают в инженерном аспекте, так как прогноз изменений геологических условий производится в связи со строительством сооружений и проведением инженерных мероприятий.

Важнейшим элементом инженерно-геологических условий той или иной территории являются горные породы, участвующие в ее геологическом строении, предопределяющие рельеф, развитие геологических процессов, распространение подземных вод и месторождений полезных ископаемых. В то же время горные породы служат естественным основанием для различных сооружений, средой для них и строительным материалом. Поэтому при описании и оценке инженерно-геологических условий регионов, областей, районов и участков в первую очередь должны быть отражены закономерности распространения в земной коре горных пород, обладающих различным составом, строением и физико-механическими свойствами.

Касаясь этого коренного теоретического вопроса инженерной геологии, автор считает необходимым особо подчеркнуть, что познание распространения и развития геологических процессов обязательно связано с изучением горных пород, участвующих в геологическом строении территорий, и что характеристика, оценка и районирование таких территорий немыслимы без

учета распространения и динамики развития геологических процессов.

Прогнозирование изменений инженерно-геологических условий и применяемые для этого методы. Так как конечной задачей инженерной геодинамики является разработка научных основ и методов управления геологическими процессами и соответственно рационального использования недр Земли, необходимо уметь прогнозировать эти процессы и, следовательно, изменение инженерно-геологических условий территорий. Однако разработка основ и методов такого прогнозирования пока находится на самых начальных стадиях и не вышла за пределы осознанной необходимости. Поэтому в настоящее время представляется возможным высказать только предварительные соображения по рассматриваемой большой и ответственной проблеме, поскольку она непосредственно связана с охраной жизни людей и окружающей геологической среды.

Как нам представляется, для прогноза изменений инженерно-геологических условий той или иной территории необходимо: 1) знать, какие геологические процессы (природные или связанные с инженерной деятельностью человека) уже на ней действуют, какова тенденция и динамика их развития; 2) на основе изучения и анализа инженерно-геологических условий рассматриваемой территории предвидеть, какие новые геологические процессы могут здесь возникнуть. При этом прежде всего необходимо знать и учитывать масштаб и значение существующих или возможных явлений, т. е. площадь их распространения, объемы масс горных пород, вовлекаемых в них, размеры и уклоны неровностей рельефа, образующихся при их проявлении, скорость и динамику развития. Зная масштаб и значение того или иного явления, можно получить количественную оценку его угрожаемости (площадь, объем, размер неровностей, скорость) и решить, какие из них могут иметь существенное или решающее значение для изменения инженерно-геологических условий рассматриваемой территории и, следовательно, для каких следует составлять прогноз и затем принимать меры для управления ими.

Таким образом, прогноз изменений инженерно-геологических условий той или иной территории должен основываться в первую очередь на изучении и анализе существующих условий, являющихся результатом истории ее геологического развития. При этом следует принимать во внимание, что каждое геологическое явление обусловлено рядом естественноисторических причин и развивается в неразрывной связи с другими геологическими и иными явлениями. Следовательно, для того чтобы правильно оценить инженерно-геологические условия и сделать прогноз их изменений, необходимо пользоваться методом естественно-исторического анализа — геологическим методом изучения стратиграфии отложений, их петрографических особенностей, тектоники и т. д. Такой анализ, как правило, позволяет выяснить

причины и условия, вследствие которых возможно возникновение и развитие геологических процессов.

Как было отмечено выше, каждый геологический процесс возникает при наличии определенных несоответствий, противоречий, являющихся движущей силой их развития. Следовательно, причинами геологических процессов надо называть все то, что определяет реализацию действующих сил, например выветривание (изменение прочности, сопротивления сдвигу горных пород на склонах) определяет возможность реализации действия гравитационных сил; минерализация, солевой состав и интенсивность обмена подземных вод определяют возможность реализации коррозионных сил и т. д. Каждый геологический процесс может развиваться под действием одной причины, но наиболее часто наблюдается совместное влияние нескольких причин.

Под условиями, способствующими развитию геологических процессов и явлений, следует понимать всю совокупность природных и искусственных условий, облегчающих действие сил, вызывающих то или иное явление. Например, гумидный, избыточно-влажный климат способствует развитию явления заболачивания территорий, а аридный, сухой, наоборот, не благоприятствует развитию этого явления. Кратковременные, но интенсивные дожди способствуют развитию эрозионных процессов на склонах, а моросящие, обложные, наоборот, не способствуют этим явлениям. Поверхности и зоны ослабления, имеющие наклон к основанию склона, облегчают действие сдвигающих усилий и, наоборот, наклоненные в глубь склона затрудняют или исключают действие этих сил и т. д. Следовательно, причины возникновения геологических процессов и условия, способствующие их развитию, не одно и то же. Смешивать эти понятия не следует. Такое расчленение понятий облегчает анализ явлений и прогноз процессов.

Как отмечено выше, изучение инженерно-геологических условий должно предусматривать кроме геологического описания также количественную оценку процессов и явлений. Для этого широко используется экспериментальный метод. Лабораторные и полевые опытные работы и стационарные наблюдения очень широко применяются в практике инженерно-геологических исследований. Они позволяют наряду с изучением геологических условий того или иного района получать количественные расчетные характеристики свойств горных пород, водоносных горизонтов и другие необходимые данные для прогноза геологических процессов и явлений.

Любое геологическое явление, как и сооружение, построенное в определенных геологических условиях, является экспериментом, конкретным примером, который должен изучаться и служить средством познания подобных явлений. Поэтому при прогнозировании геологических процессов и явлений приходится пользоваться методом аналогий — методом геологического подобия. В этом случае заключение о геологических условиях развития тех

или иных процессов делают на основе сравнения с условиями, подобными уже изученным.

Для изучения механизма, физики процесса и динамики его развития широко применяется метод моделирования. Моделирование русловых, волновых, гравитационных, коррозионных и других процессов выполняют на логических и вещественных моделях в лабораториях и полевых условиях. В результате успешно решаются разнообразные задачи, что позволяет обоснованно прогнозировать развитие геологических процессов и явлений.

Важнейшим средством прогноза развития геологических процессов и явлений является изучение их распространения и закономерностей развития и в связи с этим использование вероятностно-статистического метода. Это очень важный метод установления вероятности проявления тех или иных процессов и корреляционных связей их развития с различными природными или искусственными причинами и другими явлениями. Кроме того, вероятностно-статистический метод в известной мере позволяет обосновывать достоверность и надежность прогноза.

Наконец, важнейшим методом прогноза геологических процессов и явлений является метод расчетно-теоретический. Этим методом обычно пользуются для окончательного прогноза явлений, когда накопились необходимый фактический материал для обоснования расчетной схемы (детальный геологический разрез) и расчетные данные, выявлен характерный момент, для которого желательно составлять прогноз и др. Имеющийся опыт показывает, что с помощью расчетно-теоретического метода успешно решаются разнообразные задачи, и в частности прогноз устойчивости склонов, откосов, оползней, подземных выработок, величины и скорости подмыва и разрушения берегов, скорость развития коррозионных процессов и др. Расчетный метод позволяет выявлять соотношение активных и пассивных сил и обоснованно изменять это соотношение инженерными мероприятиями, предупреждая развитие геологических процессов, локализуя их действие или защищая территории и сооружения от их вредного и опасного влияния.

Из приведенного следует, что прогноз геологических процессов и явлений и изменений инженерно-геологических условий территорий должен быть комплексным, основанным на учете всей совокупности природных геологических и искусственных условий и на знании механизма и закономерностей динамики их развития. Прогноз геологических процессов и явлений должен базироваться на использовании всех основных методов инженерной геологии: геологического, экспериментального, геологического подобия, моделирования, вероятностно-статистического и расчетно-теоретического. Наконец, прогноз изменений инженерно-геологических условий тех или иных территорий должен предусматривать вначале оценку масштаба возможных изменений, а затем определение способа и средств их регулирования, предупреждения возникно-

вения, локализации распространения и защиты от их опасного воздействия. Таким образом, методами инженерной геодинамики являются все основные методы инженерной геологии и это показывает, что она является ее составной частью, разделом, научным направлением.

Схематизация и типизация геологических условий участков проявления геологических процессов. Опыт изучения различных геологических процессов показывает, что природные условия, в которых они получают развитие, бывают сложными и разнообразными и часто усложняются в связи с выполнением тех или иных строительных и горных работ. Поэтому чтобы разобраться в таких условиях, необходимо правильно представить физику процесса, иметь возможность применить соответствующие методы для их изучения (например, геологического подобия, моделирования и др.), произвести расчеты для оценки их угрожаемости или для прогноза их возникновения, представить геологические условия участка распространения процессов и явлений в наглядной форме, полно отражающей все главное. Для этого обычно служат детальные карты, планы и особенно геологические разрезы по характерным, наиболее типичным направлениям. Геологические разрезы (как карты и планы) должны полно отображать все важные особенности, детали рельефа поверхности земли, геологического строения, расположения поверхностей и зон ослабления, условий залегания подземных вод и др. На разрезах должны выделяться все слои, горизонты, зоны, пачки горных пород независимо от выдержанности их распространения по простиранию и мощности, существенно различающиеся по своим петрографическим признакам и физико-механическим свойствам.

Геологические разрезы, так же как карты и планы, не следует перегружать различными деталями, но в то же время они должны достоверно отражать геологическую обстановку и особенности условий возникновения и развития геологических процессов и форму их проявления. Все это вызывает необходимость при построении геологических разрезов, карт и планов производить некоторую генерализацию — обобщение или, как часто говорят, схематизацию геологических условий, чтобы показать главное, определяющее в этих условиях. Такая целесообразная схематизация, точнее, генерализация, не должна быть простым упрощением, она должна служить средством (методом) анализа геологических условий, быть подчиненной выделению главного и не отражаться на достоверности и точности построения разреза или карты (плана) в части стратификации отложений, условий их залегания, отображения петрографических особенностей, физического состояния и свойств горных пород, мощности слоев, горизонтов, границ их распространения, условий залегания подземных вод, поверхностей и зон ослабления и т. д. В общем, схематизация геологических условий при детальных исследованиях должна приводить

к построению расчетной схемы для каждого конкретного участка. Если подобных по геологическим условиям участков несколько или много, построенная расчетная схема будет являться типовой. В этом случае можно говорить о типизации участков или районов по геологическим условиям.

Уместно заметить, что некоторые исследователи, не в меру увлекаясь математикой в геологии, совокупность сведений о природных (и в том числе инженерно-геологических) условиях строительства называют моделью природных условий. Представляется, что такое «моделирование» природных условий не раскрывает сущности явлений, не помогает решению инженерно-геологических задач и, следовательно, не имеет ни научного, ни практического смысла. Поэтому к таким высказываниям надо относиться критически.

Проблемы инженерной геологии в связи с рациональным использованием геологической среды. Каждая территория на Земле с ее рельефом, геологическими образованиями, процессами и явлениями представляет собой геологическую среду жизни и деятельности человека. Если сказать кратко, то геологическая среда — это окружающие нас геологические условия. Заметим, что понятие о геологической среде нельзя смешивать с понятием о зоне влияния сооружений, инженерных работ и технологических процессов. Геологическая среда — это объективно существующая реальность. Зона влияния сооружений — это результат инженерной деятельности человека, она изменяется, регулируется инженерным разумом человека, и особенно значительно в эпоху научно-технического прогресса. Поэтому объем и границы геологической среды и зоны влияния того или иного сооружения или инженерных работ и различных технологических процессов — не одно и то же. На это приходится обращать внимание, так как при определении понятия геологической среды часто допускают такую ошибку.

Геологическая среда возникает и развивается во взаимодействии с атмосферой, гидросферой и внутренними сферами Земли. Эти взаимодействия в геологической истории Земли создают определенные глобальные, региональные и локальные равновесия как на ее поверхности, так и в недрах. Но эти же взаимодействия создают и противоречия и обусловливают неизбежность возникновения и развития геологических процессов, изменяющих и разрушающих геологическую среду и создающих ее в обновленном виде.

Пока уровень жизни и деятельности человека был недостаточно высоким, геологические процессы и их последствия человек переносил пассивно, старался сторониться мест их распространения и развития. Однако когда плотность населения, жизнь и деятельность человека достигли современного уровня, когда освоение все новых и новых территорий и богатств Земли стало жизненно необходимым условием, природные геологические процессы и явления стали настолько заметно сдерживать деятельность чело-

века и угрожать его жизни, что возникла необходимость в их изучении, оценке и выполнении мероприятий по борьбе с ними. Теперь главной задачей в этом плане является разработка научных основ прогноза и управления геологическими процессами в нужном для человека направлении. Так возникла одна из главных задач инженерной геологии, ее раздела, научного направления — инженерной геодинамики.

С другой стороны, влияние производственной деятельности человека на геологическую среду по своим масштабам и результатам достигло значений, соизмеримых с природными геологическими процессами, поэтому ее также приходится рассматривать как определенный вид геологических процессов; именно, как вид геологических процессов, учитывая, что сам человек — составная часть природы, продукт ее закономерного развития. Однако деятельность человека противоречива: в одних случаях она созидательна, в других — разрушительна, так как часто нарушает природные равновесия и вызывает развитие геологических процессов и явлений, изменяющих или разрушающих геологическую среду. В связи с этим возникла необходимость в постановке и решении проблем рационального использования геологической среды и ее охраны. Эти проблемы связаны с возникновением и развитием как естественных геологических процессов и явлений, так и возникающих в связи со строительством сооружений, выполнением горных работ и хозяйственным освоением территорий.

Следовательно, проблемы инженерной геологии, связанные с рациональным использованием геологической среды, — это проблемы возникновения и развития геологических процессов, которые проявляются в неблагоприятных ее изменениях, вызывают опасные явления для жизни и деятельности человека и разнообразные деформации сооружений. Поэтому, как уже было отмечено, вся инженерная и хозяйственная деятельность человека должна основываться на знании законов и закономерностей развития геологических процессов. В соответствии с этим их изучение, оценка степени их угрозы, разработка методов прогноза и управления ими — это ближайшие конкретные задачи инженерно-геологической науки и практики. Советская инженерная геология к решению этих задач хорошо подготовлена, и в этом плане уже много сделано. Свидетельством этому является огромная работа, выполняемая по инженерно-геологическому обоснованию проектов самых разнообразных видов строительства в различных геологических условиях на территории Советского Союза.

Для современной инженерной геологии характерно создание ее научно-теоретической базы, установление определенных закономерностей, отражающих объективно существующие связи геологических процессов и явлений в геологической среде. В Советском Союзе уже практически используются различные методы управления геологическими процессами и явлениями, т. е. методы их прогноза, предупреждения, локализации опасного влияния

или защиты от них. Однако это только начало решения проблемы рационального использования геологической среды. Сейчас назрела необходимость в ином, более широком подходе к этой проблеме на качественно более высоком научном уровне, при котором можно было бы достаточно точно устанавливать физику и динамику развития геологических процессов и явлений и предсказывать изменения в окружающей геологической среде.

Советское правительство в последнее время приняло «Основы земельного законодательства Союза ССР и союзных республик», «Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик», постановление «О мерах по дальнейшему улучшению охраны природы и рациональному использованию природных ресурсов» (декабрь 1972 г.), «Основы законодательства Союза ССР и союзных республик о недрах» (июль 1975 г.). Следовательно, названные задачи инженерной геологии имеют теперь и полную законодательную основу.

ГЛАВА II

ПОДМЫВ И РАЗРУШЕНИЕ БЕРЕГОВ МОРЕЙ, ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ

Общие положения. Берега морей, озер и водохранилищ постоянно изменяют свои очертания под воздействием волноприбойных явлений, приливов и отливов, вдольбереговых и направленных течений, а также вследствие физического и химического воздействия воды и живущих в ней организмов на горные породы, слагающие берега. В то же время вдоль берегов происходит накопление рыхлого материала, образующегося при их разрушении и приносимого направленными течениями и реками. Эти накопления создают аккумулятивные формы рельефа и также изменяют очертания берегов.

Процесс изменения очертаний берегов морей и озер в результате их разрушения под воздействием главным образом волноприбоя называется абразией (от лат. abrasio — соскабливание). Формирование берегов водохранилищ принято называть переработкой, так как до их создания берега формировались под воздействием других природных процессов, в иных естественных условиях.

Изучение геологических процессов, протекающих в прибрежной полосе водоемов, показывает, что они строго подчиняются *закону связей между процессами и явлениями, существующими* в объективном мире. Здесь всегда действие и развитие одних явлений, например подмыва и разрушения берегов, создают условия для возникновения и развития других, например обвалов, оползней и др. *Все эти явления представляют большой теоретический* и практический интерес, так как в береговой зоне морей, озер и водохранилищ проектируют и строят разнообразные гидротехнические сооружения, обслуживающие водный транспорт: порты, молы, пирсы, причальные стенки, подходные каналы, доки, эллинги и др. Кроме того, эти явления нарушают устойчивость и нормальную эксплуатацию сооружений, расположенных на берегах: зданий и сооружений городов, поселков, курортов, портовых сооружений, вокзалов, железных и шоссейных дорог, линий связи и др. Известно немало примеров, когда волноприбойные явления приводили к катастрофам и массовым бедствиям. «Море может быть настроено к человеку дружески или враждебно. Безмятежное и спокойное в один день, на другой оно становится

пугающим и злобным» [8, с. 242]. Геологические процессы и явления в шельфовой зоне морей и океанов начинают в последние годы привлекать все большее и большее внимание также и в связи с разведкой и эксплуатацией месторождений нефти и рудных россыпей.

Советский Союз является великой морской державой, огромна протяженность берегов морей, его окружающих, и внутренних водоемов. Поэтому изучение условий строительства и эксплуатации сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ является одной из важных задач инженерной геологии. Изучением строения берегов морей и озер занимаются много десятков лет. *Большой вклад в учение о морфологии берегов сделали советские* ученые (В. П. Зенкович, О. К. Леонтьев и другие).

Морфология берегов. При характеристике и оценке устойчивости берегов различных водоемов, и в том числе берегов естественных и искусственных озер (водохранилищ), обычно в той или иной мере пользуются понятиями и терминами, установленными для берегов морей. Линия, вдоль которой соприкасается суша и водоем (море), называется береговой линией (рис. II-1). Ее положение не остается постоянным, а изменяется как от одной геологической эпохи к другой в связи с современными и новейшими движениями земной коры и эвстатическими колебаниями уровня океана, так и на протяжении коротких отрезков времени (годы, сезоны, месяцы, сутки) в связи с особенностями режима водоема — волновых явлений, приливов и отливов, изменений водного баланса (например, Каспийского моря), снижения уровня воды в водохранилищах при сработке и др. Существенное влияние оказывают также господствующие геологические процессы в береговой зоне — подмыв и разрушение берегов или аккумуляция рыхлого материала. Перемещение береговой линии в сторону суши или моря может измеряться десятками, сотнями метров и даже километрами и десятками километров. Сравнительно узкая полоса суши, примыкающая к береговой линии, на которой имеются формы рельефа, созданные морем при современном среднем его уровне, называется берегом [35]. Известный американский ученый Ф. П. Шепард [49] указывает, что граница берега отмечается переносом песка волной в сторону суши.

Взаимодействие водоема и суши проявляется в образовании определенных форм рельефа как современных, так и более древних, отвечающих предшествующей геологической эпохе, сформировавшихся при уровнях моря более высоких или более низких, чем современный. Поэтому со стороны суши к берегу моря может примыкать береговой уступ (клиф), зона «поднятых» морских террас, приморских террасированных равнин и более древних береговых уступов (клифов), образующих зону побережья.

Дно водоема, примыкающее к береговой линии, образует подводный береговой склон, который может быть приглубым, т. е. иметь крутой уклон, или отмелым, т. е. иметь пологий уклон.

Подводный береговой склон является частью шельфа, т. е. материковой отмели, окаймляющей все материки от береговой линии до глубин примерно 200 м. С геологической точки зрения это затопленная часть материка.

Со стороны океана шельф обычно ограничен резким перегибом рельефа, образующим начало материкового (континентального) склона (рис. II-2). Подводный береговой склон может иметь следы и остатки «опущенных» береговых линий, древних морских террас, ложбин, подводных долин, валов, наземных отложений, сооружений, затопленных либо при подъеме уровня Мирового океана, либо при опускании отдельных участков суши.

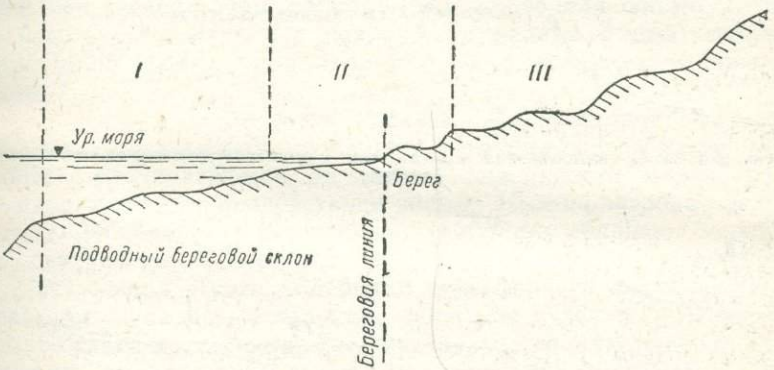


Рис. II-1. Схема расположения береговой зоны — зоны современного активного формирования берега.

I, III — зоны бывшего взаимодействия моря и суши: *I* — взморье, *III* — побережье; *II* — зона современного взаимодействия моря и суши — береговая зона.

Как отмечено выше, береговая линия не имеет постоянного положения, поэтому современное взаимодействие моря и суши охватывает определенную зону современного активного формирования берега — береговую, включающую как часть подводного берегового склона, так и берег. Соответственно в береговой зоне происходит активное воздействие водоема на расположенные здесь сооружения, поэтому их проектирование и строительство всегда должны подчиняться закону постоянного и необходимого соотношения с геологической обстановкой.

В зависимости от преобладающих геологических процессов и явлений в береговой зоне берега могут быть абразионными (рис. II-3) или аккумулятивными (рис. II-4). Абразионные берега в большинстве случаев приглубые, сложены главным образом коренными породами, подвергающимися интенсивному подмыву и разрушению, имеют характерные морфологические особенности. Основными морфологическими элементами их являются: береговой обрыв (клиф) *1*; волноприбойная ниша *2*; пляж *3* — узкая полоса переменной ширины, сложенная гравием, галькой и более

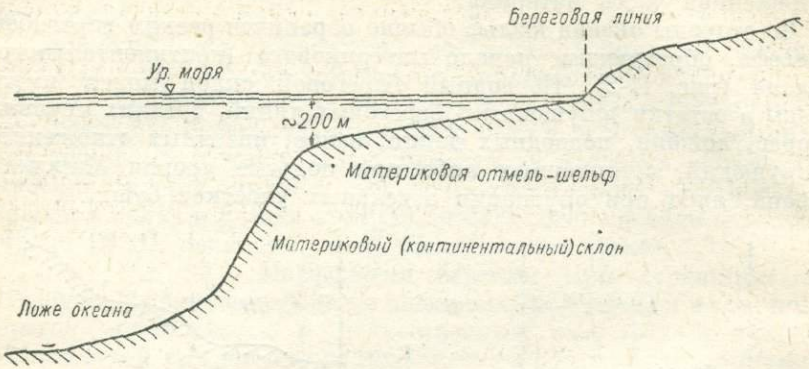


Рис. II-2. Схема расположения шельфа, т. е. материковой отмели, окаймляющей материк.

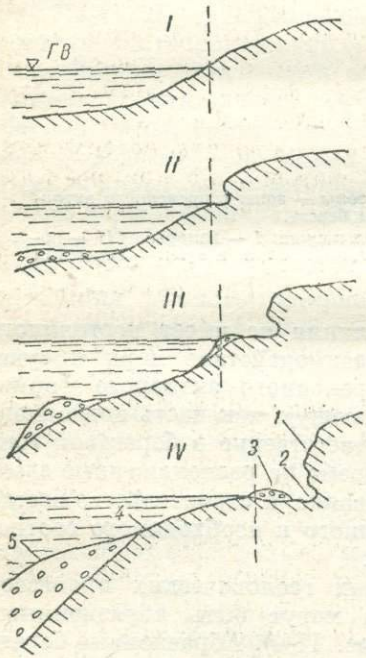


Рис. II-3. Стадии (I—IV) формирования профиля абразионного берега (по В. П. Зенковичу).

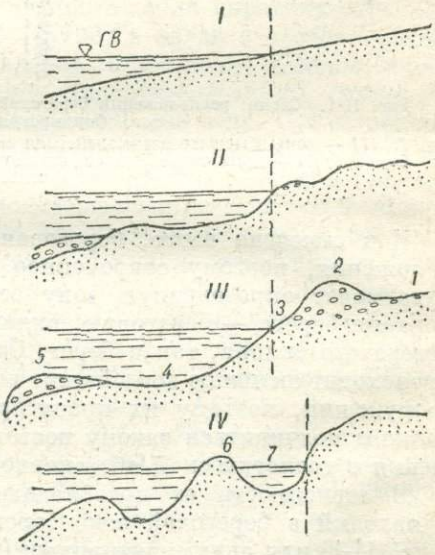


Рис. II-4. Стадии (I—IV) формирования профиля аккумулятивного берега (по В. П. Зенковичу).

крупным обломочным материалом, образованная под воздействием волноприбоя (во время волноприбоя и приливов обычно покрывается водой); подводная абразионная отмель *4* — терраса (бенч), сложенная коренными породами или прикрытая грубообломочным материалом; подводная прислоненная аккумулятивная отмель (терраса) *5*.

Аккумулятивные берега обычно отмелые, сложенные песками, гравием, реже галечниками. Основными морфологическими элементами таких берегов являются: надводная аккумулятивная терраса *1* — приморская равнина; береговой вал *2*, сложенный рыхлыми песками, гравием, реже галечниками; пляж *3*, сложенный также рыхлым мелкообломочным материалом, формирующийся под воздействием волноприбоя; подводная аккумулятивная береговая отмель *4* с подводными валами *5* или выступающими выше уровня моря барами *6*, иногда отгораживающими лагуны *7*.

Ветровые волны. Из факторов, которые активно участвуют в формировании берегов, на первом месте стоит волнение, развивающееся на водной поверхности морей, озер и водохранилищ под воздействием ветров. Именно ветровые волны представляют наибольший интерес, так как они обладают большей разрушающей силой по сравнению с волнами другого происхождения (притяжения Луны, колебания атмосферного давления, землетрясения, оползневые явления, движение судов и др.).

Ранее считали, что ветер, воздействуя на водную поверхность, заставляет частицы воды совершать движения по круговым орбитам в вертикальной плоскости вдоль своего направления (рис. II-5). Новейшие наблюдения в море и в специальных штормовых бассейнах [52] показали, что форма волн в действительности непохожа не только на синусоидальную, но и на трохоидальную. Волны более остроконечны у вершины и более расширены у подошвы. Количество энергии, передаваемой волне от ветра, в различных ее частях различное. В результате этого толщина и скорость перемещения отдельных элементарных слоев воды в направлении ветра неодинаковы и носят пульсационный характер. На рис. II-6 показан график такого пульсационного движения воды. Движение частиц воды в этом случае происходит по эллипсу, и тем более вытянутому, чем больше скорость течения. Это движение создает новую форму водной поверхности: вначале мелкую рябь, развивающуюся и постепенно переходящую в мелкие волны, а затем в полностью развитое волнение (рис. II.7).

Скорость воздушных потоков обычно неравномерна, особенно порывистых, поэтому они имеют турбулентный характер движения и создают неравномерное распределение давления воздуха на поверхность воды. Вследствие этого возникают волны разной высоты и длины, причем мелкие волны постепенно уступают место более крупным, так как они лучше сохраняют энергию, получаемую от ветра. Таким образом, наблюдается определенная эволюция

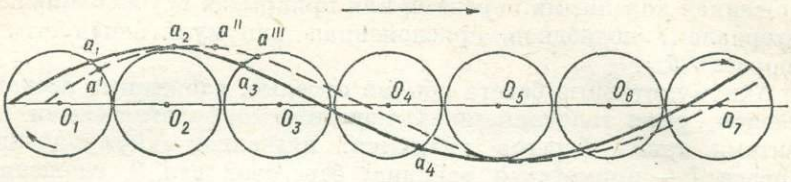


Рис. II-5. Схема образования волны по теории движения частиц воды по круговым орбитам (по трохоидальной теории).

O_1, O_2, O_3, . . ., O_7 — положение частиц водной поверхности; a_1, a_2, a_3, a_4 и a', a'', a''' — их положения на круговых орбитах в два близких момента времени.

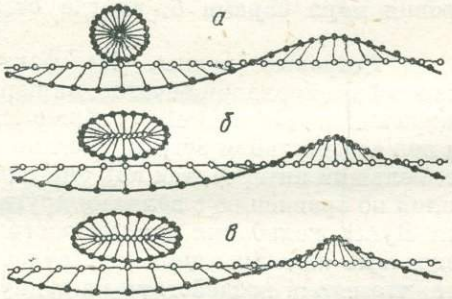


Рис. II-6. Форма волн.

а — трохоидальная; *б*, *в* — при пульсационном движении воды согласно новейшим наблюдениям (по *В. В. Шулейкину*).

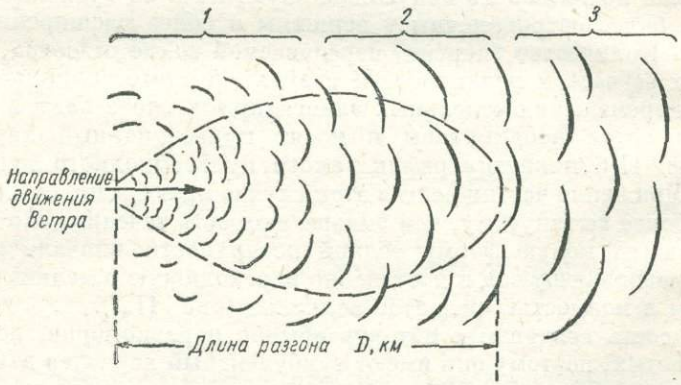


Рис. II-7. Эволюция ветровых волн (по В. Баском).

1 — рябь и мелкие ветровые волны; *2* — полностью развитое волнение; *3* — переход в волны зыби.

в развитии волн от мелкой ряби до гигантских волн, возникающих при штормах.

При подходе к берегу отдельные участки фронта волны попадают на разные глубины, обусловленные неровностями рельефа дна, что вызывает изменение направления движения волны, происходит ее рефракция — изгибание. Волна стремится занять

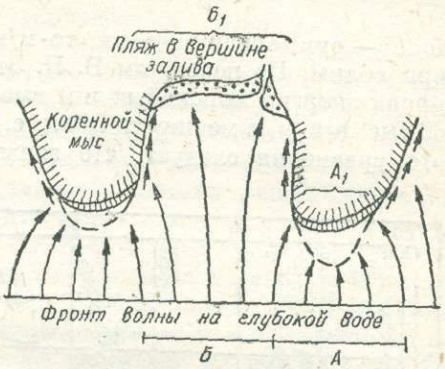


Рис. II-8. Рефракция волн.
Прямой фронт глубоководной волны при подходе к берегу изгибается и принимает параллельное ему положение.

положение, параллельное берегу, а это приводит к концентрации энергии волнения на отдельных участках берега. На рис. II-8 видно, что количество волновой энергии A, которое концентрируется у мыса, равно ее количеству $Б$, которое рассеивается вдоль берега залива. Такой эффект рефракции волн имеет большое геологическое значение. Он должен учитываться при определении

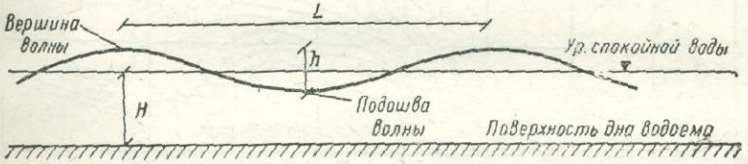


Рис. II-9. Основные элементы волны.

мест расположения береговых защитных сооружений и при выборе их типа.

На рис. II-9 приведены основные характеристики волн, определяющие их размеры: L — длина волны — расстояние от гребня одной волны до гребня следующей; h — высота волны — превышение вершины гребня волны над ложбиной, м. Непременными характеристиками волн являются: T — период волны, время, за которое волна переместится на расстояние, равное своей длине, сек; v — скорость распространения, путь, который волна совершает в единицу времени, т. е. $v = L/T$, м/сек.

Волнения, возникающие под воздействием ветра, т. е. собственно ветровые волны, обычно распространяются на значительные расстояния за пределы области действия ветра, образуя волны

зыби. Те и другие волны несут значительные запасы энергии, передаваемой им ветром. Работа, производимая волнами, осуществляется за счет расхода этого запаса энергии, который определяется обычно из уравнения

$$E = \frac{1}{8} h^2 L,$$

где E — суммарная энергия, тс·м/м фронта волны; h и L — размеры волны. По подсчетам В. П. Зенковича [17], например, суммарная энергия морской волны высотой 6 м составляет примерно 360 тыс. кгс·м, а мощность 240 л. с./м фронта волны. Из приведенного уравнения следует, что запасы суммарной энергии волны

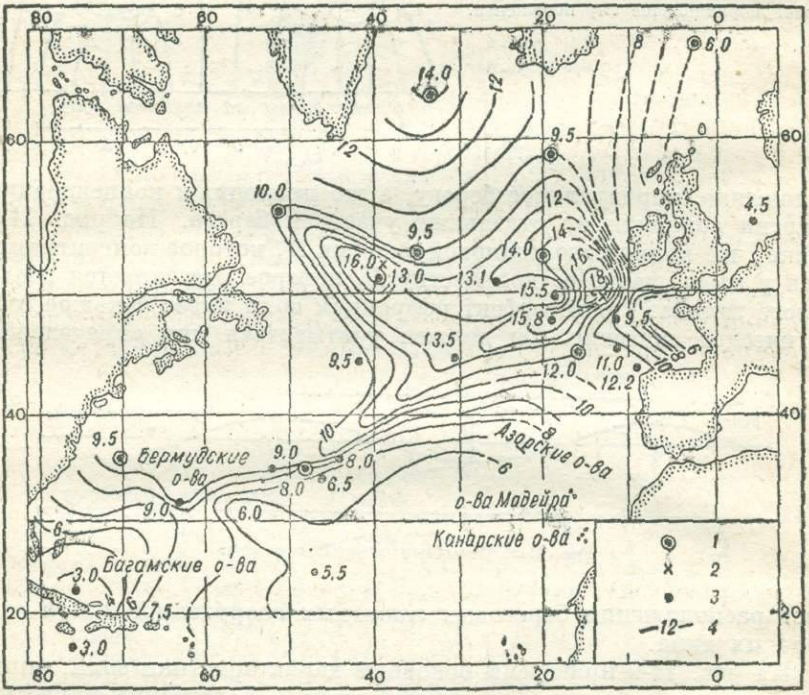


Рис. II-10. Схематическая карта высоты ветровых волн в Северной Атлантике, по Э. Брунсу (заимствована из работы В. В. Шулейкина, 1972 г.).

1 — корабли погоды; *2* — участки стереофотосъемки, *3* — прочие пункты волновых измерений; *4* — изоунды.

определяются ее размерами, которые, как показано ниже, зависят в свою очередь от размера водной поверхности водоема (длина разгона D, км), а также от его глубины в прибрежной зоне (H, м), скорости ветра (w, м/сек) и его продолжительности (t, ч).

Наблюдения многочисленных исследователей и моряков показали, что в открытых частях океанов ветровые волны достигают

больших размеров, в особенности в южных широтах, где сплошное водное кольцо опоясывает земной шар и почти постоянно наблюдаются сильные северо-западные ветры. Здесь волны достигают 400 м в длину и 12—13 м в высоту с периодами до 17—18 сек и скоростями распространения от 14—15 до 22 м/сек. На рис. II-10 изображена схематическая карта возможных высот волн в северной части Атлантического океана, из которой видно, что здесь штормовые волны можно ожидать высотой 16—18 м и более. Во внутренних морях и озерах размеры волн значительно меньше. Так, например, в Северном море наблюдались волны длиной до 125 м и высотой 8—9 м. Наибольшая высота волны для Средиземного моря принимается равной 6 м, для Балтийского — 5 м. На морях Дальнего Востока длина волны во время штормов средней силы достигает 100 м, а высота 6—7 м. На Черном море высота волн достигает 4 м, по отдельным наблюдениям 5—6 м. Особенно сильные штормы на Черном море могут иметь исключительную силу. По сообщению В. В. Шулейкина [51], здесь отмечены волны длиной до 160—170 м и высотой 12 м. На Каспийском море длина волн достигает 60—80 м, а высота 4—6 м. Размеры волн на водохранилищах несравненно меньше, чем на морях. Так, например, на Днепровском водохранилище высота волны может достигать 1,6 м, на Волгоградском — 1,8 м, на Рыбинском — 2,5 м.

Для прогноза размеров ветровых волн различными исследователями предложены эмпирические формулы. Так, Берген предлагает определять высоту и длину волны по следующим формулам:

$$h = \frac{1/3w}{\left(1+\frac{6,7}{D}\right)\left(1+\frac{1,86}{t}\right)};$$

$$L = \frac{12,34w}{\left(1+\frac{47,9w}{D}\right)\left(1+\frac{13,31}{t}\right)}.$$

По Стивенсону, высота волны в зависимости от длины разгона равна

$$h = 0,37\sqrt{D}.$$

На рис. II-11 изображена диаграмма В. В. Шулейкина [52] для расчета высоты развивающихся волн по заданному времени действия ветра t (ч) и заданной скорости ветра w (м/сек). На диаграмме по горизонтальной оси отложены значения дроби t/T_{max}, где T_{max} — максимальный период волны (сек), равный произведению $0,516w$. По вертикальной оси слева показаны относительные высоты волн $\eta = h/h_{max}$, где h — искомая высота волны, а h_{max} — максимальная возможная при условии безграничности пространства водоема, при неограниченно долгом воздействии ветра, равная произведению $0,02w^2$. Справа от диаграммы отмечены

значения фактора мелководности, которому отвечает та или иная кривая. Океану соответствует кривая, отмеченная нулем. Так, например, скорость ветра 15 м/сек воздействует на поверхность океана 8 ч. В данном случае $T_{max} = 7{,}7$ сек и величина $t/T_{max} = 1{,}1$; по кривой $\eta = 0{,}75$. При заданной скорости ветра $h_{max} = 0{,}02 \cdot 15^2 = 4{,}5$ м. Следовательно, искомая высота волны равна $0{,}75 \cdot 4{,}5 = 3{,}36$ м.

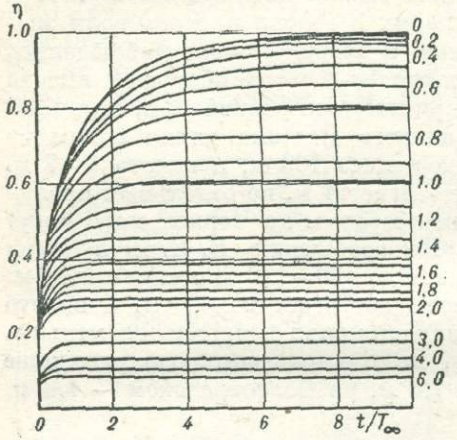


Рис. II-11. Рабочая диаграмма для расчета высоты развивающихся ветровых волн по заданной скорости ветра и времени их действия (по В. В. Шулейкину).

СоюзморНИИпроект и ГОИН в соответствии с разработанной ими методикой для вычисления параметров волн рекомендуют следующие зависимости:

$$\bar{h} = 0{,}00091 w^{4/3} D^{1/3} \text{ для } gD/w^2 > 30;$$

$$\bar{h} = 0{,}028 w^{4/3} H^{3/5} \text{ для } gD/w^2 > 0{,}1,$$

где $\bar{h}$ — средняя высота волны, м; g — ускорение свободного падения.

Средний период и средняя высота волны связаны соотношением

$$\bar{T} = 7{,}5 \frac{\bar{h}^{3/5}}{w^{1/5}},$$

которое считается справедливым для условий глубокой и мелкой воды. Зависимость средней высоты волны от продолжительности действия ветра и его скорости выражается соотношением

$$\bar{h} = 0{,}000344 w^{10/12} t^{5/12} \text{ для } gD/w^2 > 50.$$

Среднюю длину волны для приближенных расчетов рекомендуется определять по формуле $L = 10\ \bar{h}$.

Для приведенных зависимостей в справочной литературе даются специальные таблицы, по которым легко определяются элементы волны. Исходными данными для этого служат скорость

ветра w (м/сек), длина разгона D (км), продолжительность действия ветра t (ч) и глубина моря H (м).

Приближенные методы расчета элементов волны у берегов в зависимости от физико-географических условий водоема разработаны в СССР П. А. Кузнецовым и В. Г. Андреяновым [2, 34]. По П. А. Кузнецову, высота волны при больших разгонах ($D = 100 \div 500$ км) равна

$$h = (\lg D)^2 - \frac{1}{\lg D};$$

при малых разгонах ($D < 100$ км)

$$h = \sqrt[4]{D} + \frac{D}{200}.$$

Максимальная длина волны при больших разгонах, по П. А. Кузнецову, равна 40 h. В этих формулах не учитывается зависимость высоты волны от силы ветра и продолжительности его воздействия. Между тем это обстоятельство имеет огромное значение.

В. П. Зенкович, рассматривая вопрос о движении волн и об их размерах, приходит к выводу, что в настоящее время для определения элементов волны на водохранилищах целесообразно пользоваться формулами В. Г. Андреянова. Согласно его исследованиям высота и длина волны зависят от скорости ветра и длины разгона и могут определяться по формулам

$$h = 0{,}0208 w^{5/4} D^{1/2}; \quad L = 0{,}304 w D^{1/2}.$$

По В. Г. Андреянову, после действия ветра в течение 100—200 ч волна достигает максимальной высоты, а после 10 ч и 1 ч составляет соответственно 0,84 и 0,35 максимальной высоты.

При расчетах переработки берегов водохранилищ высоту волн при разной скорости ветра обычно определяют по специальным номограммам А. П. Браславского [6]. На рис. II-12 приведена одна из таких номограмм для скорости ветра 20 м/сек.

Работа волны у берега и сила ее удара зависят от высоты волны, т. е. массы волны и скорости, с которой она ударяется о берег. Высота волны, как показано выше, зависит от силы ветра, *продолжительности его действия, длины разгона и глубины водоема* в прибрежной зоне: $h = f(w, t, D, H)$. Наблюдения показали, что, когда ветровые волны и волны зыби приближаются к берегу и попадают в зону мелководья, они начинают испытывать влияние дна водоема: уменьшаются скорость их распространения, высота и длина, ослабевает энергия и изменяется профиль, они разрушаются. Все это характеризует трансформацию волн *глубоководных участков в волны мелководных участков. Влияние волн* распространяется до глубины 1,5 L, но практически влияние волны становится заметным при глубине водоема меньше 0,5 L. Когда глубина дна становится равной высоте волны, происходит полное или частичное ее разрушение.

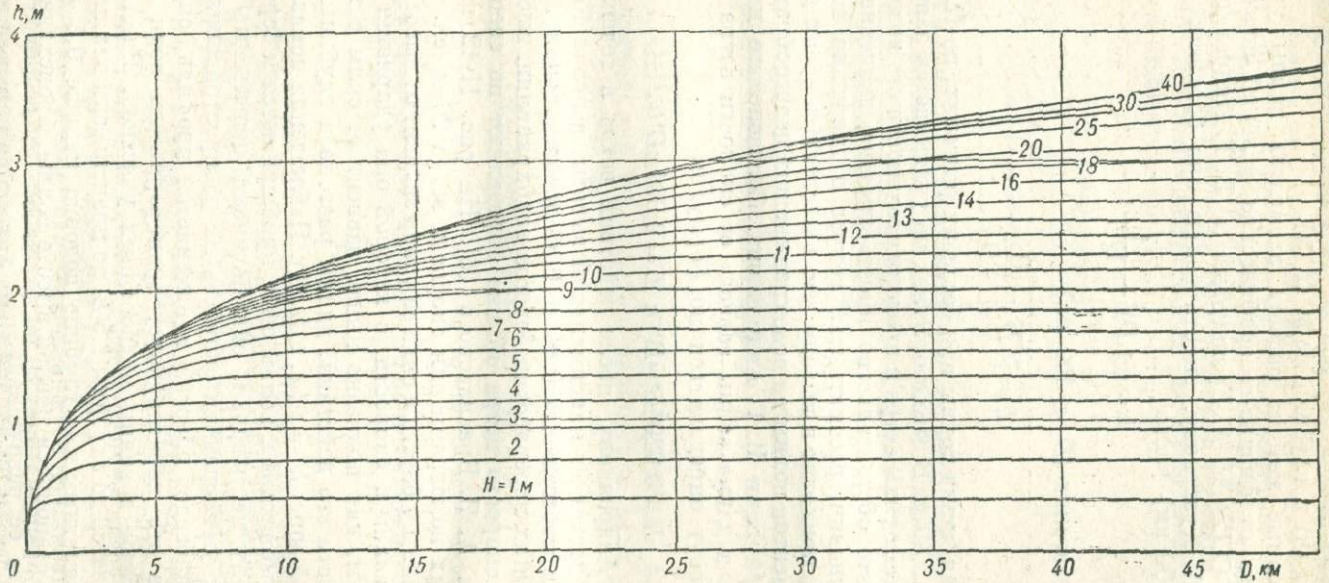


Рис. П-12. Номограмма для определения высоты волны мелкого моря при скорости ветра 20 м/сек (по А. П. Браславскому).

В прибойной зоне опрокинутые (разрушенные) волны в виде прибойного буруна накатываются на берег пенистыми языками, образуя заплеск. При этом поступательная скорость и высота вскатывания волны зависят от скорости ее распространения, высоты, уклона берегового откоса и его шероховатости. У отмелых берегов (рис. II-13, *а*) зона прибоя имеет различную ширину в зависимости от того, на каком расстоянии от берега волны начинают разрушаться. У приглубых берегов зона прибоя очень узкая или вовсе отсутствует, так как при относительно большой

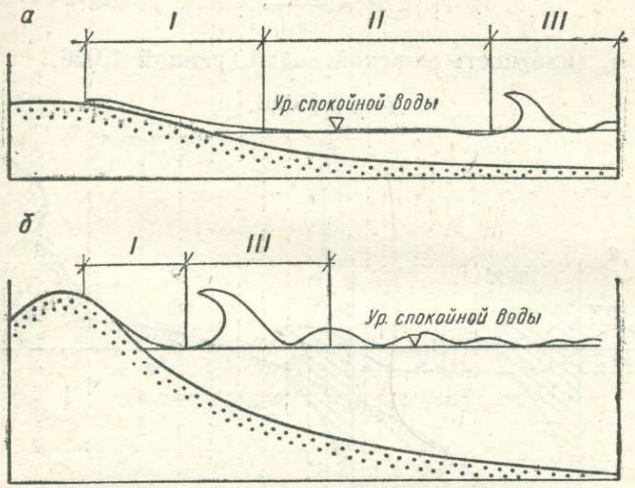


Рис. II-13. Ширина и положение зоны прибоя в береговой зоне.
а — у отмелого берега; *б* — у приглубого берега (по Дж. Инглу).
I—III — зоны: *I* — заплеска, *II* — прибоя, *III* — разрушения.

глубине дна волны разрушаются вблизи берега и, таким образом, зона заплеска соприкасается с зоной разрушения волны (рис. II-13, *б*). По Н. Н. Джунковскому [11], высота (м) вскатывания волны $h_в$ над уровнем спокойной воды

$$h_в = 3{,}2kh \operatorname{tg} \alpha,$$

где k — коэффициент, зависящий от степени шероховатости откоса (для гладких бетонных поверхностей он равен 1, для набросок из рваного камня — 0,775, для поперечно-ребристых откосов — 0,655); h — высота волны, м; α — угол наклона откоса. Опыты показали, что высота вскатывания возрастает с увеличением угла наклона откоса и достигает максимума при крутизне от 45 до 60°. При увеличении шероховатости откоса эта высота уменьшается.

Распределение силы удара волны на вертикальной береговой стенке изображено на рис. II-14, *а*. Максимальное усилие в этом случае наблюдается на уровне воды при спокойном ее состоянии.

С глубиной сила удара ослабевает. Наблюдениями установлено, что зона максимального волнового давления на наклонную стенку или откос находится ниже поверхности спокойной воды (рис. II-14, *б*). Максимум давления располагается на глубине, примерно равной половине высоты волны. В этом месте волновое давление имеет резко выраженный динамический характер.

Теоретически сила горизонтального удара волны на площадку вертикальной стенки равна (тс/м²)

$$P = \frac{\gamma_в v^2}{g},$$

или для $\gamma_в$ (плотность морской воды), равной 1,026,

$$P = 0{,}105v^2.$$

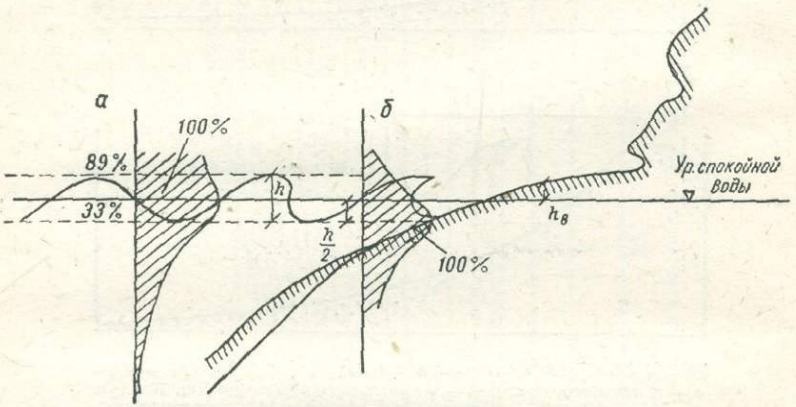


Рис. II-14. Схема набегания волны у берега и эпюра распределения силы ее удара.
а — у вертикальной стенки, *б* — у наклонной.

Сила удара волны во время прибоя может быть измерена динамографами. Так, например, в районе г. Сочи при исследованиях А. М. Жданова [16] примерно в течение 1 года (1949—1950 гг.) зарегистрирована максимальная сила удара 4,5 тс/м², а в г. Туапсе она достигала 5,7 тс/м² [46]. В открытых морях сила удара может быть 30 тс/м², т. е. 3 кгс/см².

По свидетельству А. М. Жданова [16], 20—21 августа 1949 г. в районе г. Сочи был отмечен сильный шторм, при котором к голове мола доходила волна высотой 7 м. Этими волнами были сброшены с мола в акваторию около 100 массивов по 40—80 т. Наибольшее волновое давление при этом равнялось приблизительно 11,8 тс/м².

Об огромной силе удара волны можно судить и по данным других исследований и наблюдений. Так, например, в г. Дьеппе (Франция) наблюдалось, что разбитая волна, имевшая скорость

6 м/сек, выбрасывала свой гребень со скоростью 12 м/сек и при ударе о стенку всплескивалась вверх со скоростью 75 м/сек.

На рис. II-15 показана одна из диаграмм импульса удара разбитой волны высотой 2,4 м. Как видно из диаграммы, было зарегистрировано пиковое давление, превышающее 60 тс/м², т. е. 6 кгс/см². Учитывая динамичность нагрузки при ударе (в 1,2—1,3 раза больше статической) и периодичность удара, а также то, что волны несут песок, гравий, а при штормах гальку и валуны, можно себе представить, насколько велика их разрушающая сила (рис. II-16).

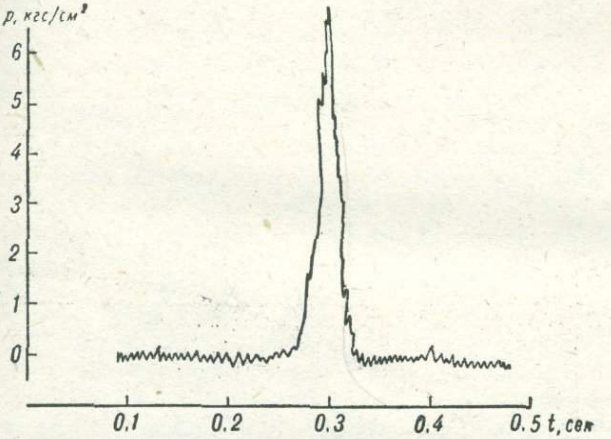


Рис. II-15. Диаграмма импульса удара разбитой волны (по И. Н. Шафиру, 1950 г.).

Подмыв и разрушение берегов. Подмыв и разрушение берега — это геологический процесс, который проявляется в изменении морфологии, т. е. профиля, очертаний берега, и его устойчивости. Он направлен на установление соответствия между силами выветривания, абразии, гравитации и другими, действующими на горные породы, слагающие берег, и внутренними силами сопротивления этих горных пород их воздействию.

Выше уже отмечалось, что геологические процессы в береговой зоне водоемов строго подчиняются законам связей и что действие и развитие одних явлений здесь создают условия для возникновения и развития других. Когда наступает отмеченное соответствие, берег становится устойчивым, так как породы, его слагающие, приобретают и сохраняют устойчивое равновесие, несмотря на действие на них различных сил.

Общий характер подмыва и разрушения берегов определяется в основном соотношением следующих факторов:

1) абразионным действием водоема, выражающимся в размыве волнами берегового склона, в результате чего образуется

абразионная часть береговой отмели (см. выше); вдоль этой отмели со стороны берега формируется зона наката волны; формированию абразионной отмели в некоторых случаях способствует снос рыхлого материала вдольбереговыми направленными течениями;

2) аккумуляцией материала, образующегося в результате размыва берегового склона; материал этот частично откладывается и формирует аккумулятивную часть береговой отмели; количество его по отношению к количеству размытой породы составляет процент аккумуляции;

Рис. II-16. Разрушение берега Черного моря в районе Адлера 8-балльным штормом 1969 г. (фото Н. Дубровина).

3) аккумуляцией в некоторых случаях рыхлого материала, привносимого вдольбереговыми направленными течениями и реками.

Из сопоставления морфологических особенностей абразионных и аккумулятивных берегов видно, что они существенно зависят от прочности и физического состояния горных пород, их слагающих. Если берега сложены твердыми (скальными) породами [36] — магматическими массивнокристаллическими, метаморфическими массивно- и слоистокристаллическими и осадочными прочносцементированными, характеризующимися высокой прочностью, малой деформируемостью, слабой водопроницаемостью, высокой устойчивостью и сопротивляемостью воздействию атмосферных факторов, то они в большинстве случаев имеют мало признаков воздействия водоема. Очень часто берега высокие, крутые, скалистые, береговая линия проходит вдоль обрыва или узкого пляжа.

Выработка профиля равновесия таких берегов еще не началась или только начинается.

Берега, сложенные породами относительно твердыми (полускальными), т. е. магматическими, метаморфическими и осадочными прочносцементированными, но значительно трещиноватыми и выветрелыми, а также осадочными, обломочными, слабосцементированными, глинистыми литифицированными, органогенными, органогенно-химическими, пирокластическими и эффузивно-осадочными малой плотности и прочности, более податливы подмыву и разрушению. Такие породы отличаются от скальных меньшей прочностью и устойчивостью по отношению к агентам выветривания, большей деформируемостью, значительной и высокой водопроницаемостью. Они часто значительно трещиноваты, а растворимые породы кавернозны, хотя и имеют высокую прочность в образце. Полускальные породы отличаются большой неоднородностью и анизотропностью. Берега, сложенные такими породами, всегда несут признаки воздействия водоема, в большинстве случаев они абразионные, имеют крутой или относительно крутой береговой обрыв, волноприбойную нишу, часто глубоко вдающуюся в основание обрыва, и сравнительно узкий пляж, образованный накоплениями подвижного песчаного, гравийного или галечного материала.

Развитие профиля равновесия таких берегов характеризуется постепенным отступанием берегового обрыва все дальше и дальше от береговой линии и формированием подводного берегового склона (отмели) из коренных пород или прикрытого обломочным рыхлым материалом небольшой мощности. Подводный абразионный склон в волноприбойной части более длительно и более интенсивно подвергается воздействию волны, чем на участке ее вскатывания и заплеска. Поэтому его поверхность обычно имеет уклон в сторону моря. Массы воды, скатывающиеся с берега после прибоя, сносят рыхлый материал, формируют подводную аккумулятивную террасу и тем самым расширяют область мелководья. Разносу и распределению рыхлого материала способствуют также вдольбереговые течения. Таким образом, по мере развития нормального профиля равновесия волноприбойная абразионная деятельность постепенно ослабевает (см. рис. II-3).

Берега, сложенные рыхлыми несвязными песчано-галечными породами и мягкими связными глинистыми, легко и быстро размываются (рис. II-17), затем при благоприятных условиях выполаживаются. Обычно они низкие, часто имеют широкий песчаный пляж и другие аккумулятивные формы — приморские равнины, террасы, береговые валы, косы, стрелки, бары и др. Подводный береговой склон (отмель) имеет очертание, близкое к профилю равновесия (см. рис. II-4). Величина сдвигающих усилий волны на таких пологих откосах меньше, чем на крутых, и зависит от взаимодействия надвигающейся волны с массами воды, скатывающимися с берега. В результате такого взаимодействия при

уклонах склона, соответствующих профилю равновесия, перемещение рыхлого материала прекращается и возможно только при изменении мощности волновых явлений.

Следовательно, при рассмотрении и оценке процессов и явлений, связанных с подмывом и разрушением берегов морей, озер и водохранилищ, в первую очередь необходимо учитывать, какими горными породами по инженерно-геологической классификации [36] они сложены. Скорость подмыва и разрушения берегов при

Рис. II-17. Характер разрушения одного из участков Черноморского побережья Кавказа, сложенного четвертичными отложениями (фото Н. Дубровина).

прочих равных условиях зависит от петрографических особенностей горных пород и их физико-механических свойств. Однако следует заметить, что специальных исследований и наблюдений, позволивших бы получить сравнительные количественные характеристики, выполнено пока мало. Отдельные наблюдения показывают, что скорость перемещения берега в сторону суши в результате его подмыва и разрушения может измеряться метрами и десятками метров в год в зависимости от особенностей слагающих их горных пород.

В табл. II-1 приведены значения допустимых неразмывающих скоростей течения воды для разных групп горных пород, характеризующие степень их размываемости. При скоростях течения выше указанных горные породы начинают размываться. На подмыв и разрушение берегов, сложенных скальными и полускальными породами, большое влияние оказывает степень их выветрелости и трещиноватости, степень ослабления и подготовленности для

Таблица II-1

ДОПУСТИМЫЕ МАКСИМАЛЬНЫЕ НЕРАЗМЫВАЮЩИЕ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ ВОДЫ ДЛЯ РАЗНЫХ ГРУПП ГОРНЫХ ПОРОД

Породы	Скорости, м/сек
Твердые, скальные	
Граниты, диабазы, базальты, сиениты, диориты, кварциты, гнейсы и другие массивные слаботрещиноватые	15
Песчаники прочносцементированные, известняки, доломиты, мраморы плотные, неслоистые	4—5
Относительно твердые, полускальные	
Известняки кавернозные, доломиты, песчаники плотные, слоистые	3—4
Известняки и песчаники глинистые, мергели, сланцы	2—3
Рыхлые, несвязные	
Валуны и глыбы крупные	4—5
Валуны и глыбы мелкие	3—4
Галька и щебень крупные	2—3
Галька и щебень мелкие	1—1,25
Гравий и дресва	0,6—1
Песок грубо- и крупнозернистый	0,25—0,6
Песок средне- и мелкозернистый	0,25—0,35
Песок тонкозернистый	0,2
Мягкие, связные	
Глины и суглинки плотные	1,2
Глины и суглинки малой плотности	0,5
Супеси плотные	0,6—0,8
Супеси малой плотности	0,25—0,35
Лёссовые породы	0,20—0,30

размыва. При этом высокие берега разрушаются быстрее, чем низкие, так как гравитационные силы ускоряют этот процесс.

Устойчивость берегов зависит и от условий залегания пород. При горизонтальном или наклонном в сторону от водоема залегании осадочных пород важное значение имеет последовательность напластования пород разного петрографического состава. Если на уровне волноприбоя выходят слабые породы, в них быстро вырабатывается волноприбойная ниша, образуются нависающие карнизы, выступы, а впоследствии обвалы и массовые обрушения берегов. При наклонном залегании пород в сторону водоема при подмыве возникают оползни. Когда при таком залегании обнажаются породы плотные и прочные, они создают броневое покрытие, замедляющее или задерживающее разрушение берега (рис. II-18).

На очертание берегов определенное влияние оказывает ориентировка тектонических структур в береговой зоне. В этом

отношении различают берега продольные, простирающиеся вдоль тектонических линий, поперечные, диагональные и нейтральные. Продольные берега обычно прямолинейны, мало расчленены, у поперечных и диагональных берегов очертания более неправильны, нейтральные, ориентированы вдоль глыбовых структур на участках распространения массивных пород, они слабо расчленены, более прямолинейны.

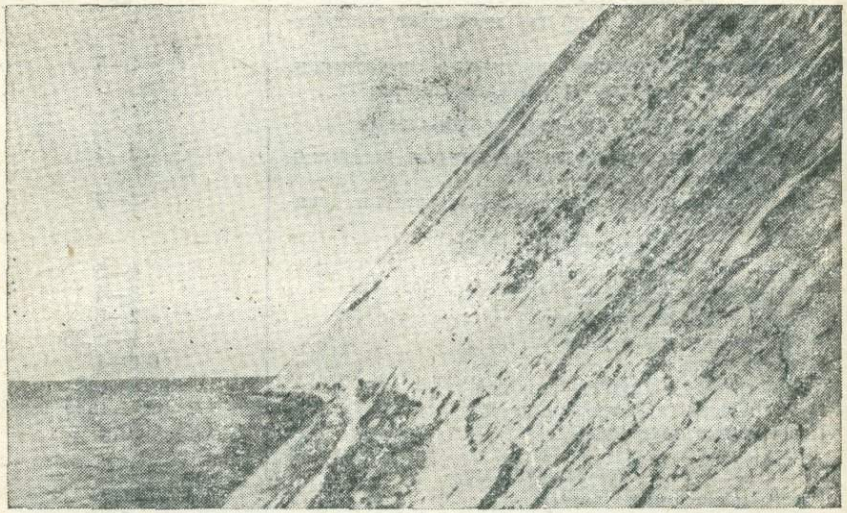


Рис. II-18. Характер разрушения одного из участков Черноморского побережья Кавказа, сложенного известняками и мергелями верхнемелового флиша, имеющими крутое падение к морю (фото Н. Дубровина).

Заметное влияние на интенсивность геологических процессов в береговой зоне и морфологические особенности берегов оказывают как альпийские горообразовательные, так и новейшие и современные колебательные движения земной коры (эпейрогенические движения) и относительные вековые колебания уровня Мирового океана (эвстатические изменения уровня). Доказано, что в послеледниковое время в результате массового таяния материковых ледников уровень Мирового океана поднялся на 60—80 м (некоторые исследователи считают примерно на 100 м). В связи с этим современные берега морей не только относительно, но и абсолютно молоды [20] и на их очертаниях в значительной степени сказывается прочность и физическое состояние слагающих их пород.

В зависимости от тех или иных колебательных движений можно различать «берега погружения» и «берега поднятия». Первые обычно имеют более «юный» вид, отличаются признаками самых начальных стадий воздействия на них моря, выработка их пор-

мального профиля равновесия только начинается, береговая линия извилиста, имеется много заливов, бухт и т. д. Берега поднятий обычно ровные и плоские, представляют собой поверхность бывшего морского дна, имеют больше признаков абразионной обработки.

Наблюдения показывают, что на формирование берегов большое влияние оказывает существующая гидрографическая сеть в зоне побережья. Реки, особенно горные, выносят много рыхлого подвижного материала, который накапливается в береговой зоне или разносится вдоль берегов направленными течениями, волноприбоем, приливами и отливами. Баланс рыхлого материала в береговой зоне в значительной степени определяет направленность береговых геологических процессов. Недостаток рыхлого материала немедленно сказывается на развитии явлений абразии, *особенно на приглубых берегах, и, наоборот, избыток его прекращает развитие абразии.*

Определенное и часто решающее значение имеет также гидрологический режим водоема на том или ином его участке. На крупных водоемах, имеющих большую площадь водной поверхности, берега, ориентированные перпендикулярно к направлению господствующих ветров, отличающихся значительной продолжительностью и большими скоростями, подвержены значительному воздействию ветровых волн и, следовательно, при благоприятных геоморфологических (приглубые) и геологических условиях — подмыву и разрушению. На это первостепенное влияние оказывает также рефракция волн. Берега подветренные, расположенные *вне влияния ветровых волн, подмываются и разрушаются слабо* и чаще имеют аккумулятивный характер.

Помимо природных условий и факторов, влияющих на подмыв и разрушение берегов различных водоемов, известное влияние оказывают также факторы искусственные, связанные с инженерной и хозяйственной деятельностью человека. В настоящее время имеется много примеров интенсивного подмыва и разрушения берегов после возведения сооружений, так как их проектирование и строительство велись без достаточного учета динамики геологических процессов в береговой зоне.

Так, например, в Гагре, по данным П. К. Божича [6], до постройки мола береговая линия имела относительно стабильное положение, движение наносов при этом происходило с запада на восток. В 1915—1917 гг. положение резко изменилось после сооружения сплошного мола, расположенного почти перпендикулярно к берегу, так как он перекрыл прибрежный поток наносов. В результате нарушения баланса рыхлого материала начался размыв берега к востоку от мола. На первом участке длиной около 0,8 км была смыта полоса берега шириной около 6 м и образовался обрыв высотой 1,5 м. На втором участке, дальше на восток, длиной 1,3 км, был смыт участок берега шириной 15 м и образовался обрыв высотой около 3 м. Размыв уничтожил пальмовую

аллею парка, почти перерезал Сухумское шоссе, разрушил ряд зданий. Дальше к востоку действие размыва несколько уменьшилось, но все же ежегодно смывалась территория шириной до 1,5 м. Все это вызвало необходимость постройки ряжевых береговых укреплений в 1923 г. Однако к 1928—1929 гг. обнаружился усиленный размыв более восточных участков, где береговая линия сместилась за это время на 10—15 м, а местами даже на 25 м. Это повлекло за собой обрушение коренного берега, уничтожило несколько гектаров садов и поставило под угрозу разрушения ряд зданий. Примерно такого же характера и масштаба явления наблюдались в районе городов Сочи, Очамчира, Батуми, Поти и многих других после возведения береговых сооружений.

Наглядным примером недоучета динамики геологических процессов в береговой зоне являются размещение и строительство в 60-х годах зданий курортного комплекса на мысе Пицунда Черноморского побережья Кавказа. Здесь основные корпуса — семь 14-этажных гостиниц-пансионатов — расположены вдоль берега в 40—60 м от береговой линии (рис. II-19). Ширина пляжа для гашения волноприбоя здесь недостаточна, и положение береговой линии было неустойчивым. При строительстве курорта положение ухудшилось, ширина пляжа была уменьшена в результате строительства вертикальной стенки, окаймляющей со стороны моря горизонтальную прогулочную площадку (эспланаду) вдоль корпусов. Стенка имела высоту 2,6—3,8 м, заглублена ниже поверхности земли на 1 м и защитной от волноприбоя быть не могла.

В 1969 г. 5—7 января, 10—13 и 17—18 февраля штормами соответственно юго-юго-восточного, юго-восточного и юго-западного направлений силой 7, 10 и 5 баллов узкий пляж вдоль стенки был еще уменьшен, а около двух корпусов смыт полностью. Вертикальная стенка и прогулочная площадка были повреждены, а у смытого пляжа разрушены (рис. II-20). Первые этажи двух корпусов в этом месте были засыпаны песком и галькой. Создалась угроза устойчивости этих высотных зданий [9]. Подобные примеры известны и из практики многих зарубежных стран.

Все это показывает, что в береговой зоне часто существует чрезвычайно подвижное равновесие в развитии геологических процессов, которое легко нарушается недостаточно геологически обоснованным расположением сооружений. На нарушение такого равновесия чрезвычайно большое влияние оказывает также изъятие рыхлого материала для строительных целей из устьев рек, впадающих в море, с подводного берегового склона и особенно с пляжа.

Как показывает анализ, опасное состояние берега Черного моря на большом протяжении в значительной степени связано с изъятием из береговой зоны десятков миллионов кубических метров песков и галечников для строительных целей за последние 20 лет [9]. Рыхлый материал в береговой зоне и особенно пляж являются природной защитой берега. На пляже гасится энергия

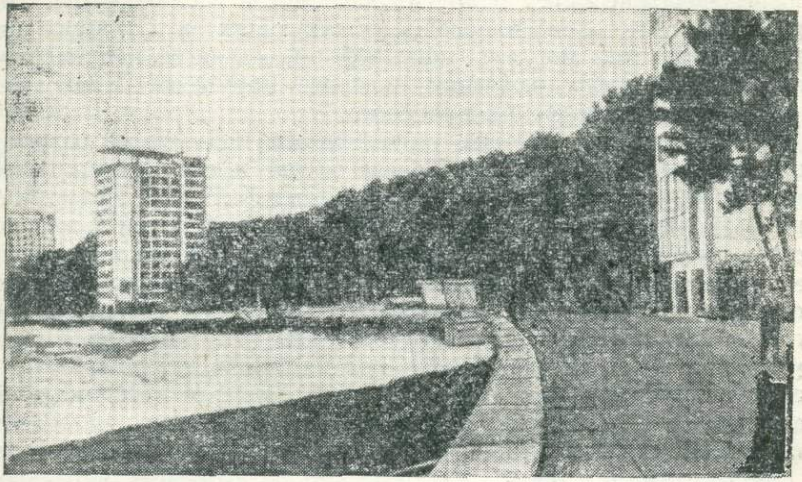


Рис. II-19. Участок берега Пицунды до февральского шторма 1969 г. (по С. Л. Вендрову, В. П. Зенковичу).

Рис. II-20. Разрушение береговой стенки и набережной Пицунды февральским штормом 1969 г. (по С. Л. Вендрову, В. П. Зенковичу).

волн. Берега, лишенные пляжа, быстро разрушаются так же, как и различные берегоукрепительные сооружения, вдоль которых отсутствует пляж. Следовательно, сохранение рыхлого материала в береговой зоне морей и других водоемов и вдольбереговых направленных потоков наносов, участвующих в формировании пляжа и других аккумулятивных форм, является непременным условием для предупреждения опасного нарушения равновесия в развитии геологических процессов.

Оценка угрожаемости подмыва и разрушения берегов морей и озер. Берега морей и озер формируются главным образом под влиянием природных факторов. Искусственные факторы, связанные с инженерной и хозяйственной деятельностью человека, имеют также значение, но в большинстве случаев более локальное. Кроме того, берега природных водоемов формируются обычно в течение значительного геологического отрезка времени, тогда как искусственных, т. е. прудов и водохранилищ, сравнительно быстро под влиянием главным образом резкого изменения природных условий. Поэтому методика определения степени угрозы разрушения таких берегов существенно отличается от методики оценки берегов природных водоемов и рассматривается ниже.

Определение степени угрожаемости подмыва и разрушения берегов природных водоемов (морей и озер) необходимо при решении определенных задач: 1) при планировании и размещении в береговой зоне новых сооружений, развитии городов, поселков, курортов или другом хозяйственном использовании этой зоны; 2) при проектировании и осуществлении инженерных мероприятий на конкретных береговых участках для локализации опасных явлений, предупреждения их развития или защиты от их вредного влияния для обеспечения устойчивости и нормальной эксплуатации существующих сооружений, городов, поселков, дорог, портов и др.

Первая задача может быть решена путем регионального изучения побережья и береговой зоны на определенном, иногда значительном отрезке с целью ее инженерно-геологической оценки и районирования по степени возможности использования отдельных участков для застройки и другого хозяйственного использования (например, пригодные, ограниченно пригодные, непригодные). При региональных исследованиях необходимо выявлять подмываемые и разрушающиеся участки и сравнительно оценивать интенсивность развития этих явлений на основании как наземных, так и аэровизуальных и аэрофотосъемочных наблюдений и учета всего комплекса природных гидрологических и инженерно-геологических данных. Такие исследования должны давать также материал для обоснования проекта подготовки прибрежных территорий, т. е. комплекса мелиоративных работ по их улучшению и защите, и в том числе по защите от вредного влияния подмыва и разрушения берегов.

Подмываемые и разрушающиеся, т. е. абразионные, берега выявляются довольно легко. Они обычно приглубые, имеют четко выраженный береговой обрыв (клиф), часто крутой, со следами свежих обрушений. Пляж узкий, в виде узкого бечевника, или вовсе отсутствует. На интенсивно подмываемых берегах пляж сложен крупногалечным или валунно-глыбовым материалом, таким же материалом прикрыт и подводный склон. Выше бровки берегового обрыва на склоне видны заколы (трещины) и другие признаки нарушения равновесия и подвижек масс горных пород. Расположенные здесь сооружения повреждены волноприбоем или разрушены. Такие берега ориентированы обычно перпендикулярно к направлению господствующих ветров или под некоторым углом к нему.

Вторая задача решается посредством выполнения детальных инженерно-геологических исследований на конкретном участке с целью изучения деталей его рельефа, рельефа подводного берегового склона, геологического строения, физико-механических свойств горных пород, интенсивности развития волноприбойных явлений и др. Эти исследования должны дать материал для окончательного решения вопроса о принципах защиты берега, компоновки и расположения защитных сооружений и все данные, необходимые для оценки условий строительства, организации производства работ и расчета устойчивости проектируемых сооружений. Они должны основываться на материалах детальной инженерно-геологической съемки конкретного участка береговой зоны, разведочных и опытных работ и стационарных гидрологических и инженерно-геологических наблюдений и сопровождаться экспериментальными и расчетно-теоретическими работами с целью изучения количественных характеристик физики и динамики развития процессов. Решение этой задачи обязательно должно сопровождаться прогнозом возможности возникновения опасных процессов и явлений после постройки тех или иных сооружений или принятых мер защиты. Необходимость в этом, как показано выше, возникает в связи с массовыми примерами интенсивного подмыва и разрушения берегов после постройки сооружений. Такой прогноз должен основываться на данных, характеризующих интенсивность волноприбойных явлений на каждом участке (размеры волн и их суммарная энергия), рельеф подводного берегового склона и побережья, баланс рыхлого материала в береговой зоне и его состав и, наконец, физическое состояние и прочность горных пород, слагающих берег, т. е. их оценку по инженерно-геологической классификации.

Прогноз переработки берегов водохранилищ. Формирование берегов водохранилищ после их наполнения принято называть переработкой, так как до их создания берега формировались под воздействием природных процессов в иных, естественных, условиях. После наполнения водохранилищ эти условия резко изменяются и неизбежно возникают причины

формирования новых берегов под влиянием главным образом их подмыва и разрушения. Последние часто на отдельных участках вызывают нарушение равновесия масс горных пород на склонах и образование осыпей, обвалов, оползней или оживления деформаций на участках старых оползней. Совокупность этих склоно-

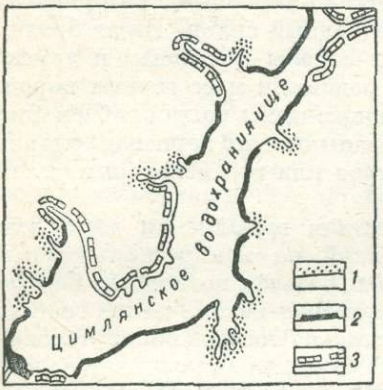


Рис. II-21. Типы берегов Цимлянского водохранилища (по А. Б. Авакяну и В. А. Шарапову).

1 — аккумулятивные; *2* — абразионные разных типов (обвальные, оползневые и др.); *3* — низкие, устойчивые.

вых процессов вдоль береговой линии водохранилищ и составляет существо явлений переработки. К ним относятся также и процессы аккумуляции рыхлого материала вдоль берега.

Подмыв и разрушение берегов на водохранилищах часто происходят на очень больших расстояниях и причиняют огромный ущерб народному хозяйству. Из табл. II-2 и рис. II-21 видно,

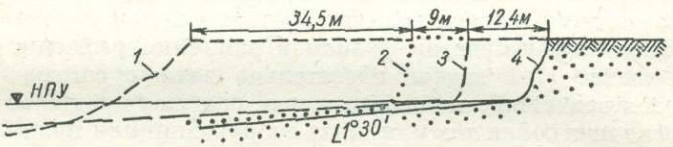


Рис. II-22. Размыв берега Рыбинского водохранилища у дер. Пермут (по Е. Ф. Комаровой и А. И. Пряхину).

Профиль берега: *1* — в 1939 г., *2* — в 1950 г., *3* — в 1951 г., *4* — в 1953 г.

что протяженность абразионных берегов на некоторых водохранилищах достигает 70% от общего протяжения береговой линии. На Рыбинском водохранилище песчаные берега отступили от первоначального положения на десятки, а местами более чем на 100 м (рис. II-22). По данным А. Б. Авакяна и В. А. Шарапова [1], на Каховском водохранилище через год после начала его наполнения ширина зоны переработки берегов, сложенных лёссовыми породами, местами достигла 30—45 м, за 2 года — 50—65 м, за 3 года — 70—80 м и за 4 года — 90—100 м. На Днепровском водохранилище ширина зоны переработки берега за 13 лет экс-

плуатации достигла местами 140—180 м. Такие же большие масштабы явлений подмыва и разрушения берегов, сложенных лёссовыми породами, наблюдались на Цимлянском, Кременчугском и других водохранилищах.

Таблица II-2

ПРОТЯЖЕННОСТЬ АБРАЗИОННЫХ БЕРЕГОВ В ПРЕДЕЛАХ НЕКОТОРЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ (ПО А. Б. АВАКЯНУ И В. А. ШАРАПОВУ)

Водохранилище	Протяженность береговой линии, км	Протяженность абразионных берегов	
		км	% от общей протяженности
Рыбинское	1650	140	8,5
Камское	1340	618	46,1
Куйбышевское	2500	1000	40,0
Цимлянское	660	482	70,0

Прогноз участков возможного подмыва и разрушения берегов, ширины зоны переработки и скорости ее увеличения является одной из важнейших задач при инженерно-геологических исследованиях, выполняемых для обоснования проектов водохранилищ. Знать, как решаются такие задачи, и уметь это делать теперь особенно важно, так как в Советском Союзе уже создано более 100 крупных водохранилищ, общая протяженность береговой линии которых составляет более 200 тыс. км. На берегах водохранилищ расположены крупные промышленные и культурные центры, тысячи сельских населенных пунктов, портовые сооружения, дороги, сельскохозяйственные угодья и др.

Развитие абразионных процессов на берегах водохранилищ в общем подчиняется закономерностям таких же процессов на берегах морей и озер. Они в конечном итоге направлены на выработку профиля берега, очертания которого соответствовали бы профилю равновесия, т. е. они протекают до тех пор, пока новые формы берега не достигнут относительной устойчивости, характерной для новых гидрологических и гидродинамических условий. Однако динамика и интенсивность абразионных процессов на водохранилищах существенно отличаются от морских и озерных, здесь сказывается специфика их искусственного образования и гидрологического режима.

Основные условия, определяющие формирование берегов водохранилищ, те же, что и для берегов морей и озер:

1) геологические: группа горных пород по инженерно-геологической классификации, условия их залегания, ориентировка тектонических структур, новейшие и современные движения земной коры, распределение рыхлого материала в береговой зоне и его состав;

2) геоморфологические: рельеф подводного берегового склона (берега приглубые или отмелые) и побережья (берега погружения или поднятия), ориентировка береговой линии, положение аккумулятивных форм рельефа, современные геологические процессы, их проявление и активность и др.;

3) гидрологические: размеры водной поверхности, режим уровня воды (многолетний, сезонный, недельный, суточный), ледовый режим, интенсивность волноприбойных явлений, вызванных господствующими ветрами, движением судов, паводковыми явлениями, направленные береговые течения и др.;

4) условия, возникшие в связи с инженерной и хозяйственной деятельностью человека: строительство сооружений в береговой зоне, подработка склонов, распашка склонов, экскаваторные и рефулерные работы в русле, интенсивное судоходство, режим эксплуатации водохранилища (объем, продолжительность и частота сработки уровня воды) и др.

Не останавливаясь на рассмотрении всех этих факторов, так как это уже было сделано выше, обратим внимание только на то, что масштабы и скорость переработки берегов водохранилищ неодинаковы в разные периоды времени их эксплуатации и на разных участках. Переработка берегов во времени в общем постепенно затухает. Она наиболее интенсивна в первые годы после наполнения водохранилища, когда при резком изменении природных условий склоны оказываются в новых геологических условиях, нарушающих их устойчивость. Однако впоследствии они постепенно приобретают относительно устойчивое состояние и процесс их переработки замедляется, затухает. Так, например, на Каховском и Днепровском водохранилищах период активной абразии берегов, сложенных лёссовыми породами, длился 5—10 лет, затем он сменился периодом стабилизации размыва, который, как предполагают, будет длиться 15—25 лет [44].

Неодинаково происходит переработка берегов и на разных их участках. Так, С. Л. Вендров [8] по характеру водного режима предложил разделять большие водохранилища на равнинных реках на пять зон.

1. Глубоководная (приплотинная) зона, характеризующаяся наибольшим подъемом уровня воды (рис. II-23). Волноприбойные явления здесь наиболее интенсивны и берега подвергаются большей переработке, причем образуется большое количество рыхлого материала, формирующего отмели, косы, бары. Волны не оказывают влияния на дно водоема.

2. Зона средних глубин, которая при нормальном подпорном уровне мало чем отличается от первой зоны. При сработке водохранилища она превращается в мелководный бассейн. Переработка берегов здесь происходит медленнее, чем в глубоководной зоне, так как при сработке водохранилища их размыв почти прекращается. Ветровые волны взаимодействуют с дном и нивелируют его.

3. Верхняя зона, которая при нормальном подпорном уровне иногда является широким, но мелководным водоемом. Поэтому волнение здесь развивается слабо и переработка берегов идет медленными темпами. При сработке водохранилища водная поверхность сокращается до пределов естественного русла реки.

4. Зона выклинивания подпора. Здесь переработка берегов едва заметна или вообще не наблюдается.

5. Зона небольших заливов, которые часто постепенно превращаются в лагуны и затем заполняются рыхлым материалом. Переработка берегов здесь ослаблена.

Следовательно, специфика искусственно образованных водоемов (водохранилищ) и их особый гидрологический режим оказывают существенное влияние на развитие в их пределах геологических процессов, и в частности на развитие явлений абразии.

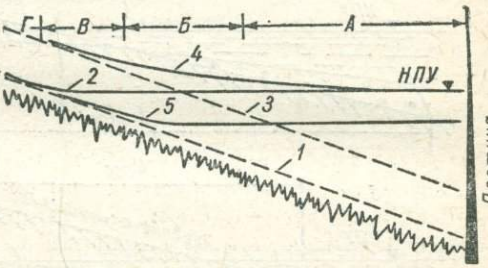


Рис. II-23. Характерные зоны крупных водохранилищ, по С. Л. Вендрову.

Зоны: *А* — нижняя, *Б* — средняя, *В* — верхняя, *Г* — выклинивания; *1* — нормальный меженный уровень воды в реке в естественных условиях; *2* — то же, после наполнения водохранилища; *3* — максимальный уровень половодья в естественных условиях; *4* — то же, после подпора; *5* — меженный уровень при сработанном водохранилище.

Важно при этом особенно обратить внимание на сработку водохранилищ, т. е. на расходование запасов воды по определенному заданному графику, и затем новое накопление этих запасов.

Береговая линия водохранилищ при сработке перемещается в вертикальном направлении от 2—3 до 30—80 м, а в горизонтальном — до 10 км. Это определенным образом сказывается на характере и интенсивности процессов переработки берегов. Горные породы, слагающие берега, попеременно то увлажняются, то иссушаются, что усиливает и ускоряет их выветривание; инфильтрация воды из водохранилища в берега сменяется их дренированием и развитием фильтрационных деформаций пород; усиление волноприбойных явлений сменяется их ослаблением или даже прекращением; вдольбереговые направленные течения то возникают, то прекращаются и т. д.

Наблюдения на Цимлянском водохранилище [4] показали, что интенсивные разрушения его берегов, сложенных на многих участках лёссовыми породами, часто происходят не только вследствие их размыва, но и вследствие размокания этих пород, перехода их в текучее состояние и оплывания. Эти явления в периоды волноприбоя ускоряют разрушение берегов. Характерно, что вдоль отвесных берегов, сложенных лёссовыми породами, легко образуются волноприбойные ниши с последующими обвалами находящихся над ними масс горных пород.

При наполнении водохранилищ часто в сферу их влияния вовлекаются горные породы водонеустойчивые, легко размокающие и размывающиеся, легко выветривающиеся и осыпающиеся и т. д., что также предопределяет интенсивность размыва и разрушения берегов. Г. С. Золотарев [22, 23, 24, 25], обобщая данные наблюдений за поведением горных пород в береговой зоне водохранилищ, подразделил их на следующие группы:

1) лёссовые породы — очень легко размываемые; характер и скорость переработки берегов определяются главным образом их легкой размокаемостью;

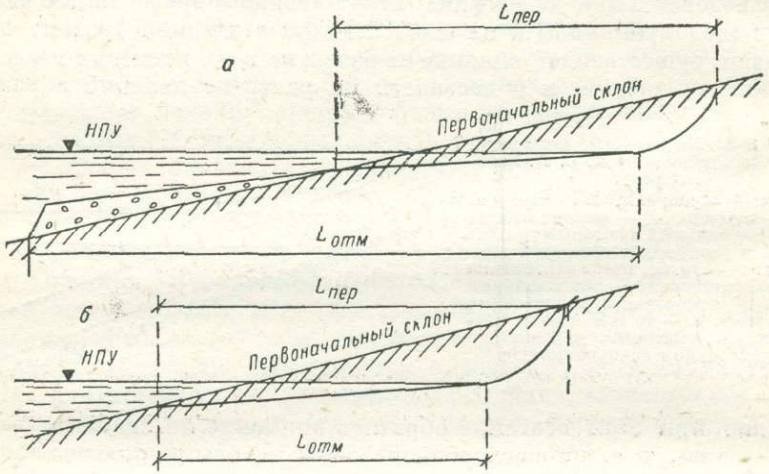


Рис. II-24. Схема подводной береговой отмели водохранилищ.
а — аккумулятивно-абразионная; *б* — абразионная. $L_{пер}$ — ширина зоны переработки; $L_{отм}$ — ширина отмели.

2) пески — рыхлые несвязные породы, легко размываемые; переработка берегов определяется в основном энергией (интенсивностью) волноприбоя и скоростью течений;

3) глинистые плотные породы, мергели, слабые известняки, алевролиты, песчаники, кремнистые породы и другие полускальные — среднеразмываемые; переработка берегов в этих породах определяется скоростью их выветривания, осыпания и сноса рыхлого материала волнами и течениями;

4) скальные породы — практически неразмываемые.

В соответствии с различной размываемостью горных пород и особенностями гидрологических условий на том или ином участке береговой зоны водохранилища могут формироваться два принципиально различных типа береговой отмели: абразионно-аккумулятивной или только абразионной (рис. II-24). Формированию абразионного типа отмели помимо малой размываемости пород и большой крутизны подводного берегового склона также

способствует снос рыхлого материала волнами и направленными вдольбереговыми течениями.

При прогнозе переработки берегов водохранилища необходимо определять: 1) ширину зоны переработки; 2) скорость переработки берега, т. е. скорость перемещения береговой линии, берега и берегового уступа в сторону суши; 3) направление инженерных мероприятий для предупреждения и локализации разрушения территории.

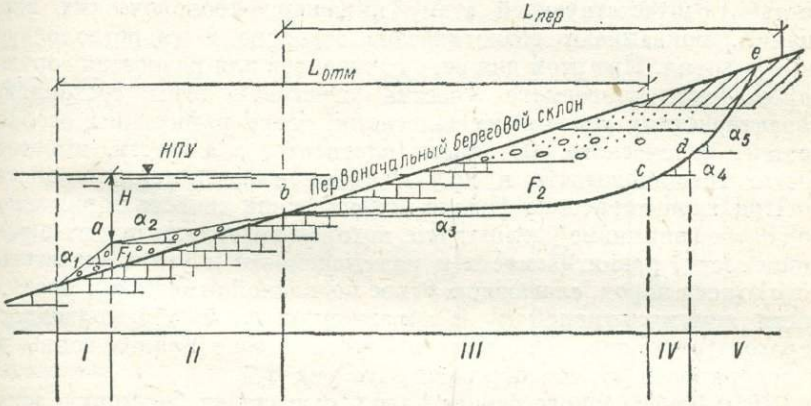


Рис. II-25. Расчетная схема для прогноза переработки берегов водохранилищ по методу Г. С. Золотарева.

I — откос подводной отмели; *II* — аккумулятивная часть подводной отмели; *III* — абразионная часть подводной отмели; *IV* — зона наката; *V* — надводный откос; $L_{пер}$ — ширина зоны переработки; $L_{отм}$ — ширина подводной отмели.

Ширину зоны переработки можно прогнозировать на разные периоды времени, например через год после наполнения водохранилища, через 10 лет, на конечный этап переработки, когда дальнейшее перемещение берега и берегового уступа будет происходить настолько медленно, что не будет представлять уже практического интереса.

Соответственно с прогнозом ширины зоны переработки прогнозируют и скорость переработки, т. е. скорость перемещения границы зоны переработки в сторону суши за год, за 10 лет и т. д. Скорость переработки позволяет оценивать опасность развивающихся явлений и соответственно предупреждать аварийное состояние сооружений или территорий, расположенных в береговой зоне.

Для прогноза переработки берегов водохранилища необходимо построение геологических разрезов по каждому типичному по инженерно-геологическим условиям участку береговой зоны. На этих разрезах показывают исходное очертание береговой зоны, т. е. на момент наполнения водохранилища, и прогнозируемое положение и очертание основных элементов рельефа береговой

зоны: подводного берегового склона (абразионного, аккумулятивного), берега и берегового уступа через определенный отрезок времени при проектируемом нормальном подпорном уровне воды в водохранилище (НПУ). Такой геологический разрез должен являться расчетной схемой, на которой показывают ширину зоны переработки через прогнозируемый отрезок времени (рис. II-25).

На каждом расчетном геологическом разрезе с достаточной точностью, соответствующей этапу инженерно-геологических изысканий, показывают геологическое строение и гидрогеологические условия. При этом для всех горизонтов или разностей горных пород рассматриваемого участка береговой зоны составляют характеристику условий их залегания, петрографических особенностей, физического состояния (плотность, влажность, выветрелость, трещиноватость и др.) и физико-механических свойств.

При характеристике физико-механических свойств горных пород особое внимание уделяют тем, которые позволяют судить о размокаемости, размягчаемости и размываемости и углах естественного откоса пород, слагающих откос подводной отмели α_1, поверхности аккумулятивной α_2 и абразионной α_3 частей подводного берегового склона, поверхности берега в зоне наката волны α_4 и поверхности откоса берегового уступа α_5.

Углы естественного откоса пород, слагающих береговую зону, зависят от их петрографических особенностей, гранулометрического состава, плотности сложения в надводных и подводных условиях. Величины углов естественного откоса устанавливают на основании лабораторных исследований, полевых наблюдений или для предварительных прикидок принимают по таблицам (табл. II-3).

Кроме геологических данных для каждого прогнозируемого участка необходимы данные гидрологические: высота волны при максимальной расчетной скорости господствующего направления ветра, высота наката волны, ее энергия и др. Все геологические и гидрологические данные должны являться расчетными, т. е. непосредственно используемыми для прогноза. Приступая к прогнозированию, необходимо установить момент, для которого будет составляться прогноз, т. е. для 10-летнего периода или на конечную стадию переработки.

Таким образом, каждый прогноз предполагает подготовку и установление: 1) расчетной схемы — расчетного геологического разреза по каждому типичному участку береговой зоны; 2) расчетных данных, характеризующих свойства горных пород и параметры ветровых волн на рассматриваемом участке береговой зоны; 3) расчетного периода, для которого будет составляться прогноз. Естественно, подготовка всех этих данных возможна только на соответствующем этапе инженерно-геологических исследований, выполняемых для обоснования проекта водохранилища.

Таблица II-3

УГЛЫ ЕСТЕСТВЕННОГО ОТКОСА, ПРИНИМАЕМЫЕ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ПРОФИЛЯ ПРОГНОЗА ПЕРЕРАБОТКИ БЕРЕГОВ ВОДОХРАНИЛИЩ (ПО Г. С. ЗОЛОТАРЕВУ И Д. Н. РАША)

Породы	Угол откоса отмели α_1, град	Угол наклона отмели α_2 и α_3 для стадий		Угол наклона зоны наката α_4 для стадий, град		Аккумуляция по объему, %
		10-летней	конечной	10-летней	конечной	
Пески тонко- и мелкозернистые	⩽ 10—12	1° 30′	1°	5	3	5—10
Пески разно- и среднезернистые		3°	2°	6	4	10—15
Пески крупнозернистые и гравий	⩽ 18—20	5°	3°	10	6	15—20
Галечник и щебень с песчаным заполнителем		10—12°	8—10°	18—20	15—18	20—35
Галечник и щебень с глинистым заполнителем		8—10°	6—8°	15—18	14—16	20—25
Супеси	⩽ 8—10	1° 30′	1°	4	3	3—5
Суглинки		1° 30′	1°	4	2—3	⩽ 3
Глины		2°	1° 30′	6	8	0
Лёссовые породы		1° 30′	1°	4	2	⩽ 3

Методы прогноза переработки берегов водохранилищ. Изучению вопросов, связанных с прогнозом переработки берегов водохранилищ, посвящено много работ, однако достаточно надежных методов прогноза пока не разработано. Это связано со сложностью и разнообразием явлений, составляющих процесс переработки берегов, и с недостаточностью данных непосредственных наблюдений за динамикой развития этих явлений. В СССР наибольшей известностью пользуются методы, предложенные Н. Е. Кондратьевым [31, 32, 33], Г. С. Золотаревым [22, 23], Е. Г. Качугиным [28, 29], Е. К. Гречищевым [12], Л. Б. Розовским [45], Б. А. Пышкиным [42]. Геологические факторы наиболее полно учтены в методах Г. С. Золотарева, Е. Г. Качугина и Л. Б. Розовского. В методах Н. Е. Кондратьева, Е. К. Гречищева и Б. А. Пышкина большое внимание уделено гидрологическим факторам. Пока мы не располагаем достаточными данными непосредственных стационарных наблюдений за переработкой берегов водохранилищ и, следовательно, данными для проверки предложенных методов. Поэтому перечисленные методы

используют в настоящее время для предварительных ориентировочных суждений о возможных масштабах этих явлений.

Метод Г. С. Золотарева является одним из наиболее распространенных, он применялся при прогнозировании переработки берегов ряда крупных водохранилищ — Куйбышевского, Волгоградского, Рыбинского и др. Полученные по этому методу величины переработки берегов на ряде участков показали вполне удовлетворительную сходимость с фактически наблюдаемыми, и в то же время на других участках установлено существенное расхождение фактической переработки берега с прогнозируемой. Считается, что это один из наиболее перспективных методов, но он нуждается в некотором усовершенствовании для получения более надежного прогноза.

Метод Г. С. Золотарева основан на учете геологических, геоморфологических и гидрологических данных. Он применим для равнинных и горных водохранилищ, расположенных в разных географических условиях, и в этом отношении является достаточно универсальным. По этому методу переработку берега можно прогнозировать на два срока: через 10 лет после наполнения водохранилища и на конечный срок, т. е. когда скорость разрушения берега не будет иметь практического значения.

Сущность метода состоит в следующем. Для всех типичных в инженерно-геологическом отношении участков широкой части водохранилища подготавливаются расчетные геологические разрезы (см. рис. II-25). Построение профиля прогноза на этих разрезах начинается с определения глубины расположения бровки уступа береговой отмели — точки *a*. Сразу произвольно определить местоположение этой точки трудно, поэтому построение профиля прогноза повторяют 2, 3 раза, пока положение точки *a* не будет обосновано соответствующим образом, указанным ниже. Рекомендуется для участков, сложенных легкоразмываемыми песками и суглинками, для 10-летнего срока глубину расположения точки *a* принимать равной 1,5 высотам волны 20%-ной обеспеченности, т. е. повторяемостью 20 раз в 100 лет. Для конечного срока переработки глубину расположения точки *a* принимать: а) для легкоразмываемых пород равной 2,5—3,0 высотам волны 5%-ной обеспеченности; б) для трудноразмываемых плотных глин, мергелей и аналогичных пород — 2—2,5 высотам волны с повторяемостью 1—2 раза в 100 лет. Для водохранилищ с малой сработкой глубину расположения точки *a* для 10-летнего срока откладывают от линии НПУ, а для конечного — от горизонта сработки безледного периода в маловодный год.

От точки *a* под углом α_1 проводят линию, намечающую уступ подводной отмели, а под углом α_2 — ее поверхность. Линию под углом α_2 доводят до точки *b* (пересечение с первоначальной поверхностью склона). От точки *b* до точки *c* (до пересечения с линией НПУ) под углом α_3 намечают поверхность абразионной части отмели. Угол α_3 определяют в зависимости от степени размываемо-

сти пород, срока прогноза и высоты волны. Выше точки *с* устанавливают зону наката волны. Высоту зоны наката вычисляют по формуле Н. Н. Джунковского (см. выше). Она равна примерно 0,3—0,4 высоты волны. Угол α_4, т. е. угол наклона берега в зоне наката, определяют, как отмечено выше, по данным лабораторных исследований, полевых наблюдений или по таблице.

Автор метода рекомендует для 10-летнего срока ширину и высоту зоны наката волны принимать в 2 раза меньшими, чем для конечного срока, т. е. рассчитанной по формуле Н. Н. Джунковского. Над зоной наката между точками *d* и *e* намечается надводный откос, контур которого устанавливают по углу естественного откоса пород α_5 и форме, какую породы приобретают в естественных обнажениях. Для 10-летнего срока породы в откосе еще неустойчивы, поэтому назначают предельную крутизну откоса. Для конечного срока откос должен иметь устойчивое состояние, поэтому его крутизну определяют по аналогии с такими же природными откосами в данном районе.

Выполнив первое построение прогноза переработки берега для 10-летнего и конечного сроков, определяют соотношение площадей аккумулятивной части отмели F_1 и размываемой части склона F_2. Если это соотношение ($F_1 : F_2$) соответствует принятому проценту аккумуляции (см. табл. II-3), построение и прогноз считаются достаточно правильными. Если это соотношение не соответствует принятому проценту аккумуляции, производят повторное построение, перемещая точку *a* ближе или дальше от берега, добиваясь нужного соотношения площадей аккумуляции и размыва. В этом заключается обоснование расположения точки *a* на профиле прогноза.

Процент аккумуляции Г. С. Золотарев рекомендует устанавливать по табл. II-3 или по данным полевых наблюдений. Для участков, сложенных легкоразмываемыми глинистыми породами, для которых процент аккумуляции равен нулю, или для участков, где рыхлый материал удаляется волнами и направленными течениями, береговая отмель обычно имеет только абразионную часть. В этом случае точку *a* следует располагать на пересечении с линией первоначального склона.

Таким образом, профиль прогноза составляют методом подбора. При прогнозировании профиля переработки сначала надо установить, какого типа будет подводная береговая отмель — абразионно-аккумулятивная или абразионная.

Метод Е. Г. Качугина. Интенсивность подмыва и разрушения берегов водоемов пропорциональна энергии волнения в данном месте. Кроме того, имеющиеся наблюдения показывают, что подмыв берегов во времени при прочих равных условиях постепенно затухает и характеризуется кривой параболического типа (рис. II-26). Исходя из этих наблюдений, Е. Г. Качугин разработал метод прогноза переработки берегов водохранилищ с учетом энергии волнения и размываемости горных пород, т. е.

двух главных характеристик, определяющих развитие процесса абразии. Основой этого метода является эмпирическая формула:

$$Q = EK_p K_б t^b,$$

где Q — количество размытой породы берега за время t лет, м³/м; E — средняя энергия волнения в данном пункте, тс·м; K_p — коэффициент размываемости горных пород; $K_б$ — коэффициент, учитывающий высоту берега; t — время размыва, годы; b — показатель степени меньше единицы, зависящий от скорости затухания размыва.

Как указывает автор, его метод дает достаточно точный прогноз при правильно выбранных исходных данных. Проверка рассматриваемого метода, выполненная институтом Гидропроект, показала,

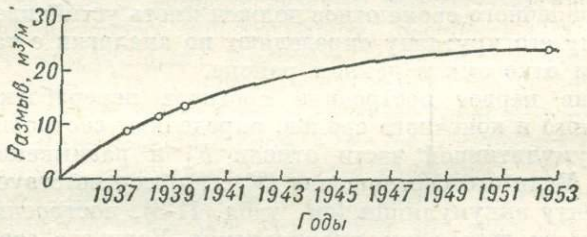


Рис. II-26. Кривая затухания размыва берега на участке у сел. Пятница на Истринском водохранилище (по Е. Г. Качугину).

что наилучшее совпадение расчетных величин переработки берегов с фактически наблюдаемыми имеет место на водохранилищах с малой амплитудой колебаний уровней воды за безледовый период.

Определение энергии волнения в тонна-сила-метрах производится для каждого типичного участка береговой зоны, т. е. для каждого расчетного геологического разреза. Поэтому предварительно определяют высоту ветровых волн (с обеспеченностью 0,1%) по методу А. П. Браславского, а затем величину энергии волнения с учетом данных о продолжительности действия ветра по специальному графику (рис. II-27).

Под коэффициентом размываемости пород K_p Е. Г. Качугин понимает объем размываемой породы в кубических метрах, приходящийся на единицу энергии волнения в тонна-сила-метрах [м³/(тс·м)] в первый год после наполнения водохранилища, когда еще нет сформировавшейся прибрежной отмели, т. е.

$$K_p = \frac{Q_1}{E_1}.$$

Этот коэффициент рекомендуется определять по табл. II-4. В случае, когда берег сложен породами с различной размываемостью, значение K_p принимают равным средневзвешенной величине с учетом мощности слоев, зон или пачек слоев.

Таблица II-4

ЗНАЧЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА РАЗМЫВАЕМОСТИ $K_р$ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД (ПО Е. Г. КАЧУГИНУ)

Класс	Породы	$K_р$, м²/(тс·м)
I	Очень легкоразмываемые: пески мелкозернистые, супеси легкие, рыхлые, лёссовые породы	0,00650—0,00300
II	Легкоразмываемые: пески среднезернистые, суглинки и супеси рыхлые, со щебнем	0,00300—0,00100
III	Средней размываемости: суглинки тяжелые, суглинки с валунами, глины и пески с гравием и галькой	0,00100—0,00050
IV	Трудноразмываемые: песчаники глинистые, галечники с песком и валунами, глины с прослоями опок	◀ 0,00050

Рис. II-27. График для определения энергии волнения по длительности действия ветра и высоте волны 0,1%-ной обеспеченности (по Е. Г. Качугину).

При разрушении берегов вдоль береговой линии обычно образуется отмель, на которой волны теряют значительную часть энергии. Наблюдениями установлено, что при постоянной энергии волн ширина отмели обратно пропорциональна высоте берега. Поэтому коэффициент, учитывающий высоту берега $K_б$, косвенно отражает величину потери энергии волн на отмели. Этот коэффициент установлен эмпирически и численно равен произведению средней высоты берега на рассматриваемом участке на множитель c:

$$K_б = h_б c.$$

Величина c изменяется от 0,03 для очень легкоразмываемых пород до 0,05 для трудноразмываемых. При высоте берега 30 м и более принимают $K_б$ равным 1.

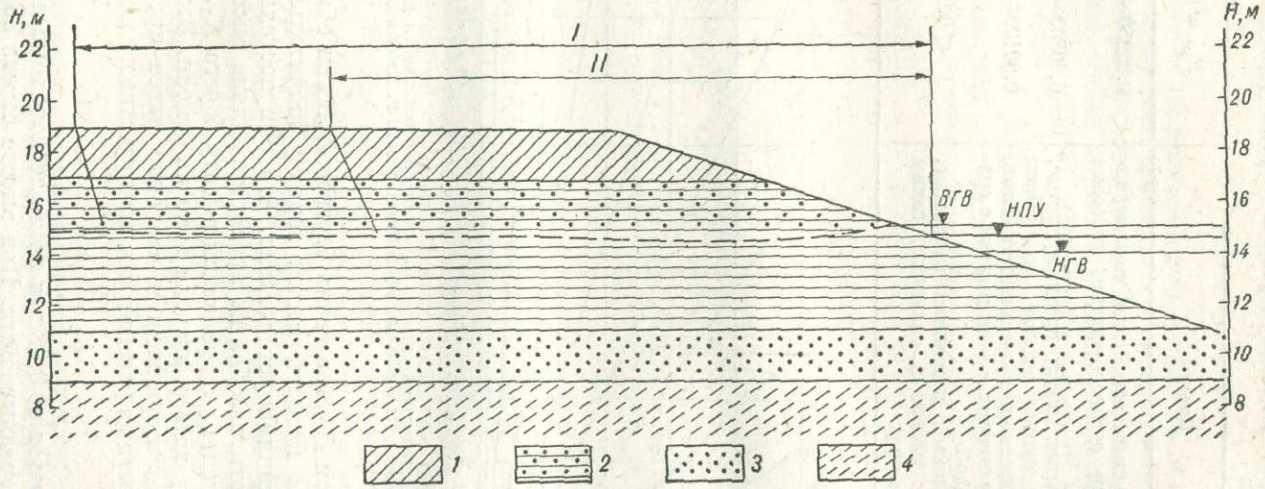


Рис. II-28. Расчетная схема для прогноза переработки берегов водохранилищ по методу Е. Г. Качугина.

I—II — ширина зоны переработки: *I* — на конечный срок 108 м, *II* — *на* 10-летний срок 72 м. *1* — суглинок делювиальный тяжелый (d_3); *2—4* — морские хвалынские отложения (m_3 hv_2): *2* — глина сланцеватая, вверху легкая; *3* — песок мелкозернистый; *4* — супесь легкая.

Расчет переработки берега производят на определенный заданный момент, совпадающий со временем размыва берега t (годы). Современные прогнозы обычно производят на сроки 1, 10 лет и конечный. Показатель степени b при времени размыва t характеризует отношение ширины абразионной части отмели к ширине всей отмели — аккумулятивной и абразионной, т. е. скорость затухания размыва. В среднем он равен 0,7. Если отмель абразионная, b достигает 0,95, в случае большой ширины аккумулятивной части отмели величина b уменьшается до 0,45.

Так определяют основные данные для расчета количества размываемой породы в кубических метрах на 1 м берега за время t (лет) на рассматриваемом расчетном участке. После определения этого объема пород приступают к построению профиля прогноза. Для этого на расчетном геологическом разрезе отмечают зону, в пределах которой возможен размыв берега. Границы этой зоны по вертикали определяют по амплитуде колебания уровня воды в водохранилище с поправками на высоту «рабочей волны» $h_р$, при которой, как полагает автор, происходит наибольший размыв. Е. Г. Качугин рекомендует принимать за верхнюю границу зоны размыва (ВГР) положение высокого уровня воды в водохранилище 2—4%-ной обеспеченности плюс 1/3 высоты «рабочей волны». Определение высоты «рабочей волны» производят путем обработки данных наблюдений за волнением. Она является средней величиной волн, производящих наибольшую работу по размыву берега, т. е. обладающих наибольшей энергией волнения, умноженной на коэффициент 0,7 (переходный коэффициент на 15%-ную обеспеченность), т. е.

$$h_р = 0{,}7h_{ср}.$$

За нижнюю границу зоны размыва (НГР) принимают положение низкого уровня 96—98%-ной обеспеченности в безледный период, сниженное на высоту рабочей волны. От точки, где на расчетном геологическом разрезе отмечена нижняя граница размыва (НГР), намечают абразионную часть отмели (рис. II-28). Дальнейшее построение производят путем подбора площади на профиле в квадратных метрах, численно равной объему размыва в кубических метрах для разных периодов времени — Q_1, Q_{10}, $Q_{кон}$. Угол наклона надводного откоса определяют по аналогии с такими же откосами или расчетом по методам механики горных пород (см. гл. IX). Ширину зоны переработки определяют по расстоянию от уреза воды в водохранилище при НПУ до намечаемой бровки откоса.

Прогноз переработки берегов горных водохранилищ. Водохранилища, создаваемые в долинах горных рек, оказываются обычно в условиях, существенно отличающихся от условий водохранилищ равнинных рек. Особенности условий горных водохранилищ связаны со значительной расчлененностью

рельефа, особой морфологией речных долин и большой сложностью их геологического строения. Для таких водохранилищ характерны:

1) значительные глубины (до 70—100 м и более) и сравнительно малая ширина;

2) высокие, большой крутизны склоны, часто представляющие собой обрывы, отвесные стенки;

3) сравнительно небольшая площадь водной поверхности и малая площадь затопления территорий;

4) большая величина сработки уровней, достигающая нескольких десятков метров;

5) большая изменчивость волновых явлений в связи с большой изменчивостью направления ветров, достигающих часто больших скоростей;

6) малая высота ветровых волн вследствие малой длины разгона и относительно малый их период;

7) большая сложность геологического строения, различная на разных участках по периметру водохранилища, обусловленная сложностью геологического разреза, большой дислоцированностью и трещиноватостью пород и часто неблагоприятными условиями их залегания, наличием тектонических нарушений и разрывов;

8) резкая активизация современных геологических процессов (выветривания, оползней, обвалов, осыпей и др.) вследствие периодического и значительного колебания уровня воды в водохранилищах. Процессы денудации на крутых склонах опережают процессы выветривания, поэтому экспозиции подвергаются все новые и новые зоны пород;

9) сравнительно малая интенсивность процессов переработки берегов, так как на многих из этих водохранилищ они сложены прочными и неразмываемыми скальными и полускальными породами. В ряде случаев абразия и на горных водохранилищах является основным процессом переработки берегов;

10) отсутствие благоприятных условий для образования аккумулятивных отмелей и пляжей, являющихся природной защитой берегов, вследствие перемещения материала разрушений к подошве крутых склонов при периодической и значительной сработке уровней;

11) малая роль вдольбереговых течений в формировании рыхлого материала в береговой зоне вследствие значительной крутизны и расчлененности берегов и изменчивости направления и скорости ветров.

Таким образом, переработка берегов горных водохранилищ, вызванная развитием процессов абразии при волноприбойных явлениях, имеет второстепенное или локальное значение. Главную роль здесь играют современные геологические процессы, развивающиеся под влиянием частого периодического увлажнения и осушения горных пород, слагающих склоны, при сработке уровня воды в водохранилище и последующем его подъеме. Поэтому

применение существующих методов прогноза переработки берегов для горных водохранилищ затруднительно. При прогнозировании переработки таких берегов необходимо учитывать все многообразие факторов, определяющих специфические особенности условий горных водохранилищ.

В настоящее время при прогнозировании переработки берегов горных водохранилищ используют преимущественно качественные приемы, основанные на выделении участков с разной устойчивостью берегов и склонов в зависимости от состава, физического состояния и свойств горных пород, их слагающих, а также от крутизны склонов, их строения и других признаков, указывающих на степень их устойчивости. Вполне оправданным здесь будет применение метода геологического подобия — метода аналогий Л. Б. Розовского. Сбор примеров, накопление аналогов по разным участкам горных водохранилищ, выбор качественных признаков и в целом критериев подобия для прогнозирования переработки берегов сейчас производятся.

Первая попытка применения количественных приемов прогноза переработки берегов горных водохранилищ на примере Храмского водохранилища сделана Е. Е. Миневриной [38]. Дальнейшее развитие исследований в этом направлении принадлежит Н. Г. Варазашвили [7]. В целом же разработка методов таких прогнозов пока находится в самом начальном состоянии.

Мероприятия и сооружения для защиты берегов водоемов от подмыва и разрушения. Оценка угрожаемости подмыва и разрушения берегов морей, озер и водохранилищ всегда должна завершаться геологическим обоснованием проектов и выбором инженерных мероприятий по локализации распространения опасных явлений, предупреждению их развития или защите от их вредного влияния на конкретных участках. Это необходимо для обеспечения устойчивости и нормальной эксплуатации территорий существующих и проектируемых сооружений, городов, поселков, дорог, портов и др.

Опыт защиты берегов от подмыва и разрушения показывает, что эти меры защиты могут подразделяться на профилактические и капитальные. Профилактические мероприятия осуществляются с целью предупреждения развития опасных явлений, с целью предупреждения нарушения равновесия в развитии геологических процессов. К их числу, например, относятся охрана существующих пляжей, берегоукрепительных сооружений, наблюдение за нормальными условиями их работы, их ремонт и т. д., а также различного рода стационарные (режимные) наблюдения, направленные на предупреждение аварийного состояния тех или иных участков и сооружений в береговой зоне.

Выше уже обращалось внимание на то, что пляж является главной природной защитой берегов. Поэтому сохранение рыхлого материала в береговой зоне и вдольбереговых направленных потоков наносов, участвующих в формировании пляжа и других

аккумулятивных форм, является непременным условием для защиты берегов от подмыва и разрушения. Охрану рыхлого материала на пляже (песок, гравий, галечник, щебень, глыбы) от разработки для хозяйственных и строительных целей, от искусственного уничтожения пляжа надо считать главным профилактическим мероприятием. К этой категории также должно относиться применение искусственных пополнений пляжа путем отсыпок привозного материала. Искусственное образование пляжей как в СССР, так и за границей давно стало одним из важных мероприятий защиты берегов там, где не приходится рассчитывать на существенное природное поступление рыхлого материала.

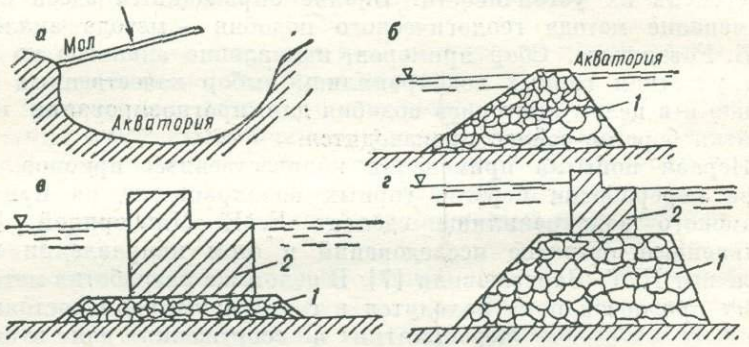


Рис. II-29. План расположения и типы поперечного профиля мола.
а — схема расположения мола, ограждающего акваторию; *б — г* — мол: *б* — откосного типа — дамба, *в* — вертикального типа — массивная стенка, *г* — смешанного типа; *1* — каменная наброска; *2* — масса из бетона; стрелка показывает направление господствующих ветров.

Капитальными мероприятиями являются строительство сооружений и береговых укреплений как для непосредственной защиты берега от прямого воздействия на них волноприбоя, так и для сохранения и наращивания в прибрежной зоне рыхлого материала, слагающего пляж и аккумулятивную отмель [16]. Защитные сооружения представляют собой различного рода берегоукрепления: волноотбойные стенки, ряжи, бетонные плиты, габионы, тетраподы, каменные наброски, мощение берега и откосов камнем, одерновка откосов и др. К этому типу сооружений относятся также молы, волноломы, дамбы и др. Сооружения, предназначающиеся главным образом для сохранения (удерживания) рыхлого материала в береговой зоне и его аккумуляции, являются наносоудерживающими. К их числу относятся буны, донные волноломы (затопленные), которые применяются совместно с волноломами и поперечными траверсами. В практике укрепления берегов, особенно морских, рациональным считается сочетание сооружений первого и второго типов с постоянным осуществлением профилактических мер.

Мол — это дамба или массивная бетонная стенка, простирающаяся от берега в море, представляющая собой ограждающее сооружение участка береговой зоны, залива, акватории для защиты берегов, портов или мест стоянки кораблей от волноприбоя (рис. II-29). При проектировании и строительстве мола необходимо обеспечить его устойчивость на сдвиг и опрокидывание при значительной и неравномерной сжимаемости (уплотнении) естественного основания и подмыве при действии волноприбоя.

Волноломы — это дамбы из каменной наброски или массивы из бетона, располагающиеся на некотором расстоянии от берега и образующие препятствие, ударяясь о которые волны разрушаются и теряют свою энергию. Они устраиваются для гашения энергии волн, подходящих к берегу, а также для накопления и

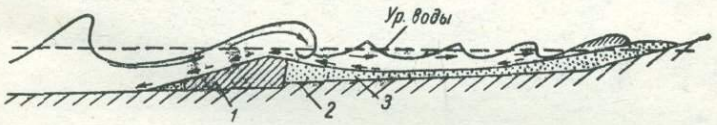


Рис. II-30. Принципиальная схема работы волнолома (по В. С. Гамаженко).
1 — волнолом; *2* — дно до постройки волнолома; *3* — наносы, накопившиеся за волноломом.

удержания наносов за волноломом. Когда ставится только первая задача, устраивают незатопляемые волноломы, т. е. возвышающиеся над уровнем воды. Если же основная задача состоит в накоплении наносов за волноломом, то применяют донные волноломы, т. е. затопленные (рис. II-30). При строительстве волноломов чаще решают одновременно обе задачи. В плане волноломы обычно располагают параллельно защищаемому берегу на глубине от 2 до 4 м. Иногда их соединяют с берегом одним или несколькими поперечными траверсами (дамбы) для устранения продольных течений за волноломом. В отдельных случаях оказывается целесообразным устраивать 2—3 параллельных ряда волноломов.

Буны являются поперечными сооружениями (бетонные массивы, шпунтово-свайные ящики, заполненные камнем, дамбы из каменной наброски и др.), применяемыми в тех случаях, когда имеется естественное движение наносов вдоль берега (рис. II-31). Это преграды для потока движущихся наносов, способствующие сохранению и наращиванию пляжа вдоль защищаемого участка.

Волноотбойные стенки представляют собой продольные сооружения, примыкающие к берегу и защищающие его от размыва. Это искусственный уступ — клиф. Стенки могут состоять из отдельных бетонных блоков (рис. II-32), представлять сплошной бетонный массив (рис. II-33 и II-34) или быть сложенными из камня (рис. II-35). Наружная грань волноотбойных стенок может быть вертикальной, наклонной, ступенчатой или криволинейно-вогнутой. Они возводятся как на естественном основании, так и на

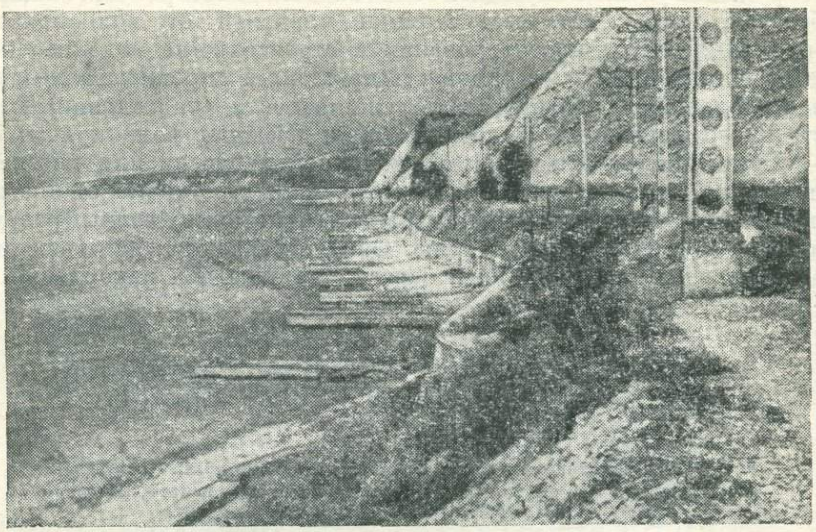


Рис. II-31. Укрепление берега бунами и волноотбойными стенками (фото Н. Камарницкого).

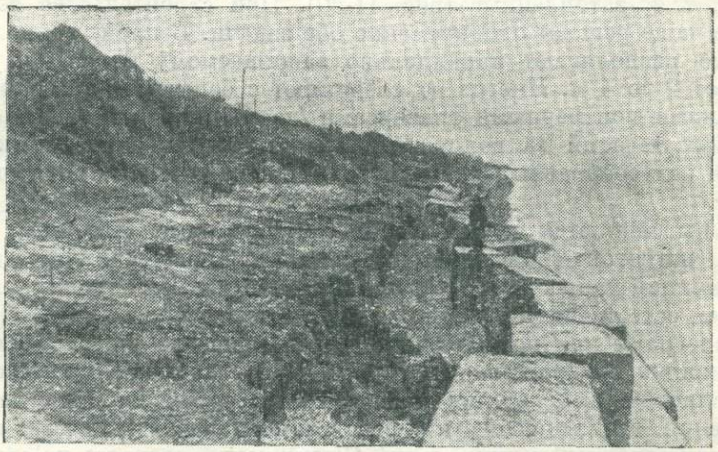


Рис. II-32. Волноотбойная стенка из отдельных бетонных блоков, разрушающаяся под влиянием подмыва.

свайном. В обоих случаях для защиты их основания от подмыва применяют шпунтовые ограждения и рисбермы (крепление из каменной кладки, наброски, бетонных плит и др.). Волноотбойные стенки часто одновременно являются подпорными, так как под-

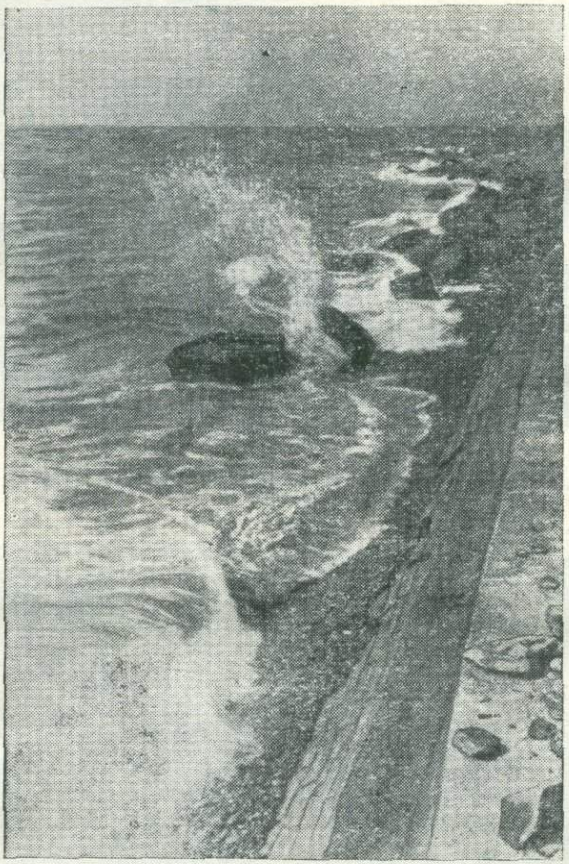


Рис. II-33. Массивная бетонная волноотбойная стенка с плоской наклонной наружной гранью.

держивают горные породы со стороны берега. Во многих случаях их строят в сочетании с бунами. Берега защищают от непосредственного воздействия волноприбоя также ряжами (сруб из бревен в виде ящика, заполненный камнем), каменной наброской, габионами (рис. II-36), тетраподами («четвероногие чудовища») из бетона (рис. II-37), бетонными плитами и др. Береговые откосы, особенно водохранилищ, защищают от размыва также мощением камнем, валунами, одерновкой.

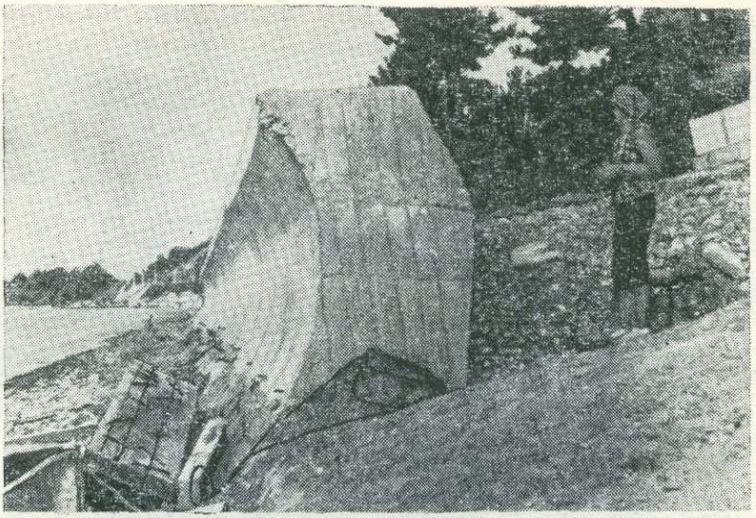


Рис. II-34. Массивная бетонная волноотбойная стенка с вогнутой наружной гранью.

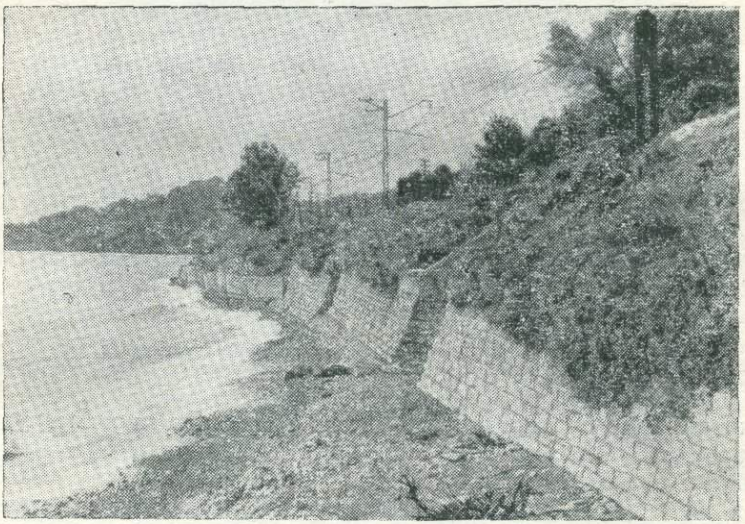


Рис. II-35. Массивная волноотбойная стенка, выложенная из камня.

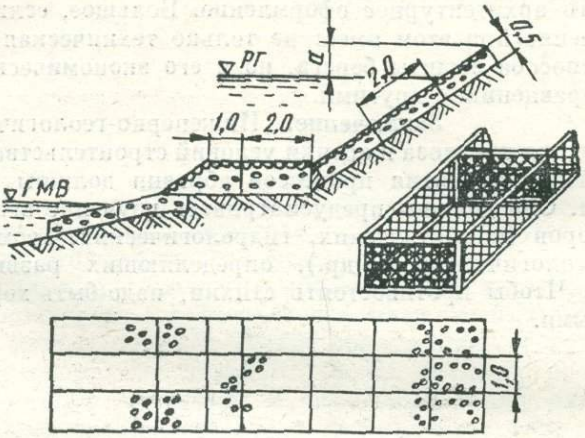


Рис. II-36. Укрепление откоса габионами.

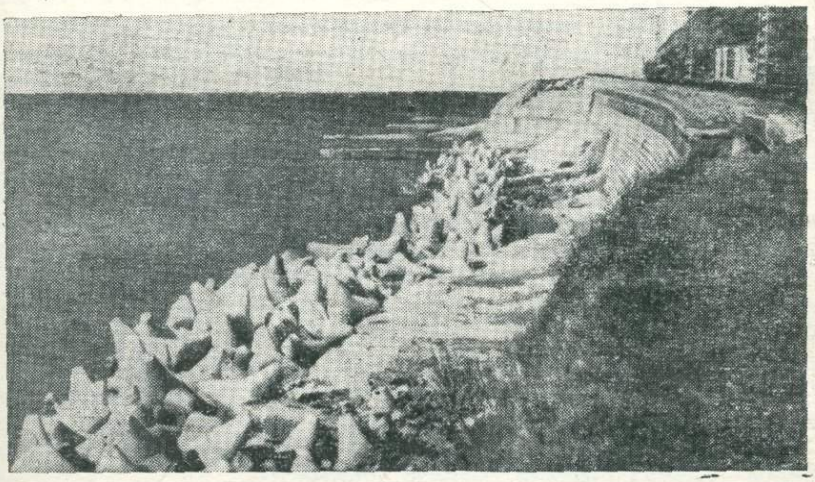


Рис. II-37. Укрепление берега тетраподами.

Выбор способа защиты берега от подмыва и разрушения определяется мощностью волновых явлений на рассматриваемом участке, наличием вдольбереговых направленных потоков наносов, рельефом береговой зоны, особенно подводной ее части, геологическим строением, необходимостью наряду с защитой берега выполнять его архитектурное оформление. Большое, если не решающее значение при этом имеет не только техническая целесообразность способа защиты берега, но и его экономическая выгодность по сравнению с другими.

Заключение. Инженерно-геологические исследования для прогноза и оценки условий строительства сооружений в районах развития процессов абразии должны быть комплексными. Они должны предусматривать изучение всех природных факторов (климатических, гидрологических, геоморфологических, геологических и др.), определяющих развитие этих процессов. Чтобы противостоять стихии, надо быть хорошо подготовленными.

ГЛАВА III

ЭРОЗИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Подмыв и разрушение берегов рек. В долинах рек расположено большинство населенных пунктов и городов, в том числе столицы многих республик и государств, а также многочисленные промышленные объекты. Реки пересекаются множеством мостов, газо- и нефтепроводов, на их берегах расположены пристани, речные порты и другие сооружения, обслуживающие речной транспорт. По долинам рек на больших протяжениях проложены трассы железных и шоссейных дорог, линий связи и электропередачи, магистральных водопроводов, газо-, нефтепроводы и др. В долинах рек расположены почти все крупнейшие гидротехнические, и в том числе многочисленные гидромелиоративные сооружения, огромные площади в них занимают сельскохозяйственные угодья, к некоторым из них приурочены месторождения полезных ископаемых и т. д. Общее число рек в СССР составляет 2 900 000, многие из них имеют очень большую длину.

В общем, долины рек — это области, где главным образом сосредоточена жизнь и деятельность человека. Поэтому естественно, что все те геологические процессы по берегам рек и на склонах их долин, которые нарушают их устойчивость, угрожают устойчивости местности, существующим или проектируемым сооружениям, мешают нормальной жизни людей, представляют определенный интерес. К числу таких геологических процессов относятся в первую очередь эрозионные, проявляющиеся в подмыве и размыве (разрушении) берегов и русла водными потоками реки, размыве и разрушении склонов и водоразделов потоками дождевых и талых вод. Эти геологические процессы формируют и изменяют рельеф и строение речных долин и поэтому представляют интерес не только практический, но и большой научный.

Строение речных долин. Речные долины формируются под влиянием явлений смыва, размыва (эрозии), переноса рыхлого материала и его отложения (аккумуляции). Соотношение всех этих явлений на разных участках речной долины, так же как и во времени, неодинаково на разных стадиях ее формирования. В конечном счете они формируют продольный и поперечный профили речной долины, от них зависят главные

особенности ее строения. Подробное описание условий формирования речных долин приводится в курсах общей геологии и геоморфологии. Здесь же мы остановимся только на тех явлениях, знание которых необходимо для понимания закономерностей развития явлений подмыва и разрушения берегов, их оценки, прогноза и выбора инженерных мероприятий для защиты от них, т. е. на рассмотрении этих явлений в инженерном аспекте.

При формировании речных долин, как известно, ведущее значение имеет донная и боковая эрозия. Донная эрозия проявляется в размыве русла реки, во врезании речного потока на глубину, боковая — в подмыве и разрушении берегов и в целом в разработке долины в ширину. Боковая эрозия обычно постепенно сменяет донную, что связано с неотектоническими и другими процессами. Донная эрозия в конечном счете приводит к выработке нормального профиля равновесия реки, т. е. к образованию плавной кривой поверхности дна русла, крутонаклонной в верховьях и почти горизонтальной к устью, при приближении к базису эрозии.

Формирование нормального профиля реки достигается размывом ее русла в одних местах и накоплением рыхлого материала в других. Однако такой нормальный продольный профиль реки имеют только в схеме, при детальном же его изучении почти всегда можно выделить участки выполаживания и участки с крутым уклоном [6]. Такие причинно обусловленные особенности продольного профиля рек имеют огромное инженерно-геологическое значение. Они позволяют предполагать определенное геологическое строение долины, развитие преобладающих эрозионных процессов на отдельных ее участках и решать задачи, связанные с выбором мест расположения сооружений и оценкой условий их строительства.

Выполаживание продольного профиля рек обычно происходит на участках: 1) сложенных слабыми горными породами, более легкоразмываемыми по сравнению с участками долины, сложенными породами более стойкими, расположенными выше по течению (рис. III-1 и III-2); 2) испытывающих погружение в связи с новейшими тектоническими движениями; 3) интенсивного накопления рыхлого материала вследствие резкого изменения скорости течения реки при ее подпоре образовавшимися обвалом, оползнем или селевыми выносами притоков, расположенными ниже по течению; 4) понижений и котловин, располагающихся на закарстованных участках.

Увеличение крутизны продольного профиля рек обычно происходит на участках: 1) сложенных прочными коренными породами, трудноразмываемыми; 2) испытывающих поднятия в связи с новейшими тектоническими движениями (рис. III-3); 3) образовавшихся завалов русла реки обвалами, оползнями, селевыми выносами и др.

Долины рек на участках выполаживания продольного профиля более широки, боковая эрозия здесь преобладает над донной.

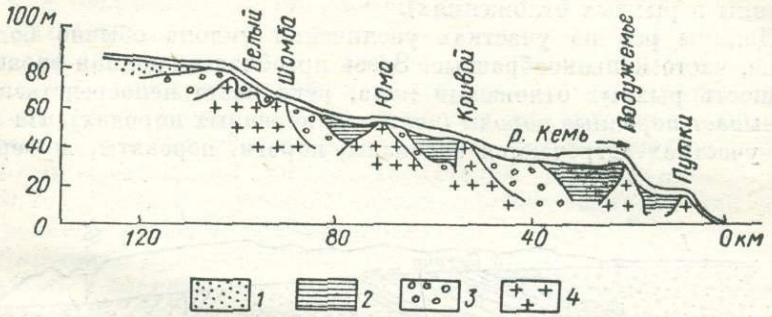


Рис. III-1. Продольный геологический разрез долины р. Кеми в Карелии (по Д. П. Прочухану, 1960 г.).

1 — послеледниковые озерные пески; *2* — иольдиевые глины; *3* — моренные отложения; *4* — граниты и гнейсы протерозоя и архея. На разрезе указаны названия порогов.

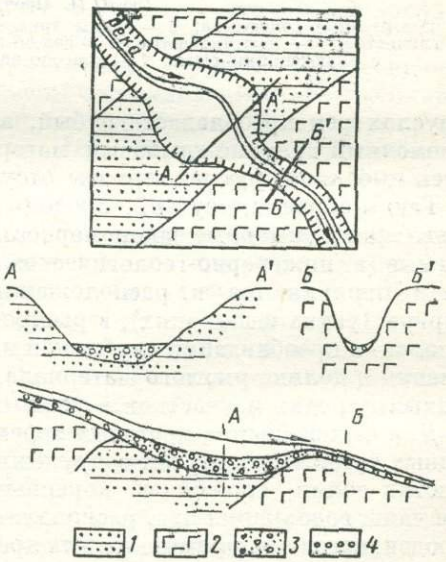


Рис. III-2. Строение долины при пересечении рекой пород различной крепости (по Ю. А. Билибину, Д. П. Прочухану).

1 — вулканические туфы; *2* — диабазы; *3* — аллювий на участках реки в слабых породах, где преобладает боковая эрозия; *4* — то же, на участках крепких пород, где преобладает донная эрозия.

Именно здесь река образует излучины, меандры, подмывает и разрушает берега. Склоны долины на таких участках более пологие, террасированные, одностороннего или двустороннего развития, *мощность рыхлых отложений повышенная или большая*. Долины рек здесь часто сложены мощными толщами рыхлых отложений (долины в рыхлых отложениях).

Долины рек на участках увеличения уклона обычно более узкие, часто каньонообразные. Здесь преобладает донная эрозия, мощность рыхлых отложений мала, река часто непосредственно размывает коренные породы (долины в коренных породах). На таких участках встречаются водопады, пороги, перекаты, шиверы,

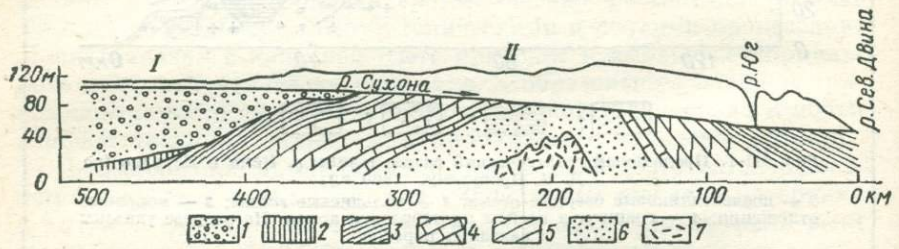


Рис. III-3. Продольный профиль долины р. Сухоны, на котором заметно изменение уклона на стыке двух структур — Сухонской впадины (*I*) с толщей четвертичных отложений более 100 м и Сухонского вала (*II*), сложенного отложениями татарского яруса (по Д. П. Прочухану).

1 — четвертичные отложения; *2* — глины триаса; *3—5* — мергели татарского яруса: *3* — глинистые, *4* — известковистые, *5* — доломитовые; *6* — пески и слабые песчаники с включениями гипса; *7* — гипсоносная толща казанского яруса.

в руслах рек преобладает грубый, а на горных реках крупно-обломочный валунно-глыбовый материал. Склоны речных долин здесь высокие, крутые, террасы отсутствуют или развиты слабо.

Таким образом, изучение продольного профиля реки позволяет выявлять характерные закономерности в строении речной долины, важные в инженерно-геологическом отношении. Эти закономерности проявляются в расположении участков долины разной ширины (узких и широких), в распространении крутых и пологих *склонов, в преобладании глубинной или боковой эрозии, в распределении* в долине рыхлого материала, т. е. участков долины в коренных породах и участков в рыхлых отложениях и др.

Для строительства мостовых переходов, бетонных плотин, подводных туннелей и других сооружений более перспективны узкие участки долин, сложенные коренными породами. Для размещения чаши водохранилища, расположения строительных площадок городов, поселков, промышленных предприятий лучшими являются *широкие участки долин с широкими и равнинными поверхностями* террас и пологими склонами.

Поперечный профиль речной долины может быть каньонообразным, одностороннего или двустороннего развития [2]. Основными признаками для такой типизации долин являются: 1) морфо-

логия долины, отражающая стадию ее развития; 2) мощность четвертичных отложений в долине и 3) однородность состава коренных пород. Различное сочетание этих признаков позволяет выделить минимальное число основных типов строения речных долин (рис. III-4).

Как показывает анализ многочисленных материалов, каждый из этих типов соответствует участкам долин с определенным продольным профилем. Для участков, имеющих крутой уклон (значительный перепад отметок продольного профиля), характерны долины более узкие, с высокими коренными склонами каньонообразного или близкого к нему строения. Для участков, имеющих пологий продольный уклон, характерны долины одностороннего (один склон коренной, другой террасированный) или двустороннего (оба склона террасированы) развития. В долинах одностороннего и двустороннего развития террас может быть несколько, в долинах крупных рек их число достигает 8—12 и даже более. Наличие террас указывает на непрерывно-прерывистый характер развития эрозионных процессов, на смену эрозионных циклов циклами аккумуляции аллювия, на необратимый поступательный процесс формирования речной долины. Счет террас и определение их высоты обычно ведутся от уровня поймы — самой низкой террасы, ежегодно или часто заливаемой водами реки при половодьях и паводках (рис. III-5).

По происхождению и соответственно строению речные террасы (аккумулятивные и эрозионные) следует отличать от террас скульптурных (рис. III-6). Аккумулятивные террасы (прислоненные и вложенные) полностью сложены аллювиальными отложениями, которые в присклоновой и притеррасовой частях бывают прикрыты делювиальным материалом и др. При формировании эрозионных террас река прорезает толщу аллювия и врезается в коренные породы. Поэтому в строении такой террасы участвуют коренные породы, прикрытые аллювиальными отложениями той или иной мощности, свидетельствующими о том, что эта речная терраса — современная или древняя пойма. Обнаженную часть коренных пород в уступе таких террас принято называть цоколем. Скульптурные террасы не являются собственно речными, а только морфологически похожи на них. Они имеют поверхность — площадку, бровку, уступ, но образовались под влиянием процессов избирательной денудации благодаря неодинаковой стойкости, сопротивлению выветриванию различных слоев горных пород, слагающих коренной склон долины.

Таким образом, строение речных долин может быть различным, так же как и строение одной долины на разных ее участках, что связано с определенной стадией их формирования. Подмыв и разрушение берегов в речных долинах обычно наблюдаются на тех участках, где в их формировании наступила стадия разработки долины в ширину, т. е. преимущественно на участках одностороннего и двустороннего развития. Для выявления таких участков

Рис. III-4. Типы строения речных долин (по Д. С. Соколову, Р. Р. Тиаделе).

и решения других важных инженерно-геологических задач при изучении речных долин необходимо рассматривать и анализировать: 1) строение речной долины в плане с целью выделения узких и широких участков по гипсометрическим данным; 2) строение

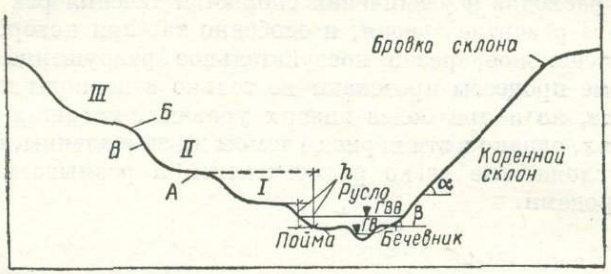


Рис. III-5. Поперечный профиль речной долины.
I, II, III — надпойменные террасы; элементы террас: *А* — поверхность, *Б* — бровка, *В* — уступ, *h* — высота; α — угол естественного откоса коренных пород; β — угол естественного откоса пород бечевника.

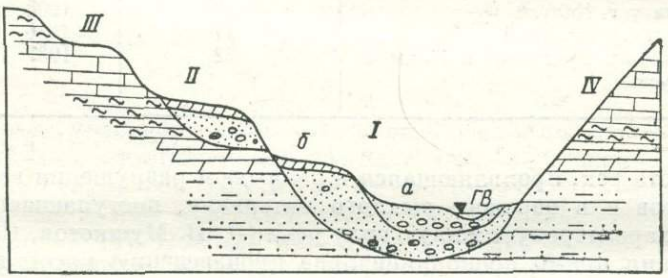


Рис. III-6. Террасы в речных долинах.
I — террасы аккумулятивные: *а* — вложенная, *б* — прислоненная; *II* — терраса эрозионная — цокольная; *III* — терраса скульптурная; *IV* — коренной склон долины.

ее продольного профиля и 3) поперечное сечение на различных характерных участках.

Факторы, определяющие эрозионную деятельность рек. Всем рекам присуща эрозионная деятельность, которая развивается преимущественно вдоль их русел и берегов. В периоды меженных (малых) и осенне-зимних уровней и расходов речной поток сосредоточен в наиболее глубоководной части русла — меженном русле. В периоды половодий и паводков *

* Половодье — фаза водного режима реки, характеризующаяся высоким и длительным подъемом уровня воды и увеличением расходов. Паводок — быстрый, сравнительно кратковременный подъем уровня воды и увеличения расходов в реке, завершающийся быстрым спадом, он, в отличие от половодья, возникает нерегулярно.

вследствие значительного повышения уровней и возрастания расходов, иногда во многие десятки и даже сотни раз, речной поток заполняет целиком все русло реки и разливается на пойму (табл. III-1). Именно в эти периоды значительного подъема уровней, возрастания расходов и увеличения скоростей течения рек получает наибольшее развитие эрозия, и особенно та, при которой происходит интенсивное, резко поступательное разрушение берегов. Эрозионные процессы протекают не только в периоды половодий и паводков, но и при более низких уровнях, меньших расходах и скоростях, однако в эти периоды темпы их замедленны, исключая участки, сложенные легко размокаемыми и размываемыми горными породами.

Таблица III-1

НАИВЫСШИЙ ПОДЪЕМ УРОВНЯ ВОДЫ В РЕКАХ ВО ВРЕМЯ ПОЛОВОДЬЯ (ПО Г. П. ГОРШКОВУ И А. Ф. ЯКУШОВОЙ)

Реки	Подъем уровня воды, м	Год
Ока у г. Калуги	18	1908
Волга у Жигулей	17	1926
Нижняя Тунгуска, в 30 км от устья	32	1937

Работа рек, проявляющаяся в размыве и разрушении их русел и берегов и в переносе рыхлого материала, поступающего в ее поток, характеризует живую силу реки (И. В. Мушкетов, 1903 г.). Последняя прямо пропорциональна произведению массы воды m на половину квадрата скорости v течения потока, т. е.

$$P = \frac{mv^2}{2}.$$

Чем больше расход воды в реке и чем выше скорость ее течения, тем более значительна совершаемая ею работа. Сравнивая величину живой силы реки P с весом рыхлого материала, переносимого рекой, G, т. е. расходом твердого стока, можно судить о характере работы, совершаемой рекой в том или ином поперечном ее сечении или на том или ином ее участке [1]. Если $P > G$, преобладает эрозия; при $P = G$ наблюдается равновесие между эрозией и аккумуляцией; при $P < G$ преобладает аккумуляция. Это соотношение для одной и той же реки изменяется от места к месту.

Работа реки на том или ином ее участке определяется следующими основными условиями: особенностями гидрологического режима, строением речной долины, т. е. ее геоморфологическими особенностями, составом и свойствами горных пород, слагающих русло и берега, и развитием сопутствующих геологических про-

цессов. На отдельных участках большое влияние может оказывать также деятельность человека.

Из особенностей гидрологического режима рек, влияющих на развитие эрозионных процессов, надо учитывать их уровенный режим и изменения расходов (массы воды), а также скорость течения речного потока, изменение которой связано с особенностями гидрологического режима реки и существующим продольным уклоном ее тальвега на том или ином участке.

Режим рек определяется главным образом условиями их питания. Общее уравнение водного баланса для речных бассейнов имеет вид

$$x + q = y + z \pm u,$$

где x — атмосферные осадки; q — конденсация; y — речной сток; z — суммарное испарение с суши и водоемов; $\pm u$ — накопление (+) и расходование (—) влаги в горных породах речного бассейна. Величина конденсации по сравнению с осадками в большинстве случаев невелика. Накопление и расходование влаги в горных породах бассейна (в многолетнем отрезке времени) обычно взаимно компенсируются, и, следовательно, величина u стремится к нулю. Поэтому уравнение водного баланса для любых речных бассейнов имеет вид

$$x = y + z.$$

Из этого уравнения видно, что реки в общем имеют один и тот же источник питания — атмосферные осадки. Однако водный баланс бассейнов рек зависит от их географического положения и связанных с ним климатических и других физико-географических условий [5]. Поэтому при характеристике условий питания рек необходимо выделять тот источник питания, который дает наибольшее количество воды и наиболее существенно влияет на годовой сток реки. В соответствии с этим различают реки с преобладанием: 1) снегового питания; 2) дождевого питания и 3) ледникового питания. В СССР наиболее распространены реки со смешанным питанием, для которых существенное, а в зимнее время часто исключительное значение имеет грунтовое (подземное) питание.

В реках, где доминирует снеговое питание, весенний сток составляет 50—70% от годового (рис. III-7, *а*). В этот период на таких реках наблюдаются половодья и интенсивное развитие эрозионных процессов. Уровень воды в них по сравнению с меженным периодом повышается на несколько метров, расход возрастает в 5—7 раз, а иногда и более. На реках, питание которых осуществляется главным образом за счет дождевых вод (рис. III-7, *б*), половодье и паводки наблюдаются в летнее и осеннее время в периоды продолжительных и интенсивных дождей. На таких реках уровни воды повышаются над наинизшими на 8—10 м и даже больше, а расходы увеличиваются в десятки и сотни раз.

Интенсивное развитие эрозионных процессов, сопровождающееся катастрофическим разрушением берегов, затоплениями и другими явлениями, наблюдается именно в эти периоды года. На реках, в питании которых большое значение имеют воды от интенсивного таяния ледников и снежников в горах, в периоды резкого потепления и дождей, паводки с увеличением расходов в десятки и сотни раз, часто формирующие типичные селевые потоки, наблюдаются в летнее время (рис. III-7, *в*). Разрушение берегов и вообще интенсивное проявление эрозионных процессов наблюдаются *именно в эти периоды.*

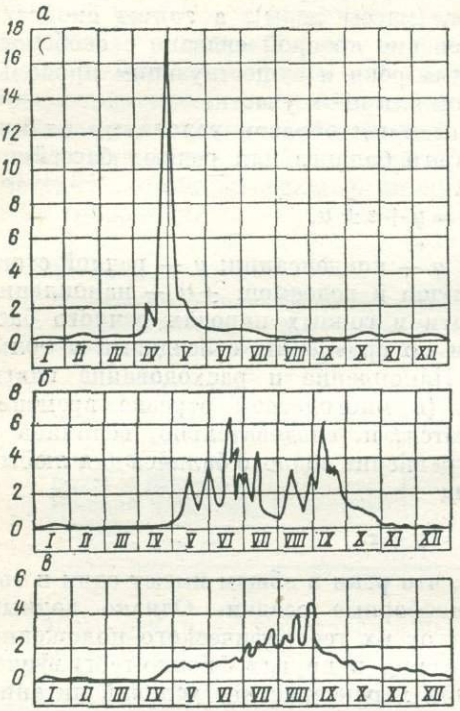


Рис. III-7. Колебания расходов воды в реках (в долях среднего) с различным питанием.

а — снеговым (Волга у г. Калинина, 1936 г.); *б* — дождевым (Зея у г. Зея, 1936 г.); *в* — ледниковым (Терек у сел. Казбеги, 1937 г.).

Следовательно, режим питания рек и их гидрологические особенности — важнейшие факторы эрозионной деятельности рек. Периоды половодий и паводков, т. е. периоды повышения уровней, увеличения расходов и скоростей течения рек, являются периодами интенсивного проявления эрозионных процессов и разрушения территорий. Поэтому без выяснения и учета всех особенностей рек немыслимы оценка и прогноз эрозионных процессов и явлений.

Важнейшими факторами эрозионной деятельности рек являются геоморфология их долин, размеры и форма водосборных бассейнов. Выше уже было отмечено, что для выявления участков возможного интенсивного подмыва и разрушения речных берегов необходимо рассматривать строение речной долины в плане, их продольный профиль и поперечные профили на характерных участках. При этом важно учитывать, что в горных районах больше выпадает осадков, более значительны уклоны поверхности рельефа, более благоприятны условия для формирования поверхностного стока и соответственно для формирования больших расходов, скоростей потоков и развития эрозионных процессов. Равнинный рельеф обычно сдерживает поверхностный сток,

благоприятствует расходованию влаги на испарение, инфильтрацию, развитие растительного покрова и т. д. и тем самым не способствует развитию эрозии.

При изучении геоморфологических условий определенных участков речных долин следует обращать внимание на то, что более интенсивному размыву обычно подвергаются вогнутые берега речных излучин и меандр, где проявляется действие центробежных сил. Вдоль таких берегов обычно наблюдаются более глубоководные участки русла, больше скорости течения, низкие террасы часто отсутствуют, а уступы высоких террас или коренной склон отделены от уреза реки узким бечевником, который при половодьях и паводках затопляется, и река непосредственно подмывает коренной склон или высокую террасу. Такие подмываемые берега четко выделяются в рельефе высоким обнаженным обрывистым уступом, вдоль бровки которого нередко наблюдаются заколы — трещины и оползневые смещения. Мощность аллювия по бечевнику мала, нередко обнажаются коренные породы. Аллювий представлен галечником, часто крупным. К бечевнику спускаются с коренного склона осыпи, периодически размываемые при половодьях и паводках.

Общеизвестно, что на реках северного полушария, особенно текущих в меридиональном направлении, т. е. на север или на юг, правый берег в большей степени подвергается боковой эрозии, чем левый, и поэтому он более крутой и высокий. В южном полушарии это характерно для левого берега. Такое явление объясняют особенностями движения тел по поверхности вращающейся Земли (закон Бэра). Возникает поворотное, или кориолисово, ускорение, горизонтальная составляющая которого в северном полушарии направлена вправо относительно направления движения, а в южном полушарии — влево.

Особенно большое влияние на развитие эрозионных процессов в речных долинах оказывают региональные и местные особенности их геологического строения. Известно, что в районах широкого развития карста, большой тектонической раздробленности и трещиноватости горных пород, распространения рыхлых, хорошо водопроницаемых пород в пределах водосборной площади рек поверхностный сток затруднен и расходы рек имеют минимальные значения, так как большие массы воды расходуются на инфильтрацию и инфлюацию. Так, например, на водораздельных пространствах Горного Крыма (Яйлы) поверхностный сток в связи с развитием карста снижается до нуля. То же самое установлено для некоторых районов Урала, например, в бассейне р. Белой некоторые ее притоки большую часть года остаются сухими, так как они теряют воды на инфильтрацию в известняки. Резкое сокращение расходов наблюдается на некоторых реках, стекающих с Саян при выходе их на Восточно-Сибирскую равнину, т. е. в область распространения закарстованных известняков. В пределах вулканических нагорий Армении, сложенных

трещиноватыми породами, поверхностный сток отсутствует, так как все выпадающие осадки расходуются на инфильтрацию, а частично на испарение.

Из геологических факторов, влияющих на развитие эрозионных процессов и явлений, исключительно большое значение имеют состав и состояние горных пород, слагающих русло и берега реки. На участках, сложенных легко размокаемыми и размываемыми горными породами, эрозионные процессы проявляются резко и развиваются интенсивно. Ф. П. Саваренский (1939 г.) в качестве примера этого приводит описание, как в последних числах июня 1936 г. население пос. Турткуль, расположенного на правом берегу р. Амударьи, было разбужено поздней ночью страшным треском и грохотом. Еще накануне вечером расстояние от домов до берега реки равнялось 7—10 м. За ночь река смыла берег, сложенный аллювиальными суглинками, супесями и песками, и вплотную подступила к жилищам. Обитатели трех домов, расположенных близко к берегу, проснулись, когда фасады их домов уже отвалились в реку. В 1915—1916 гг. Амударья протекала в этом месте в 10 км от Турткуля.

При оценке и прогнозе развития эрозионных процессов обычно сравнивают существующие скорости течения реки или возможные в периоды половодий и паводков с допустимыми (неразмывающими) скоростями для пород, слагающих тот или иной участок берега и русла реки (см. гл. II, табл. II-1). Если существующие или возможные скорости больше допустимых для рассматриваемых горных пород ($v_{факт} > v_{доп}$), подмыв и разрушение берегов и русла неизбежны.

Из табл. III-2 видно, что скорости течения рек в половодье могут быть значительными и превышать допустимые для пород, слагающих многие участки берегов и русел рек.

Таблица III-2

СРЕДНИЕ СКОРОСТИ ТЕЧЕНИЯ РЕК В ПОЛОВОДЬЕ И В МЕЖЕННЫЙ ПЕРИОД (ПО Г. П. ГОРШКОВУ И А. Ф. ЯКУШОВОЙ, 1973 г.)

Тип рек	Средняя скорость течения, м/сек	
	в половодье	летом
Большие равнинные реки (Волга, Днепр)	1,7—2,5	0,8—1
Небольшие равнинные реки (Ока, Москва)	1,5—2,0	0,5—0,6
Малые равнинные реки	1,2—1,5	0,4—0,5
Малые горные реки	5,0	1,0
Небольшие горные реки (Кура)	3,0	1,5

Важное значение при этом, как и при подмыве и разрушении берегов морей, озер и водохранилищ (см. гл. II), имеют условия залегания горных пород, современные тектонические движения (берега поднятия и погружения) и сопутствующие им экзогенные геологические процессы (выветривание горных пород, оползни, суффозия, вынос рыхлого материала из оврагов и притоков и др.). Сопутствующие геологические процессы либо подготавливают условия для подмыва и разрушения берегов, либо создают преграды, их защищающие (выносы и накопления рыхлого материала).

Важнейшим фактором, воздействующим на режим рек и соответственно их живую силу, является хозяйственная деятельность человека. Она проявляется как в регулировании стока рек путем строительства плотин и создания водохранилищ, так и в проведении различных мероприятий в руслах, на берегах рек и на площадях водосборных бассейнов. Дноуглубительные работы, расчистка русел, разработка рыхлого материала на берегах, островах и в руслах рек для строительных нужд, устройство струенаправляющих и берегоукрепительных сооружений, устройство мощных водозаборов и т. д. существенно влияют на изменение гидрологического режима рек и соответственно на их эрозионную деятельность. Большое влияние оказывают мероприятия, осуществляемые в пределах водосборных бассейнов: уничтожение или насаждение лесов, осушение болот, постройка прудов, снегозадержание на полях, орошение полей и другие комплексные агротехнические и гидромелиоративные работы.

Русловые процессы. Подмыв и разрушение речных берегов есть проявление русловых процессов. В гидрологии и геоморфологии руслом называют наиболее пониженную часть долины, выработанную речным потоком, по которой осуществляется сток воды в меженное время и перемещение основной части аллювиальных образований. В соответствии с этим под русловыми процессами следует понимать постоянно происходящие изменения морфологии русла и поймы, обусловленные геологическим (эрозионным и аккумулятивным) действием речного потока.

Русла рек в плане обычно извилисты, причем у равнинных рек извилины (излучины) больше, у горных меньше или отсутствуют. Извилистость рек обычно характеризуется отношением фактической длины реки между заданными пунктами к расстоянию по прямой между ними. Например, извилистость Волги на отдельных участках достигает 2,2, Дона — 2,5, Амударьи — 6,0 и т. д. Причинами извилистости речных русел являются встречающиеся на пути их потоков трудно- и легкоразмываемые берега и неустановившийся циркуляционный характер речного потока. На рис. III-8 показан типичный участок русла реки и обычное распределение глубоководных участков и отмелей.

В пределах излучины центробежные силы образуют поперечный уклон, в результате чего в плоскости живого сечения потока возникают поперечные течения, направленные по поверхности потока

от выпуклого берега к вогнутому, а по дну в обратном направлении. Возникающее движение воды в потоке в результате сложения продольного и поперечного течений носит сложный турбулентный характер, близкий к винтообразному, и оказывает существенное влияние на формирование русла реки. Струи воды, набегая на вогнутый берег и опускаясь ко дну, размывают берег и дно реки

Рис. III-8. План участка русла реки.
1 — зоны больших глубин; *2* — отмели.

и переносят продукты размыва к противоположному берегу, где скорости течения меньше. Здесь происходят накопление рыхлого материала и образование отмели (рис. III-9). Такие внутренние течения получили в речной гидравлике наименование *поперечной* циркуляции, которая возникает вследствие неравномерности распределения скоростей потока по живому сечению.

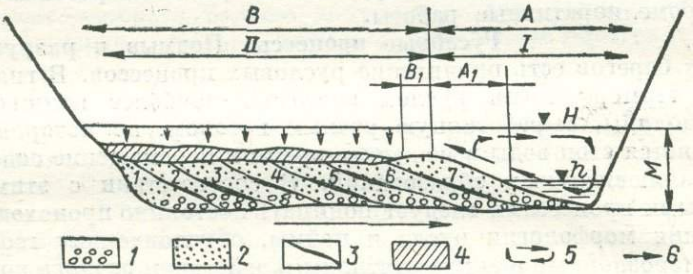


Рис. III-9. Схема развития русловых процессов (по Е. В. Шанцеру).

A — русло (A_1 — русловая отмель); *B* — пойма (B_1 — прирусловой вал); *H* — уровень воды в половодье; *h* — уровень межени; *M* — нормальная мощность аллювия; *I* — зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными потоками, цифры на разрезе (*1*—*7*) — последовательно образующиеся слои руслового аллювия; *II* — зона *осаждения взвешенных наносов*. Русловой аллювий: *1* — грубозернистые пески, гравий и галька; *2* — мелко- и тонкозернистые пески; *3* — глинистые и алевритовые прослои; *4* — пойменный аллювий; *5* — токи поперечной циркуляции в русле; *6* — направление смещения русла в ходе накопления аллювия.

Итак, русловые процессы непосредственно связаны с определенными и неравномерными скоростями движения воды в русле реки. При развитии эрозии размыв начинается с отделения частиц, а иногда и агрегатов их от омываемой поверхности берега или дна реки и их смещения вниз по течению путем сдвижения, волочения, перекатывания или во взвешенном состоянии. Так как поток

имеет турбулентный характер течения, скорости его неравномерны, он пульсирует, частицы в отдельные моменты испытывают повышенное давление и быстрее выходят из равновесия. В результате они под воздействием потока переносятся посредством небольших скачков. В связи с тем что русловый поток развивается в плоскости и некоторые частицы при пульсации выводятся из состояния покоя раньше других, образуются гряды, волнистость поверхности и движение наносов переходит в состояние грядового перемещения. Возрастание скоростей течения потока, например при половодьях и паводках, влечет за собой массовое увеличение количества частиц, выводимых из состояния покоя, причем уже

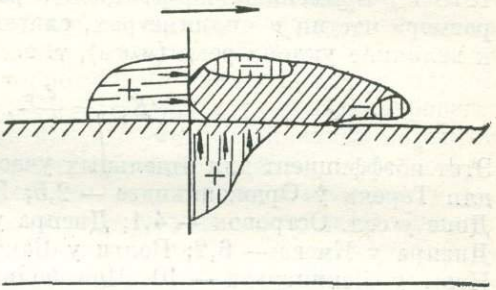


Рис. III-10. Схема силового воздействия воды на частицу, лежащую на дне русла потока (по А. Н. Лосиевскому, И. И. Леви).

значительная часть их движется скачкообразно, так как вероятность появления повышенных скоростей пульсации возрастает [3].

На рис. III-10 показана схема силового воздействия потока на частицу, лежащую на дне потока. Из этой схемы видно, что со стороны верхнего бьефа действует лобовая сила (касательное напряжение); снизу — взвешивающая (подъемная) сила, сверху и с тыловой стороны частицы наблюдаются области пониженных давлений. Удерживаются частицы в состоянии покоя силами сопротивления сдвигу и опрокидыванию и могут быть выведены из равновесия при условии

$$p_л = \tau > f(G - P_в) + C \text{ или } Gl_1 < p_л l_2 + P_в l_3,$$

где $p_л = \tau$ — лобовое давление — касательное напряжение; f — коэффициент трения; G — вес частицы; $P_в$ — взвешивающая (подъемная) сила; C — сцепление; l_1, l_2, l_3 — плечи сил относительно точки опрокидывания.

Среднюю скорость потока, при которой начинается движение частиц, называют размывающей скоростью. При дальнейшем возрастании скоростей начинается массовое перемещение наносов, т. е. поступательное, прогрессирующее развитие эрозии. Наблюдения показывают, что переход частиц во взвешенное состояние возможен при более высоких значениях скорости течения. Среднюю скорость, при которой наступает такое перемещение частиц, принято называть критической. Если скорость течения будет ниже критической, частицы начнут оседать на дно.

Из приведенного описания следует, что в движении аллювиальных наносов следует различать две качественно различные фазы: придонное перемещение (волочение, перекатывание, скачки, грядовое движение) и взвешенное. Соответственно следует различать размывающую скорость потока, соответствующую начальной фазе размыва, и критическую скорость, соответствующую переходу частиц во взвешенное состояние.

Для характеристики и оценки устойчивости русла и берегов, как было отмечено выше, сравнивают скорости потока существующие или возможные с предельно допустимыми, неразмывающими (см. гл. II, табл. II-1). С той же целью уже давно (В. М. Лохтин, 1878 г.) применяют коэффициент, равный отношению среднего размера частиц в миллиметрах, слагающих берега и русло реки, к величине уклона реки (м/км), т. е.

$$K_{уст} = \frac{d_{ср}}{I}.$$

Этот коэффициент для отдельных участков рек СССР следующий: для Терека у Орджоникидзе — 2,5; Кубани у Переволок — 2,1; Дона у сел. Островок — 4,1; Днепра у Днепродзержинска — 5,4; Днепра у Киева — 6,2; Волги у Баколдинского перехода — 6,8; Невы у Ленинграда — 10. Чем больше значение этого коэффициента, тем выше устойчивость русел и берегов рек.

Прогноз подмыва и разрушения берегов рек и их инженерная защита. Из приведенного выше следует, что при оценке и прогнозе подмыва и разрушения берегов рек надо учитывать региональные и местные факторы, причем первые следует использовать главным образом на стадиях рекогносцировочных и предварительных исследований, а вторые преимущественно при детальных исследованиях, для обоснования технических и рабочих проектов противоэрозионных мероприятий.

Из региональных факторов первостепенное значение имеют гидрологические особенности реки, зависящие от условий ее питания, геоморфологическое строение речной долины и региональные геологические условия. Из анализа этих данных обычно представляется возможным определить участки, где наиболее вероятны подмыв и разрушения берегов и в какие периоды года. Это, как правило, правые берега рек на участках, где они вступили в фазу разработки долин в ширину (широкие участки долин одностороннего и двустороннего развития), на которых берега сложены слабыми породами. Наиболее интенсивное разрушение берегов здесь будет в периоды половодий и паводков. Для установления всех этих данных необходимо располагать инженерно-геологической картой или в крайнем случае картой четвертичных отложений долины реки, продольным профилем и поперечными профилями по характерным участкам и гидрографами реки для отдельных участков, т. е. графиками, характеризующими колебания уровней и расходов реки в течение года.

Из местных факторов важно учитывать состав и состояние горных пород, слагающих русло и берега. Подмываемые берега наиболее вероятны на участках излучин и меандр. Обычно они вогнутые, сложены легкоразмокаемыми и размываемыми породами. Такие участки, как было отмечено выше, четко выделяются в рельефе высоким крутым обнаженным обрывом, возвышающимся над узким бечевником. Здесь особенно надо обращать внимание на состав и мощность аллювия по бечевнику и устанавливать для него допустимые неразмывающие скорости течения и сравнивать их с существующими на конкретном рассматриваемом участке. Такие угрожаемые участки обозначают на инженерно-геологической карте определенным знаком. На геологических разрезах по характерным участкам должны быть показаны очертания берега в деталях, а также положение меженных и высоких уровней реки. По опросным данным или по данным специальных наблюдений желательно установить скорость подмыва и разрушения берега. Иногда допустимо и полезно наблюдения, выполненные на одном участке, переносить на рассматриваемый, если в геологическом отношении они подобны. Наконец, для оценки и прогноза угрожаемости подмыва берега необходимо учитывать расположение здесь зданий и сооружений. Такой инженерно-геологический подход обычно дает возможность составить качественно-количественную оценку угрожаемости эрозионного явления с достаточной для практических целей степенью достоверности.

Для защиты берегов рек от подмыва и разрушения осуществляют противоэрозионные мероприятия, как профилактические, так и капитальные. Первые выполняют с целью предупреждения опасных явлений. К их числу относятся работы, выполняемые для охраны устойчивости береговых склонов, пляжей, берегоукрепительных и регуляционных сооружений, а также стационарные режимные наблюдения, выполняемые для предупреждения аварийного состояния берегов и примыкающих к ним территорий, зданий и сооружений.

Капитальными мероприятиями является строительство сооружений и берегоукреплений (см. гл. II) как для непосредственной защиты берега от воздействия эрозии (каменная наброска, мощение, укладка габионов, бетонных плит, возведение берегоукрепительных стенок, одерновка берегов и др.), так и для регуляции руслового потока с целью изменения направления его течения, уклонов, скоростей и расходов. Для изменения направления потока устраивают разнообразные струенаправляющие сооружения (дамбы-буны, траверсы, сипаи и др.), которые выводят в реку под углом вверх по течению (рис. III-11). Поток, встречая на своем пути препятствие, изменяет направление течения: отклоняется от защищаемого берега, причем частично снижается и его скорость. На участках берега между такими сооружениями происходит накопление рыхлого материала, формирование береговой отмели. Для регуляции уклонов, скоростей и расходов рек и защиты

берегов от наводнений в периоды половодий и паводков возводят плотины и устраивают водохранилища. При этом обычно решается *комплекс задач: защита от эрозионных процессов, наводнений*, улучшение условий судоходства, получение электроэнергии и др.

Опыт защиты берегов от подмыва показывает, что наибольший эффект достигается тогда, когда капитальные мероприятия применяют в комплексе с профилактическими, когда выбор способа защиты *решают путем сравнения вариантов по технико-экономическим* показателям.

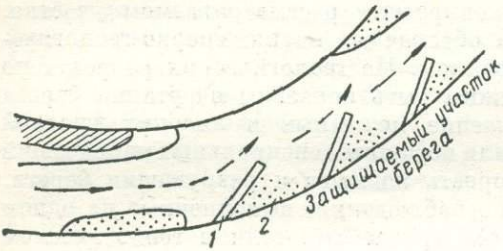


Рис. III-11. Схема расположения регуляционных сооружений для защиты берега от подмыва.
1 — струенаправляющее сооружение; *2* — зона накопления рыхлого материала, наращивания береговой отмели.

Размыв и разрушение склонов. Овражно-балочные явления. Дождевые и талые воды, стекая с водоразделов и *склонов, совершают огромную геологическую работу* по смыву и размыву рыхлых образований, их слагающих. В результате размыва склонов и водоразделов образуются овраги. На определенной стадии развития их продольный профиль и склоны достигают некоторого равновесия, начинает замедляться, задерживаться их рост и они постепенно превращаются в балки или лога. Следовательно, овраги являются результатом начальной ускоренной *линейной эрозии — размыва склонов и водоразделов потоками* дождевых и талых вод. Под ее влиянием территории приобретают рельеф эрозионного расчленения (рис. III-12, III-13).

На территории СССР овраги вместе с прилегающими к ним размытыми землями занимают 4,6 млн. га, причем ежегодный *прирост оврагов составляет примерно* 2% *от общей их площади.* В Саратовской области в 1902 г. на крестьянских землях были зарегистрированы 13 541 действующих оврагов, занимающих площадь около 55 000 га. В Воронежской области в 1910 г. действующих оврагов было 7900, в Подольском районе под действующими оврагами было занято 100 000 га. В настоящее время в отдельных районах Центральночерноземной области бросовые земли, *занятые действующими оврагами, составляют более* 20—25% от общей площади земель этих районов. Суммарная протяженность оврагов на всей территории СССР (без северных районов) в настоящее время равна 561 000 км [7].

Овраги наиболее широко распространены в лесостепной и степной зонах. В европейской части СССР наиболее густая овражно-балочная сеть приходится на бассейн Дона, на земли Воронежской, Курской, Орловской, Липецкой, Тамбовской и Белгородской

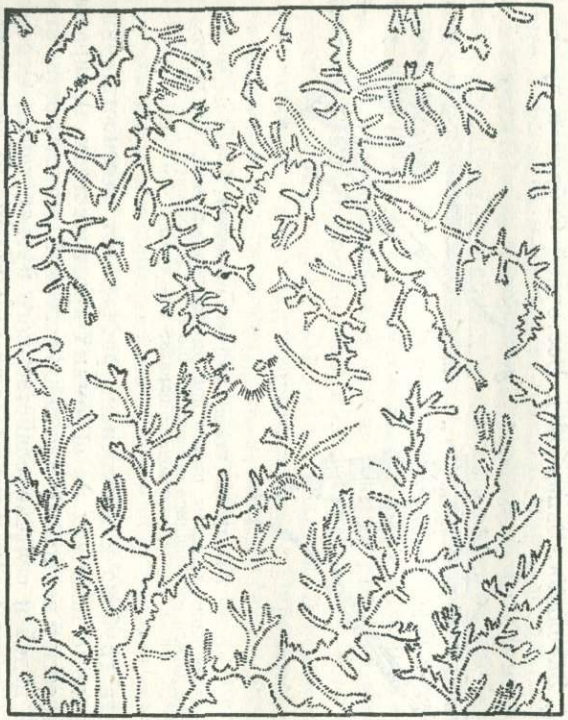


Рис. III-12. Рельеф эрозионного расчленения Днепровско-Донецкой степи.

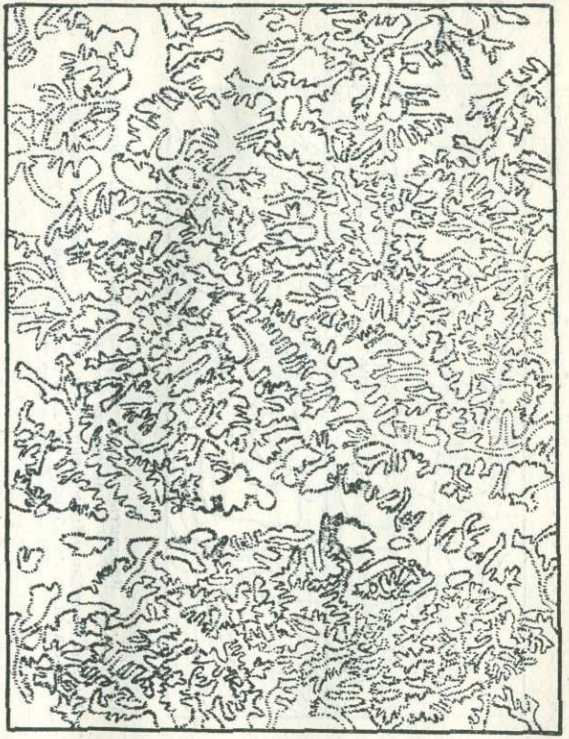


Рис. III-13. Густота овражно-балочной сети (эрозионного расчленения) в пределах Среднерусской возвышенности близ г. Орла.

областей. Здесь в отдельных районах суммарная длина оврагов на каждый квадратный километр площади (показатель овражности) достигает 3 км. Большие пространства имеют овражность

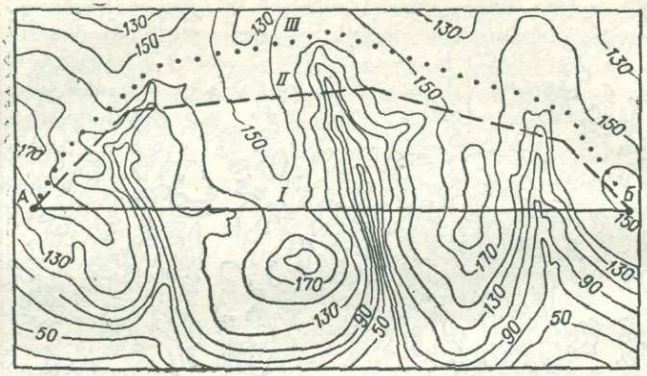


Рис. III-14. Варианты проектирования автомобильной дороги в овражной местности.
I — по прямолинейному направлению с пересечением оврагов; II — с частичным обходом оврагов и пересечением их у вершин; III — с обходом оврагов и балок.

более 1,2 км /км² и от 0,5 до 1,2 км/км². Высокий показатель овражности имеют многие районы Украины, Молдавии, Северного Кавказа, Заволжья, Западной и Восточной Сибири и др.

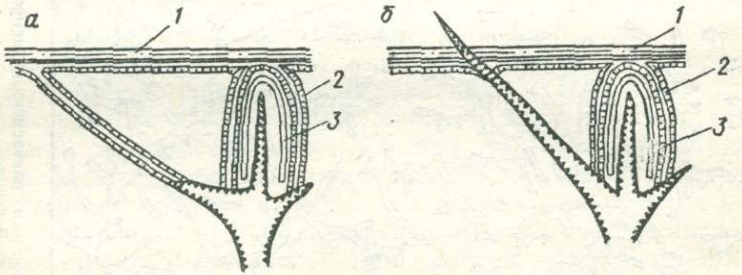


Рис. III-15. Стадии разрушения дороги.
а — укрепление вершины оврага при строительстве дороги; б — разрушение дороги разросшимся отвершком (по В. К. Некрасову). 1 — дорога, 2 — отводная канава; 3 — вал.

Овраги глубоко и интенсивно расчленяют местность, уничтожая полезные площади на огромных пространствах, превращают эти местности в неудобные для хозяйственной деятельности, строительных целей и сельскохозяйственного производства. Огромный вред овраги приносят дорогам и другим линейным сооружениям. Протяженность дорог от пункта к пункту увеличивается, создаются объезды, строятся многочисленные искусственные сооруже-

ния, дороги разрушаются и затрудняется строительство новых (рис. III-14, III-15). Как отмечал Ф. П. Саваренский (1939 г.), первоначально между городами Алатырем и Ардатовым (Средневолжская возвышенность) на протяжении 24 км было три моста, а через 40 лет их стало уже 42. Из этого примера можно видеть, насколько увеличилось оврагообразование и соответственно ухудшились условия эксплуатации дороги за этот срок.

Овраги, вскрывая и дренируя водоносные горизонты и истощая ресурсы подземных вод, наносят огромный вред сохранению источников водоснабжения. Кроме того, они нарушают влажностной режим зоны аэрации, иссушают почвы и тем самым снижают их плодородие на огромных пространствах степной и лесостепной зон. Овраги, создавая расчлененный рельеф и увеличивая уклоны его поверхности, вызывают энергичное развитие делювиального процесса, проявляющегося в интенсивном смыве почвенного покрова с сельскохозяйственных угодий.

Последствия такой плоскостной эрозии, или, как принято говорить, эрозии почв, многообразны. Поверхностный смыв разрушает гумусовый, самый плодородный горизонт почв, понижает содержание в нем органических веществ, уменьшает содержание азота и других основных элементов минерального питания растений. Одновременно смыв ухудшает физические и водные свойства почв, разрушает их агрегатное строение. Почвенные исследования показали, что в период весеннего таяния снега с возделываемых земель СССР в овражно-балочных районах ежегодно смывается 260 млн. т почв [7]. При этом почвы теряют 5200 тыс. т калия, 260 тыс. т фосфора и 7780 тыс. т азота. При сопоставлении этих потерь с количеством минеральных удобрений, вносимых в почву, оказывается, что эти потери питательных веществ равны вносимым. Неизбежным следствием этого являются ухудшение почв, резкое снижение урожайности на них и удорожание их обработки.

Большое влияние на сохранение территорий и условия эксплуатации сооружений оказывают также выносы рыхлого материала вследствие действия плоскостной и линейной эрозии. Этот рыхлый материал на пониженных элементах рельефа покрывает луга, пашни, огороды, сады, территории селений. Овражные выносы перегораживают дороги, каналы, реки, создают серьезные неудобства и неприятности для жизни и деятельности населения таких районов. Так, например, 29 июня 1907 г. после сильного ливня р. Десна (важная судоходная река Украины) была полностью перегорожена овражными выносами, возникло наводнение и была затоплена большая территория. Такие же явления часто наблюдаются на р. Рось — притоке Днепра.

Овражные выносы заиливают водохранилища и пруды. Например, водохранилище на р. Аксу в Дагестане, созданное после строительства бетонной плотины высотой 12 м, было полностью заилено выносами за 3 года, а Штеровское водохранилище на р. Миус (Донбасс) — за 5 лет. Наблюдается такое же быстрое

заиление прудов. В Ставропольском крае срок службы прудов вследствие заиления не превышает 4—5 лет [11].

Таким образом, стадия развития оврагов определяет их размеры и сказывается на овражности района. В соответствии с этим А. С. Козьменко (1954 г.) предложил подразделять действующие овраги по объему ($м^3$) следующим образом: промоины — <10; овраги: мелкие — от 10 до 100, средние — от 100 до 1000, большие — от 1000 до 10 000, очень большие — $>10\,000$.

Из приведенного следует, что размыв и разрушение склонов (серьезное и очень широко распространенное геологическое явление) наносит огромный ущерб народному хозяйству. Поэтому борьба с водной эрозией рассматривается у нас в Советском Союзе как важнейшая государственная задача (Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 20 марта 1967 г. «О неотложных мерах по защите почв от ветровой и водной эрозии»). Вести эту работу немыслимо без соответствующего инженерно-геологического обоснования.

Морфология оврагов и стадии их формирования. Овраг — это форма рельефа, образовавшаяся на склоне или водоразделе, представляющая собой относительно глубокий, вытянутый в длину, извилистый или ветвящийся размыв (врез), образующий своеобразную долину временных потоков в паводок или небольших ручейков, пересыхающих в засушливое время года. Длина оврагов изменяется в широких пределах (от первых десятков метров до многих десятков километров), так же как и их глубина (от первых метров до 20—25 и даже 30 м). Каждый овраг имеет днище с выраженным или невыраженным руслом временного потока и склоны, напоминающие искусственные откосы и обычно примыкающие к нему отвершки I, II, III и других порядков (рис. III-16). Поэтому в плане овраг с отвершками имеет форму извилистых и ветвящихся систем (рис. III-17), расчленяющих поверхность склонов и водоразделов часто на огромных пространствах. По периферии к вершине оврага и его отвершков (благодаря развитию плоскостного смыва) нередко в рельефе наблюдаются понижения — ложбины стока.

Продольный профиль оврагов и их отвершков, как и у речных долин, обычный, пологий к устью и более крутой к вершине. Поперечное сечение их своеобразно. В начальной стадии их формирования и в вершинах действующих оврагов и их отвершков сечение имеет V-образную форму (треугольную); днище как таковое отсутствует, а по узкому извилистому тальвегу стекает вода. По мере выработки продольного профиля равновесия происходит расширение оврага, формируется днище и его сечение приобретает U-образную (трапецеидальную) форму или близкую к ней. Ширина днища может достигать нескольких десятков метров, обычно оно вогнутое.

Склоны у действующих оврагов крутые, особенно в лёссовых породах, у бровки в верховьях часто отвесные, вертикальные,

ступенчатые, со следами смещений — оползневых подвижек. Нижняя часть склонов обычно сплошь покрыта осыпями. Глубокие овраги на отдельных участках имеют вид небольших ущелий. В основании склонов и в вершине оврага и его отвершков нередко встречаются постоянные или иссякающие источники, которые, сливаясь, образуют постоянные или временные ручейки.

В периоды паводков при ливнях по оврагам с большой скоростью мчатся бурные мутные потоки, несущие десятки, сотни тысяч, миллионы кубических метров воды, совершая огромные разрушения. В результате овраги ежегодно увеличиваются в длину за

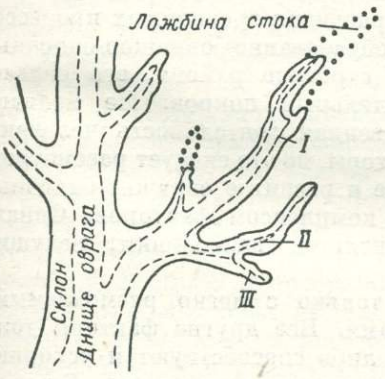


Рис. III-16. Основные элементы действующего оврага (по И. Д. Голову).
I—III — отвершки I, II и III порядков.

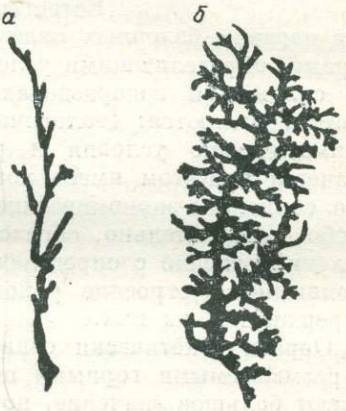


Рис. III-17. Типы овражно-балочных систем (по С. С. Соболеву).
а — слаборазветвляющиеся; *б* — сильноразветвляющиеся.

один паводок на 5—10 и даже на 17—20 м. В 1926 г. в сел. Пекарнях, в районе Приросевых оврагов (Украина), выносами из них было снесено 14 жилых и хозяйственных построек и занесено около 30 га огородов [11].

Овраги в процессе своего развития проходят ряд закономерно сменяющихся стадий [10]. Первая стадия — стадия промоины или рытвины глубиной до 0,5, реже до 1 м, V-образной (треугольной) формы. В ней обычно концентрируются потоки талых и дождевых (ливневых) вод. Продольный профиль промоины повторяет профиль склона, на котором она образовалась, а устье ее часто располагается высоко над основанием склона (висячее). Вторая стадия — стадия ускоренного врезания оврага вершиной. Продольный профиль днища постепенно отклоняется от профиля склона, но еще сильно отличается от профиля равновесия. Глубина оврага становится значительнее, склоны крутыми, треугольная форма его начинает переходить в трапецеидальную. Третья стадия — стадия выработки продольного профиля равновесия.

Овраг врезается до основания склона, форма поперечного сечения становится трапецеидальной, рост заметно замедляется. Четвертая стадия — стадия затухания, превращения оврага в балку или лог. Продольный профиль и склоны достигают некоторого равновесия, выполаживаются, задерновываются, зарастают кустарником.

Такова схема развития оврагов. Наблюдения показывают, что при изменении условий (распашка земель, вырубка леса, прокладка дороги и др.) овраги вновь образуются в балках по их склонам, в вершине или по днищу, увеличивая степень овражности района.

Естественноисторические факторы развития овражно-балочных явлений. Важнейшими природными факторами, определяющими условия развития эрозионных процессов на склонах и водоразделах и образование овражно-балочных систем, являются: геологическое строение района, его рельеф, климатические условия и растительный покров. Не меньшее значение при этом имеет хозяйственная деятельность человека, т. е. социально-экономические факторы, но это следует рассмотреть особо. Следовательно, образование и развитие овражно-балочных явлений связано с определенным комплексом факторов. Однако геологическое строение района является важнейшим, ведущим и решающим из них.

Овраги генетически связаны только с легко размокаемыми и размываемыми горными породами. Все другие факторы тоже имеют большое значение, но они либо способствуют и ускоряют развитие оврагов, либо замедляют и задерживают его. Если на склонах и водоразделах нет с поверхности легко размокаемых и размываемых горных пород, образование оврагов невозможно. На разных горных породах может развиваться делювиальный процесс — плоскостной смыв, могут возникнуть промоины (первая стадия развития оврагов), но полное развитие овражно-балочные явления получают только в определенных геологических условиях, когда с поверхности распространены горные породы определенного состава (обычно глинистые), определенного состояния (малой плотности) и определенных свойств (легко размокаемые и размываемые). Там, где мощность таких отложений на склонах и водоразделах большая, образуются глубокие овраги, выше показатель овражности, значительнее расчлененность рельефа; там, где площадь таких отложений ограниченна и мощность мала, овражно-балочные явления имеют небольшое развитие или их вообще нет.

Выше уже отмечалось, что в СССР овраги наиболее распространены в степной и лесостепной зонах; и именно в этих зонах в геологическом строении принимают участие лёссовые породы и некоторые другие покровные делювиальные, делювиально-элювиальные и аллювиальные образования, которые почти повсеместно покрывают низкие водоразделы, склоны и речные террасы, иногда вплоть до пойменной. Мощность лёссовых пород в этих зонах

изменяется от 5—6 до 30—50 м, реже она больше. Как известно, лёссовые породы представлены преимущественно легкими суглинками, пылеватыми и сильно пылеватыми, имеющими малую плотность и являющимися легко размываемыми и размокаемыми породами [4]. Поэтому именно такие геологические условия этих зон и определили широкое распространение здесь овражно-балочных явлений. Все это позволяет утверждать, что геологическое строение в развитии этих явлений имеет ведущее, решающее значение.

Важно также отметить, что состав и свойства горных пород определяют и морфологические особенности оврагов. Так, например, свойственная лёссовым породам вертикальная столбчатая отдельность обусловливает крутые склоны оврагов, которые в верхней части обычно венчаются отвесными стенками — уступами высотой до 3—5 м и ступенчатостью вследствие образования заколов (трещин) вдоль бровки склона.

На развитие овражно-балочных явлений существенное влияние оказывает рельеф, так как он при определенных климатических и геологических условиях определяет количество стекающей воды и ее скорость. Выше уже отмечалось (с. 82), что живая сила водных потоков пропорциональна произведению массы воды на половину квадрата скорости течения ($P = mv^2/2$). Масса стекающей воды при прочих равных условиях зависит от водосборной площади, а скорость потока определяется высотой и крутизной склонов, т. е. величиной уклонов. При увеличении этих параметров закономерно увеличивается и скорость стекающей воды.

Таким образом, чем больше водосборные площади и чем выше они расположены относительно местных базисов эрозии, чем выше и круче склоны, т. е. сильнее расчленен рельеф, тем интенсивнее должен развиваться эрозионный процесс. Всем этим условиям больше отвечают горные районы, но там обычно неблагоприятны для развития оврагов геологические условия, так как ограничены площади распространения и мощность рыхлых отложений. Темпы смыва там опережают процессы выветривания и накопления рыхлого материала. В зонах степей и лесостепей геологические условия благоприятны, высота водоразделов и склонов и их крутизна достаточны, чтобы временные потоки достигали размывающих скоростей.

По законам гидравлики (закон Эра) масса (или объем) частиц, передвигаемых текущей водой, изменяется пропорционально шестой степени скорости. Так, если скорость воды удвоится, то перемещаемые ею частицы могут быть по массе или объему в 64 раза больше. Как справедливо отмечает Н. И. Сус (1949 г.), этот закон справедлив только для идеальных условий, которых в природе никогда не бывает. Однако имеется достаточно данных, чтобы утверждать, что количество материала, которое может перемещаться водой в естественных условиях, изменяется пропорционально четвертой степени изменения скорости. Следовательно, если

скорость стекающей воды удвоится, то количество сносимого материала увеличится в 16 раз. Все это подтверждает вывод о влиянии рельефа местности на разрушительную работу эрозии.

Наблюдения показывают [7], что если склоны имеют крутизну до 2°, смыв рыхлого материала идет слабо, промоины редки. При крутизне склонов от 2 до 4—5° смыв и размыв становятся достаточно заметными. При крутизне склонов от 4—5 до 7—8° плоскостная и линейная эрозия проявляются интенсивно и повсеместно. Наконец, на склонах с крутизной более 8° промоин много и они быстро превращаются в овраги. Все это показывает, что при прогнозировании овражно-балочных явлений необходимо уделять должное внимание оценке крутизны склонов (табл. III-3).

Таблица III-3

РАЗДЕЛЕНИЕ СКЛОНОВ ПО КРУТИЗНЕ (ПО Ф. П. САВАРЕНСКОМУ, 1939 г.)

Крутизна склонов	α, град.	$\operatorname{tg}\alpha = h/b$
Слабозаметные	0—2	0—0,035
Слабопологие	2—5	0,035—0,09
Очень пологие	5—15	0,09—0,27
Пологие	15—30	0,27—0,58
Крутые	30—45	0,58—1,0
Очень крутые	45—60	1,0—1,7
Чрезвычайно крутые	60—75	1,7—3,7
Близкие к отвесным	75—90	$\geqslant 3{,}7$
Нависающие	$\geqslant 90$	

Большое влияние на скорость стекания воды и соответственно развитие эрозии оказывает высота склонов и водоразделов относительно местного базиса эрозии. Здесь в какой-то мере сказывается закон свободного падения тел, согласно которому $v = \sqrt{2gh}$, где h — высота, g — ускорение свободного падения, равное 9,8 м/сек². При увеличении высоты в 4 раза скорость должна удвоиться. Хотя сток воды — это не свободное падение тела, тем не менее определенная закономерность в ряде случаев наблюдается. Так, например, в наиболее овражных районах правобережья Дона (показатель овражности равен 0,8—1,2 км/км²), превышение водоразделов над уровнем рек достигает 150—175 м, в менее овражных (0,2—0,4 км/км²) оно равно 75—125 м и в совсем слабоовражных (до 0,1 км/км²) обычно менее 75. Как отмечают многие исследователи, эта зависимость не везде проявляется четко, *так как на развитии оврагов сказывается не только высота склонов* и водоразделов. Определенное значение имеет и их протяженность, т. е. длина линий стока. На рис. III-18 видно, что максимальная смытость почв не соответствует участку с наибольшей крутизной склона. Она приурочена к наиболее удаленному от водораздела

участку склона, где живая сила и скорость водного потока достигают эффективных (размывающих) значений. Этот пример показывает, что при прогнозе рассматриваемых явлений должен быть комплексный подход и анализ.

Овражно-балочные явления тесно связаны также с климатом местности. Количество стекающей воды, выполняющей эрозионную работу, зависит от количества выпадающих осадков, их вида, интенсивности и распределения в течение года. В соответствии с этим эрозия может быть связана с ливневыми и дождевыми осадками и талыми водами. Наибольшую опасность представляют

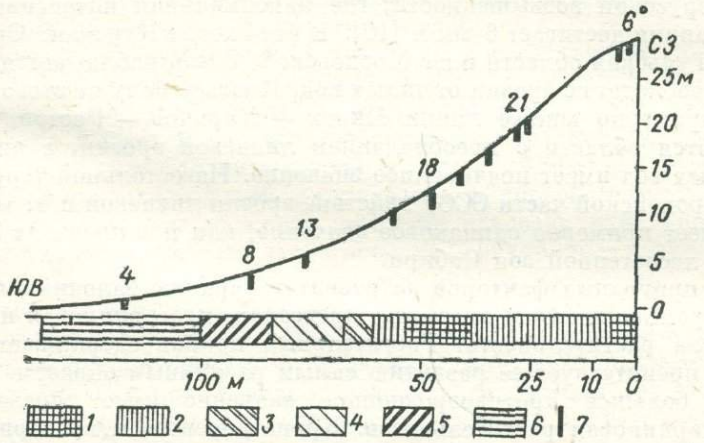


Рис. III-18. Распределение смытых глинистых почв в зависимости от крутизны склона. Адлерский район (по А. И. Никитиной, И. В. Куклину).

1—4 — смытость почв 1, 2, 3, 4-й степеней; *5* — намытая почва; *6* — несмытая почва; *7* — мощность почвенных горизонтов *A* + *B* от 0 до 50 см.

ливни, т. е. сравнительно кратковременные дожди с интенсивностью более 0,5—1 мм/мин. Ливни в пределах водосборных бассейнов быстро формируют бурные потоки с большой живой размывающей силой, вызывая рост оврагов со скоростью 40—45, иногда до 60—70 м/год. Благоприятны для развития эрозии также длительные дожди умеренной интенсивности. Они быстро насыщают приповерхностные горизонты рыхлых отложений на водосборной площади, и в дальнейшем инфильтрация происходит медленно. В результате масса выпадающих осадков формирует поверхностные потоки, которые вызывают заметный размыв и рост оврагов. Развитие овражно-балочных явлений связано также с талыми водами, особенно в районах, где снежный покров значительный и ложится на промерзшую почву. В этих районах при быстром снеготаянии возникают интенсивный поверхностный сток и соответственно развитие эрозии. При этом, как показывают наблюдения, большое значение имеет экспозиция склонов. Более

интенсивное развитие эрозии наблюдается на южных и юго-западных склонах, где породы деятельного слоя быстрее оттаивают. В районах, где осадки выпадают в виде слабых и умеренных дождей более или менее равномерно в течение теплого времени года, где снежный покров мал и много влаги расходуется на инфильтрацию и испарение, эрозионные процессы проявляются слабо, так как условия для формирования поверхностного стока неблагоприятны.

В зависимости от климатических условий в пределах европейской части СССР прежде всего выделяют северо-западную часть Среднерусской возвышенности, где максимальная интенсивность снеготаяния достигает 6 мм/ч [10]. В нее входят Курская, Орловская, Тульская области и юг Московской. Здесь наблюдается резкое преобладание эрозии от талых вод. К юго-западу от этого района, примерно южнее линии Минск — Харьков — Ростов, простираются области с преобладанием ливневой эрозии, а эрозия от талых вод имеет подчиненное значение. На остальной территории европейской части СССР действие эрозии ливневой и от талых вод имеет примерно одинаковое значение, как и в пределах степной и лесостепной зон Сибири.

Из природных факторов на развитие овражно-балочных явлений огромное влияние оказывает древесная, кустарниковая и травянистая растительность. Растительный покров сдерживает эрозию и препятствует ее развитию самым различным образом. Особенно большое противоэрозионное значение имеет древесная и кустарниковая растительность. Крона деревьев и кустарников не только задерживает большое количество осадков, способствует их испарению, но и ослабляет их ударно-размывающее действие на почву. Существенную противоэрозионную роль выполняет лесная подстилка, обладающая не только большой водопроницаемостью, но и большой влагоемкостью. Кустарниковая и особенно древесная растительность замедляет таяние снега, препятствует глубокому промерзанию горных пород. Все это оказывает большое влияние на регуляцию поверхностного стока, препятствует формированию бурных потоков и соответственно развитию эрозии. Растительный покров закрепляет рыхлые образования на склонах и водоразделах и этим также препятствует их размыву и смыву. Следовательно, сохранение растительного покрова в районах возможного развития оврагов следует рассматривать как одно из условий и правил охраны территорий от разрушительного действия эрозии. Однако эти условие и правило, как и многие другие, определяющие природные равновесия, человек своей производственной деятельностью часто нарушает и тем самым вызывает активизацию развития геологических процессов с вытекающими отрицательными последствиями. Так возникают факторы, оказывающие влияние на развитие эрозионных процессов, связанные с деятельностью человека, т. е. социально-экономические.

Хозяйственная деятельность человека и развитие овражно-балочных явлений. Не останавливаясь на отдаленных исторических аспектах воздействия человека на природу, когда были сделаны первые попытки освоения территорий в основном для сельскохозяйственного производства и когда эти воздействия достигли уже серьезных нарушений относительного природного равновесия, отметим лишь, что деятельность человека имеет огромное значение и в развитии эрозионных процессов. Если в прошлом естественноисторические факторы имели решающее значение в развитии овражно-балочных явлений, то впоследствии, в связи с развитием хозяйственной деятельности человека, они не стали иметь такого значения.

Влияние инженерной и хозяйственной деятельности человека на развитие овражно-балочных явлений разнообразно. Она либо положительна, направлена на предупреждение этих явлений, на борьбу с ними и на восстановление разрушенных территорий (это рассматривается ниже), либо часто отрицательна, выступает как фактор, вызывающий их развитие и способствующий ему. Отрицательное, разрушающее действие человека в большинстве случаев неосознанное, связано с незнанием возможных последствий нарушения сложившегося в природе равновесия, с отсутствием должного инженерно-геологического обоснования планов, проектов и выполняемых работ. Оно проявляется в нарушении режима поверхностного стока, в разрушении защитного растительного покрова на склонах и водоразделах, в нарушении технических условий строительства различных сооружений, дорог, каналов, водоотводов и др.

Выше было отмечено, что древесная, кустарниковая и травянистая растительность оказывает большое влияние на регуляцию поверхностного стока. Так, например, в прошлом на обширных пространствах Центральночерноземных областей европейской части СССР больше 50% площади было занято лесами и целинными степями. Тогда на речной сток там расходовалось не более 10% осадков, половина стока рек формировалась за счет равномерного притока подземных вод. Катастрофических весенних паводков не было. Значительная часть испарения приходилась на транспирацию лесной и травянистой растительностью [9]. Впоследствии массовая вырубка лесов и распашка целинных земель резко изменили соотношение поверхностного и подземного стока. Особенно этот процесс стал развиваться после реформы 1861 г., когда малоземельное крестьянство стало распахивать все площади, сколько-нибудь пригодные для обработки: водоразделы, склоны, днища балок и др. К 1917 г. площади, занятые лесами, по отдельным районам Центральночерноземных областей составляли уже от 6 до 15% всей их площади, а затем уменьшились еще больше. Это в конечном итоге привело к коренному изменению водного режима территорий, и теперь примерно 70% дождевых и талых вод стекает с водосборных бассейнов в течение 1,5—2 весенних

месяцев. Небольшая часть паводковых вод задерживается на территории бассейнов, остальная быстро стекает, нанося огромный вред, вызывая линейную и плоскостную эрозию, заиление пойменных земель и речных русел.

Вырубка лесов и распашка земель не только изменяют водный режим территорий, но и лишают их укрепительной противоэрозионной защиты. Приповерхностные горизонты почв и горных пород в результате таких действий человека разрыхляются и подготавливаются для размыва. Этому также способствует массовый выпас и прогоны скота, вытаптывающего тропинки — ложбины, в которых концентрируются струи дождевых и талых вод. Интенсивному размыву горных пород способствует также их разрыхление при выполнении разнообразных работ при прокладке дорог и других линейных сооружений, при подрезке склонов выемками и полувыемками, строительстве карьеров и производстве других горных и строительных работ.

Большой вред сохранению территорий наносит нарушение правил землепользования. Например, распашка земель вдоль склонов (т. е. вниз по склонам), устройство поверхностных водоотводов с недопустимыми уклонами и без искусственного укрепления их днищ и откосов, невыполнение работ по регулированию поверхностного стока, лесомелиорации и др. Все такие действия человека незамедлительно вызывают возникновение, возобновление и усиление эрозионных процессов и явлений с соответствующими последствиями.

Противоэрозионные мероприятия. В районах развития овражно-балочных явлений регулирование поверхностного стока и защита территорий от разрушения их эрозией являются одной из важнейших задач по охране природы. Как показывает опыт СССР и других стран, борьба с этими явлениями эффективна только тогда, когда применяется комплекс следующих мероприятий (рис. III-19).

1. Лесомелиоративные работы — устройство полезащитных лесных полос, лесных участков и других форм лесонасаждений для регулирования поверхностного стока, изменения водного режима территорий и непосредственного укрепления поверхностных горизонтов почв и горных пород. Хорошим дополнением к лесомелиоративным мероприятиям считается посев многолетних трав по склонам (так называемое залуживание эрозионных склонов многолетними травами). Многолетние травы развивают мощную корневую систему и надземные стебли и хорошо закрепляют почвенный покров от смыва и размыва. Для наиболее эффективного использования защитных свойств многолетних трав применяют буферные травяные полосы, располагая их по границам участков по простиранию склонов, местами сочетая их с лесными полосами.

2. Строительство водоулавливающих, водоудерживающих и водорегулирующих сооружений для перехвата и замедления поверхностного стока, а также для увеличения инфильтрации по-

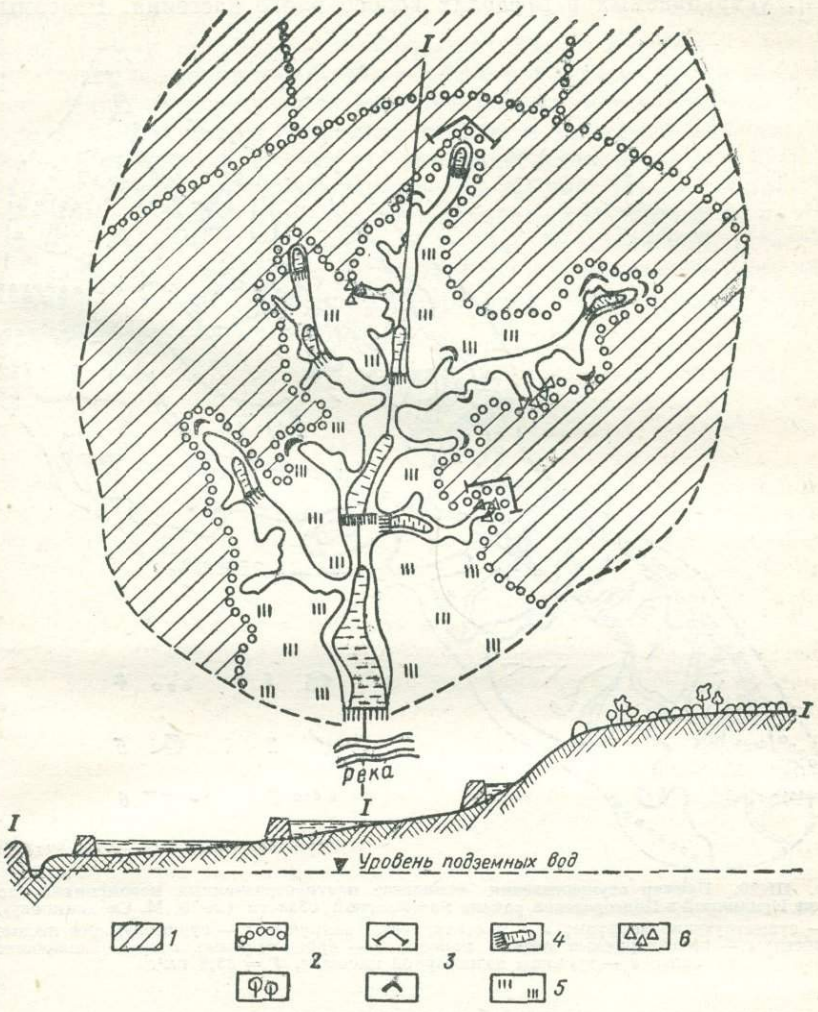


Рис. III-19. Принципиальная схема расположения противоэрозионных мероприятий в пределах водосборного бассейна (по В. М. Смолянинову).

1 — агротехнические приемы; *2* — лесомелиоративные мероприятия; *3* — простейшие регуляционные и водоудерживающие устройства; *4* — водоудерживающие и фильтрующие водоемы; *5* — залуживание склонов балок; *6* — укрепление участков активного разрыва.

верхностных вод. К числу таких сооружений относятся системы нагорных и водоотводных канав и лотков, водоудерживающих валов и каскады водоудерживающих и фильтрующих дамб и плотин, устраиваемых в пределах водосборного бассейна. Водоемы,

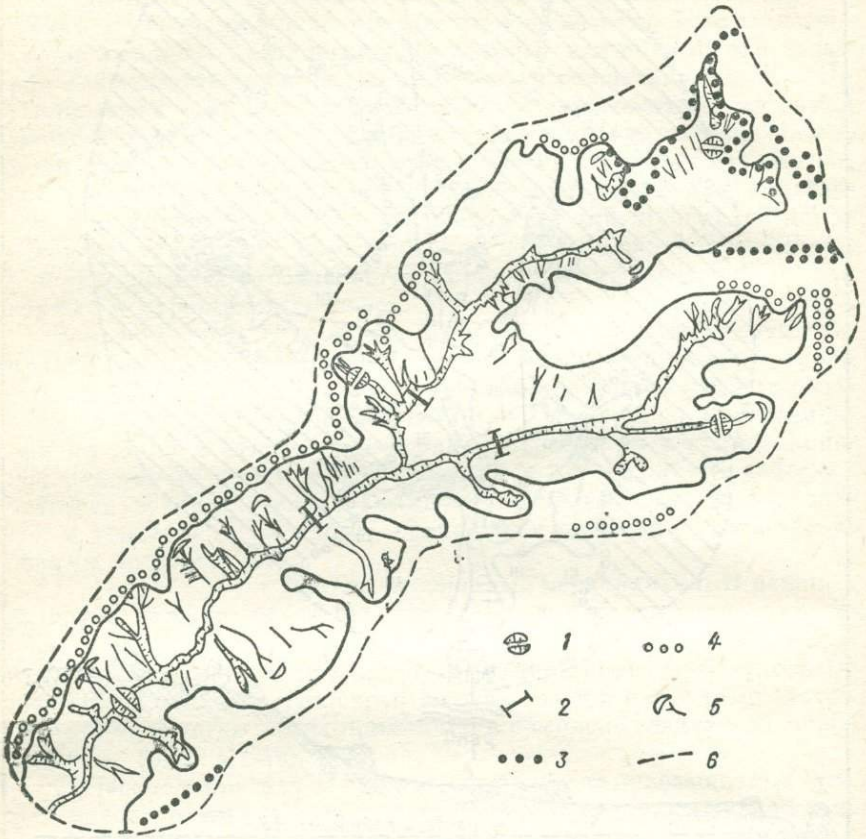


Рис. III-20. Пример осуществления комплекса противоэрозионных мероприятий по балке Кривичной в Подгоренском районе Воронежской области (по В. М. Смольянинову).
1 — существующие запруды; *2* — проектируемые запруды; *3* — существующие лесные полосы; *4* — проектируемые лесные полосы; *5* — проектируемые водоудерживающие валы; *6* — границы водосборной площади, $F = 33{,}6$ км².

создаваемые с помощью дамб и плотин, изменяют уклоны потоков и их скорости, являются наносоуловителями и способствуют инфильтрации поверхностных вод. Все это обеспечивает регулирование поверхностного стока и соответственно предупреждение и ослабление эрозионных процессов.

3. Укрепление участков активного развития размыва засыпкой промоин с последующим мощением камнем, укреплением их габионами, бетонными плитами, каменной наброской, свайными рядами, а также одерновкой.

4. Строгое соблюдение правил землепользования и агротехники. В эти правила входят установление охранных зон, в пределах которых недопустима вырубка леса, распашка земель, горные и строительные работы, выпас скота и др. Распашка земель, бороздование и щелевание допускаются только по простиранию склонов. Как показывают наблюдения, такая обработка земель уменьшает поверхностный сток и резко ослабляет смыв и размыв почв. Важным агротехническим приемом является безотвальная пахота, позволяющая сохранять стерню и улучшать инфильтрационные свойства почв. Все это оказывает влияние на ослабление поверхностного стока и развитие эрозии. На рис. III-20 как пример показан план размещения противоэрозионных мероприятий на одном из участков в Подгоренском районе Воронежской области.

Таким образом, борьба с оврагообразованием может быть эффективной только при применении комплекса перечисленных разнообразных мероприятий.

ГЛАВА IV

СЕЛЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Общие понятия. Селями следует называть происходящие на горных реках и временных водотоках паводки, несущие много твердого обломочного материала (глыб, щебня, валунов, гальки, песка) и глинистого мелкозема. Как и всякие паводки, сели внезапны и кратковременны, проходят, с большими и сравнительно большими скоростями течения за несколько часов (до 3—5 ч), часто волнами из-за образующихся заторов, которые последовательно прорываются под напором накапливающихся масс. В таких случаях продолжительность селевых паводков возрастает иногда до 8—12 ч. Сели не являются определенной характерной чертой режима водного потока, они возникают неожиданно при стечении определенных условий, их формирующих. Поэтому, говоря о времени их образования, можно называть только наиболее вероятный период. Содержание твердого материала в селевом потоке может изменяться в широких пределах — от 10—15 до 40—60%.

Следовательно, в отличие от обычного паводка горной реки сель является паводком с более высоким и очень высоким содержанием твердого материала. Естественно, что при насыщении водного потока твердым материалом происходит определенный переход количества в качество. Живая сила такого потока возрастает пропорционально произведению движущейся массы на половину квадрата скорости течения, и он становится способным совершать огромную геологическую работу. Это существенное качественное отличие селей позволяет рассматривать их как один из видов геологических явлений.

Большинство исследователей считает, что селевые потоки имеют плотность выше 1,12—1,20 т/м³, достигающую 1,50—1,90 т/м³. В зависимости от преобладающего состава твердого материала сели могут быть водокаменными, грязекаменными и грязевыми. Выделение последнего типа в значительной степени условно, оно указывает на то, что содержание грубообломочного материала невелико и основная масса, насыщающая поток, состоит из мелкообломочного и глинистого материала. Как показывают статистические данные, в природе образуются главным образом первые два типа селей.

Водокаменные сели имеют в общем очень неоднородный состав валунов, глыб, щебня, гальки, песка и мало содержат глинистого мелкозема, который легко вымывается из селевой массы в процессе ее передвижения и сортировки, а также из образованных селем отложений в устьях горных рек, речек и временных потоков. Нередко эти отложения представляют собой скопления наиболее грубообломочного материала — глыб, валунов и др. Плотность массы у таких селей по косвенным признакам и подсчетам изменяется от 1,15 до 1,55 т/м³. Грязекаменные сели также имеют весьма неоднородный состав грубообломочного материала, но они отличаются повышенным содержанием глинистого мелкозема. Масса грязекаменного потока у таких селей имеет не только более высокую плотность, чем у водокаменных (от 1,20—1,30 до 1,70—1,90 т/м³), но и обладает определенной вязкостью. Отложения грязекаменных селей образуют связную породу, как бы «застывшие» потоки, валы, глетчероподобные языки.

Решением Третьей Всесоюзной конференции по изучению селей (Тбилиси, 1952 г.) рекомендовано грязекаменные сели именовать «связными или структурными», а водокаменные — «текучими или турбулентными». Нам представляется, что пользоваться такой терминологией не следует по ряду причин. Каждый из типов селей или селевых потоков и их отложения отличаются своим строением — структурой. Поэтому подчеркивать структурность только грязекаменных селей неправильно. Кроме того, такие сели не являются связными, они также подвижны и текучи, как и все другие, и отличаются от водокаменных только некоторой вязкостью. Связными являются не сели, а их отложения. Точно так же нельзя говорить о турбулентности движения только водокаменных селей. Все типы селей в силу неоднородности их состава, неровностей поверхности рельефа русел и днищ долин горных рек, большой и неравномерной скорости движения потоков в отдельных их частях, образующихся заторов и т. д. имеют турбулентный характер движения.

Сели или селевые потоки образуют определенный тип континентальных отложений, называемых пролювиальными. Они обычно слагают конусы выноса, пролювиальные шлейфы и покровы в устьях горных рек, речек и временных потоков, на предгорных равнинах и в межгорных впадинах. Описание пролювиальных отложений приведено в «Инженерной петрологии» [4].

Распространение селевых явлений и их роль в оценке хозяйственного использования территорий и строительстве сооружений. Сели, являясь одним из видов геологических явлений, распространены только в горных местностях. Они хорошо известны в Карпатах, Крыму, на Северном Кавказе и в Закавказье, во всех горных районах Средней Азии, в Прибайкалье и Забайкалье, в горных районах Дальнего Востока (рис. IV-1). Сели широко распространены во многих горных районах за рубежом. Обладая огромной живой силой, они часто благодаря

условиям их формирования (см. ниже) совершают большую геологическую работу по размыву, переносу и отложению обломочного материала. Эта эрозионная и аккумулятивная деятельность селей сопровождается разрушением территорий и сооружений, приносит значительный материальный ущерб, а в отдельных случаях человеческие жертвы. Сели на своем пути разрушают все: мосты, дороги, линии связи и электропередачи, трубопроводы, плотины,

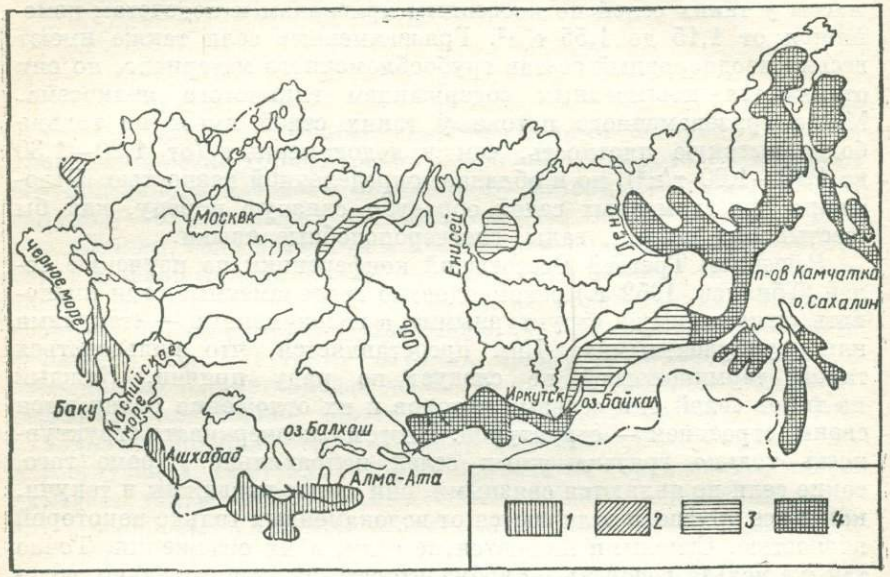


Рис. IV-1. Схема распространения селей на территории СССР (по А. И. Шеко).
1—4 — районы развития селей: *1* — интенсивного; *2* — средней интенсивности; *3* — слабой интенсивности, *4* — возможного.

гидроэлектростанции, сельскохозяйственные угодья, сады, плантации. В зоне действия селей под постоянной угрозой находятся многочисленные селения, рабочие поселки и даже целые города, например Алма-Ата и Тбилиси в Советском Союзе, Лос-Анджелес в США, многие города в Перу и др.

Известно много селевых катастроф. Так, например, в ночь с 17 на 18 августа 1891 г. в Тироле волна селевого потока из ущелья Австрийских Альп достигла высоты 18 м, в результате чего обширная территория в короткое время была покрыта толстым слоем грязекаменного материала. Неоднократно страдал от селей один из крупнейших городов на Тихоокеанском побережье США — Лос-Анджелес (25 января 1914 г., 1 января 1934 г. и 1 марта 1938 г.). Сель 1938 г. здесь вынес с гор грязекаменную массу объемом более 11 млн. м³ при среднем расходе 2000 м³/сек и причинил колоссальные убытки, погибло более 200 человек. 8 июля 1921 г., после сильного ливня в горах Заилийского Алатау,

на г. Алма-Ату обрушился грязекаменный сель, проходящий волнами через каждые 30—60 сек. Он принес в город более 3,5 млн. м³ твердого материала. В створе Медео его расход составил 1—1,5 млн. м³.

За последние десятилетия многочисленные селевые явления наблюдались в горных районах Средней Азии, на Кавказе, в Крыму, в Карпатах, в Забайкалье. Из зарубежных примеров наиболее известны селевые катастрофы 1970 г. в Перу, в результате которых погибло более 50 тыс. человек и 800 тыс. осталось без крова. Было разрушено несколько городов. Следует упомянуть о селе, который произошел в 1973 г. на р. Малой Алмаатинке. Селеопасность этого района известна давно. Поэтому с целью защиты г. Алма-Аты, наряду с другими мероприятиями, в долине Малой Алмаатинки в урочище Медео была построена каменно-земляная плотина высотой примерно 115 м. Возвели ее двумя направленными взрывами с последующей досыпкой механизмами до проектного профиля (рис. IV.2).

15 июля 1973 г. в 17 ч 55 мин местного времени в результате прорыва моренных озер в верховьях бассейна образовался сель, который устремился по троговой долине Мынжилки в русло Малой Алмаатинки [8]. Сформировавшийся грязекаменный поток за 2 ч заполнил емкость перед плотиной Медео и принес 4 млн. м³ селевых отложений. Максимальный расход селевого потока достигал 2—3 тыс. м³/сек, средний — 500 м³/сек. Вечером 16 июля по руслу Малой Алмаатинки прошли еще две селевые волны. 18 июля до нижней точки гребня плотины осталось около 6 м. Это, а также возможность повторных селей создавало угрозу перелива через плотину и требовало принятия срочных мер. Правительственная комиссия в качестве первоочередных мер рекомендовала: а) откачку воды и взвесей, скопившихся перед плотиной; б) засыпку горной массой пазухи в левом примыкании плотины, оставленной для устройства селесброса; в) организацию регулярных наблюдений за плотиной и за ледниковыми озерами; г) недопущение наполнения ледниковых озер; д) своевременный сброс из них воды в случае появления тенденции такого наполнения.

Первые две рекомендации позволили быстро получить дополнительную емкость для аккумулирования массы объемом до 4 млн. м³, т. е. того же объема, что и сель, прошедший 15 июля 1973 г. Таким образом, селезащитная плотина в урочище Медео позволила полностью аккумулировать массы селевого потока, надежно защитить расположенный ниже ущелья г. Алма-Ату и предотвратить катастрофу.

Изучению селевых явлений, особенно в Советском Союзе, уделяется большое внимание. Ведутся полевые и стационарные наблюдения, выявляются и оцениваются селеопасные районы, изучаются условия образования селей, разрабатываются меры борьбы с ними. Выполняются разнообразные мелиоративные

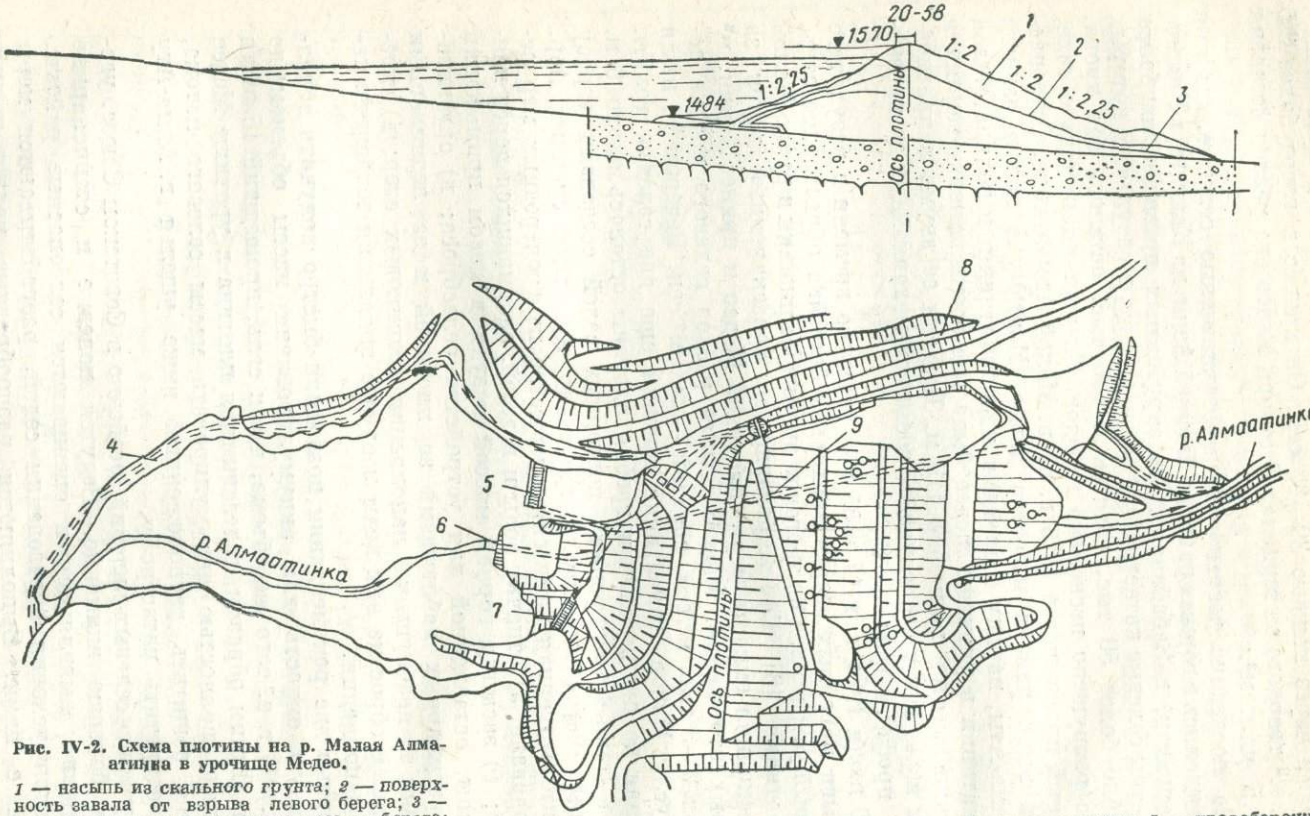


Рис. IV-2. Схема плотины на р. Малая Алмаатинка в урочище Медео.

1 — насыпь из скального грунта; *2* — поверхность завала от взрыва левого берега; *3* — поверхность завала от взрыва правого берега; *4* — труба для сброса воды р. Малой Алмаатинки; *5* — левобережный водоприемник; *6* — русловой водоприемник; *7* — правобережный водоприемник; *8* — селесброс; *9* — водосбросный туннель.

и строительные работы по защите территорий от селей. Приведенный выше пример строительства селеулавливающей плотины на р. Малой Алмаатинке для защиты г. Алма-Аты характеризует масштабы работ на отдельных участках.

Изучению селевых явлений посвящено очень много работ, библиографический список их состоит из сотен названий. Среди них большой известностью пользуются работы П. С. Непорожнего (1947 г.), Н. С. Дюрнбаума (1949 г.), М. С. Гогошидзе (1949—1966 гг.), И. В. Боголюбовой (1957 г.), И. И. Херхеулидзе (1947, 1967 гг.), С. М. Флейшмана (1955, 1970 гг.) и др.

Формирование селей. Сель, как и всякий паводок, связан в первую очередь с интенсивным стоком поверхностных (дождевых и талых) вод, которые размывают, смывают и переносят рыхлый материал, накапливающийся в водосборном бассейне горной реки, временного водотока или в какой-то их части. Статистические данные показывают, что в решительном большинстве случаев селевые явления связаны с интенсивными осадками ливневого характера; реже их формирование происходит при интенсивном таянии ледников и снега в горах. Известны примеры смешанного питания селевых паводков дождевыми и талыми водами. Наконец, селевые паводки возникают также при прорывах ледниковых (например, на р. Малой Алмаатинке в 1973 г.) и неледниковых озер и искусственных водоемов.

Как известно, водный баланс рек

$$Q = x - (z + u).$$

Так как селевые явления кратковременны и развиваются в горных, т. е. резкопересеченных, местностях, испарение z и инфильтрация u в пределах водосборных бассейнов по сравнению с количеством поступающих дождевых и талых вод x ничтожно малы. Следовательно, расход паводка Q должен определяться количеством дождевых и талых вод, поступающих в водосборный бассейн, скоростью и одновременностью их добегания до главного водотока, на котором формируется сель.

Скорость и одновременность добегания вод до главного водотока определяются размерами и формой водосборного бассейна и уклонами поверхности его рельефа. На рис. IV-3, *а* видно, что в условиях симметричной формы бассейна поверхностные воды поступают к створу n одновременно, создают высокий подъем уровней и резкое увеличение расходов. Величина расходов при прочих равных условиях будет зависеть от размера бассейна и интенсивности осадков. В условиях несимметричного бассейна (рис. IV-3, *б*) поверхностный сток будет зарегулирован, в створе n паводок будет нарастать постепенно, он может быть более продолжительным, но по своей величине (при других равных условиях) меньше, чем в симметричном бассейне.

Следовательно, климатические и часто микроклиматические условия водного питания горных рек, определяющие интенсивность стока поверхностных вод, т. е. гидрологические условия, являются первым и важнейшим фактором формирования селевых паводков. Это подтверждается тем, что случаи прохождения селевых паводков обычно хорошо согласуются с метеорологическими условиями.

Большая живая разрушительная сила селей возникает под влиянием гравитационных сил, которые обусловливают перемещение огромных водокаменных и грязекаменных масс с большими скоростями. Действие этих сил характеризует энергию рельефа и пропорционально превышению водосборного бассейна над базисом эрозии и величине уклонов поверхности его рельефа.

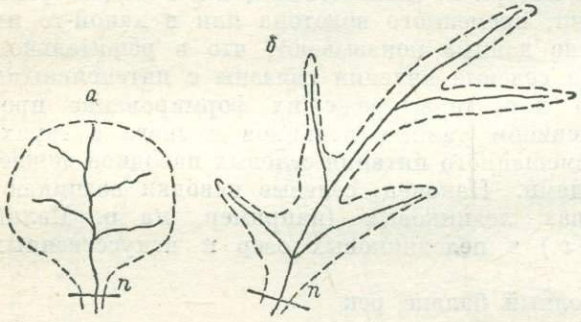


Рис. IV-3. Формы селевых бассейнов.
а — симметричная, *б* — несимметричная.

Следовательно, геоморфологические условия являются вторым непременным фактором формирования селей.

Наблюдения показывают, что долину наиболее селеопасных рек можно разделить на три части.

1. Верхняя часть (верховья реки), где долина расширена и по форме представляет собой полуцирк с крутыми (от 30—40 до 50—60°), участками отвесными склонами, покрытыми осыпями, каменными россыпями, со следами обвалов, разнообразных оползневых подвижек. Склоны часто расчленены глубокими промоинами, оврагами и логами, по которым со всех сторон стекают дождевые и талые воды, образующие основной поток. Это главная часть водосборного бассейна реки, здесь в основном и формируется селевый паводок. Площадь этой части водосбора может быть различной — от нескольких квадратных километров до многих десятков квадратных километров. Уклоны русла основного потока здесь достигают 30—50°.

2. Средняя (транзитная) часть долины, представляющая собой каньон, ущелье или узкую с крутыми и высокими склонами часть долины. Уклон русла реки сохраняется большим — до 25—30°. Река и в межень здесь часто занимает все днище долины, стекая одним потоком или несколькими среди нагромождений глыб, валунов и более мелкого обломочного материала. В паводок на-

сыщение потока обломочным материалом частично происходит и здесь за счет размыва русла реки, склонов долины и накоплений в их основании.

3. Нижняя (приустьевая) часть долины, постепенно переходящая в предгорную равнину или межгорную впадину. Эта часть долины представляет собой главным образом область выноса и накопления пролювиального материала. Здесь уклоны продольного профиля долины резко выполаживаются и живая сила потока ослабевает.

Такое строение долин характерно не для всех селеопасных горных рек и временных потоков, хотя наблюдается часто. Известны примеры, когда средняя (транзитная) часть имеет небольшое протяжение или почти отсутствует. В таких случаях в формировании селевого паводка участвует вся долина.

Главная водосборная часть долины горной реки может располагаться на различных абсолютных и относительных высотах. Для высокогорных бассейнов, расположенных выше верхней границы распространения леса, т. е. на отметках примерно выше 2500 м, характерно широкое распространение продуктов физического (морозного) выветривания, разнообразных коллювиальных накоплений в виде каменных россыпей, гряд, потоков, щебенистых осыпей и других образований, а также ледниковых (преимущественно моренных) отложений. В таких бассейнах при формировании селей наряду с дождевыми водами существенную роль играют талые воды ледников и снежников, а также прорывы вод из ледниковых озер. Сели, формирующиеся в таких бассейнах, очень опасны, они характеризуются большими объемами, расходами и огромной разрушающей силой.

В среднегорных бассейнах, располагающихся обычно на отметках от 1000—1200 до 2000—2500 м, наполнение паводков твердыми обломками происходит за счет размыва и смыва разнообразных образований — накоплений обвалов, осыпей, оползней, делювия, элювия, аллювия, реже моренных и водно-ледниковых. Формирование селевых паводков в таких бассейнах происходит главным образом за счет дождей ливневого характера. Сели здесь также достаточно опасны, хотя объемы их выносов и расходы обычно меньше, чем в высокогорных бассейнах.

В низкогорных бассейнах, располагающихся на отметках ниже 1000—1200 м, формирование селей происходит также главным образом за счет дождевых (ливневых) вод и самых разнообразных типов рыхлых образований — коллювиальных, делювиальных, элювиальных и аллювиальных. В составе этих отложений больше глинистых пород и глинистых примесей, так как здесь заметную роль играют процессы химического выветривания. Поэтому в таких бассейнах часто формируются грязекаменные сели.

Следует заметить, что грязекаменные сели возникают не только в пределах низкогорных бассейнов, так как на состав селевой массы влияет не только господствующий тип выветривания

в пределах бассейна, но и состав пород, слагающих бассейн. Если в строении горных массивов того или иного водосборного бассейна участвуют глинистые, карбонатно-глинистые, песчано-глинистые породы, рыхлый материал, образующийся при их разрушении, также будет в той или иной степени глинистым. Соответственно и селевый поток будет грязекаменным или грязевым. Объемы выносов и расходы селевых паводков в пределах низкогорных бассейнов обычно меньше, чем в других.

Важнейшим условием, определяющим формирование именно селевых паводков, является накопление рыхлого обломочного и глинисто-обломочного материала в пределах водосборного бассейна или в какой-то его части, доступной для смыва и размыва поверхностными речными, а также дождевыми и талыми водами. Этот материал может быть самым разнообразным по происхождению: коллювиальным, делювиальным, элювиальным, аллювиальным, ледниковым и водно-ледниковым. По своему составу он может быть также самым разнородным и состоять из разных по размеру глыб, обломков, валунов, гальки, щебня, песка, дресвы и гравия, супесей и суглинков. На формирование состава этого материала влияет как господствующий тип выветривания в пределах бассейна, так и еще больше состав пород, его слагающих, и степень их тектонической нарушенности и раздробленности. На состав рыхлого материала в пределах водосборного бассейна влияют также другие геологические процессы, принимающие участие в его образовании, такие как обвалы, осыпи, оползни, ледниковая и водно-ледниковая деятельность и др. Эти процессы на тех или иных участках водосборного бассейна создают очаги рыхлого материала, размываемого при паводках.

Важно заметить, что так как селевый поток возникает внезапно и развивается с большой скоростью («лавинно»), то сносимый и размываемый им рыхлый материал в процессе переноса не успевает подвергаться сколько-нибудь заметной дифференциации и сортировке, хотя и продолжает разрушаться, дробиться, обрабатываться и т. д. Поэтому селевые потоки, как водокаменные, так и грязекаменные, характеризуются большой неоднородностью состава твердого материала, и это надо считать одной из характерных их особенностей. В зоне же выноса и накопления рыхлого материала, где скорости потока резко снижаются, дифференциация и сортировка приносимого им материала заметны и существенны. Поэтому среди пролювиальных отложений обычно представляется возможным выделять различные фациальные разности [10].

Выше было отмечено, что в зависимости от высотного положения водосборного бассейна и, следовательно, его физико-географических условий изменяются тип и состав рыхлого материала. В высокогорных бассейнах благоприятны условия для накопления рыхлого обломочного материала. Наряду с этим здесь распро-

странены моренные и водно-ледниковые отложения. В пределах средне- и низкогорных бассейнов наряду с накоплением рыхлого обломочного материала характерно развитие на склонах разнообразных глинистых делювиальных, элювиальных, оползневых и других образований.

Из других геологических условий, влияющих на формирование селей, необходимо обратить внимание на тектонику района. Древние тектонические движения обычно обусловливают тектоническую нарушенность и раздробленность горных пород, зоны нарушений, брекчирования, милонитизации и др. Все это в дальнейшем облегчает их размыв и пополнение паводков твердым материалом. Поэтому зоны и участки большой раздробленности горных пород также являются очагами накопления рыхлого материала для селей. Новейшие и современные тектонические движения, во-первых, обычно поддерживают контрастность рельефа, его энергию и тем самым постоянно влияют на живую силу паводков и, во-вторых, вызывают землетрясения и как следствие массовое образование обвалов, осыпей, оползней, лавин, роль которых в накоплении рыхлого материала в пределах водосбора уже была отмечена.

Несмотря на то что рыхлые образования, накапливающиеся в пределах водосборных бассейнов, играют большую роль в формировании селей, свойства их, так же как и свойства селевой массы, почти никем и нигде не изучались, хотя знание этих свойств представляет несомненный интерес. Имеются только достаточно многочисленные данные об их гранулометрическом составе. Из свойств, характеризующих селевую массу, имеются данные о ее плотности, которая определена косвенным путем — методом расчета возможного предельного насыщения селевых потоков твердым материалом. Свойства отдельных фаций пролювиальных отложений изучены детально, но они совсем не характеризуют рыхлые образования водосборов и селевую массу.

Среди специалистов, занимающихся изучением селей, нет единого мнения о том, как влияет физическое состояние рыхлых образований на водосборе на формирование селей. Так, М. В. Великанов (1948 г.), С. М. Флейшман (1948, 1970 гг.), М. С. Гогошидзе (1949 г.), Л. Н. Леонтьев (1949 г.), И. В. Боголюбова (1957 г.) в своих работах отмечают, что селевые потоки могут образовываться лишь после длительной засухи. И. В. Боголюбова, в той или иной степени отражая такую точку зрения, пишет: «...для формирования мощных грязекаменных (связных) потоков, образующихся в бассейнах, сложенных плохо проницаемыми глинистыми породами, обязательным условием является наличие перед ливнями периода засухи, за время которой на склонах бассейна образуется необходимое количество тонкодисперсных частиц» [1, с. 143]. П. С. Непорожний (1947 г.), Н. С. Дюрнбаум (1949 г.), наоборот, считают, что благоприятными для образования селей являются условия, когда ливни наступают в конце

длительного дождливого периода. П. С. Непорожний прямо указывает: «Имеет также значение предварительная подготовка бассейна перед ливнем. Например, если предварительно несколько дней шел обложной дождь и потом прошел ливень большой интенсивности, то в таком случае можно ожидать катастрофических селевых паводков» [11, с. 22].

Из приведенного видно, какие противоположные точки зрения имеются относительно условий, благоприятствующих образованию селей, связанных с физическим состоянием рыхлых образований на водосборе. Отметим, что кроме указанных существуют еще и мнения Е. П. Коновалова, И. Г. Есьмана и В. Н. Гончарова и других. Нам представляется, что при решении этого вопроса необходимо учитывать следующее. Атмосферные условия в долинах горных рек, и в том числе в пределах селеопасных водосборов, обусловлены влажным и избыточно влажным микроклиматом. Здесь часты туманы, дожди, интенсивное увлажнение почв и горных пород за счет конденсации влаги из воздуха, а в высокогорных бассейнах от таяния снега и льда. В средне- и низкогорных бассейнах склоны часто затенены, покрыты лесом и кустарником, снег задерживается здесь нередко до лета.

В пределах горных водосборов имеют место выходы сосредоточенных и рассеянных источников подземных вод, постоянных и иссякающих. В наиболее высокогорных частях бассейнов известны участки распространения многолетней мерзлоты и т. д. Для таких условий периоды засух в буквальном смысле слова не характерны, и там, где на склонах распространены глинистые образования, они всегда значительно увлажнены или даже постоянно водонасыщены. Грубообломочный материал обычно достаточно дренирован благодаря большим уклонам рельефа и хорошей его водоотдаче.

Кроме того, даже тогда, когда в пределах водосборных бассейнов наступают «маловлажные» периоды, они никак не будут способствовать сколько-нибудь значительному накоплению тонкодисперсных частиц на склонах. В такие периоды глинистые породы могут покрываться трещинами под влиянием усадки, расслаиваться, распадаться на обломки, и, наоборот, при увлажнении они обычно размокают, размягчаются, некоторые разности набухают, приобретают неустойчивую консистенцию, резко снижают сопротивление сдвигу, быстро или медленно сползают, легко размываются и смываются. Следовательно, относительно физического состояния рыхлых образований на водосборном бассейне двух мнений быть не может. Предварительные дожди перед ливнем всегда будут больше способствовать подготовке рыхлого и глинистого материала на горных склонах бассейнов для их размыва и смыва и соответственно формированию селей.

Заканчивая рассмотрение условий формирования селей, важно также обратить внимание на большую роль в развитии этих процессов деятельности человека, проявляющейся в нарушении есте-

ственных равновесий, сложившихся в природе. Вырубка леса, распашка и разработка земель, массовый выпас скота, различные виды строительства на склонах и в долинах рек, разработка горных пород и полезных ископаемых и другие мероприятия сильно изменяют микроклиматические и гидрологические условия, режим поверхностного стока, устойчивость почв и горных пород и сопротивляемость их размыву и смыву. Поэтому вся эта деятельность человека также является одним из важнейших условий формирования селей.

Таким образом, главнейшими условиями, от которых зависит образование селей, являются следующие.

1. Климатические и микроклиматические условия района, с которыми связано неравномерное распределение осадков, образование ливней, накопление снега и ледников и бурное их таяние в определенные летние периоды.

2. Геоморфологические условия, определяющие размеры и форму водосборных бассейнов, высотное их положение, уклоны поверхностей рельефа и строение долин горных рек и временных водотоков.

3. Геологические условия, определяющие накопление рыхлого материала в водосборных бассейнах или в некоторых их частях, развитие разнообразных геологических процессов (выветривание, гравитационные и др.), участвующих в образовании этого материала, а также древние, новейшие и современные тектонические движения.

4. Деятельность человека, вызывающая нарушение естественных природных равновесий на водосборах.

Причиной же селевых процессов, их движущей силой, являются паводки — интенсивный поверхностный сток в результате ливней, бурного таяния снега и ледников в горах, а иногда прорывы вод из естественных и искусственных водоемов.

Динамика селевых процессов. Для того чтобы яснее представить динамику развития селя, рассмотрим один из примеров — Иссыкский сель. В долине р. Иссык, в 60 км от г. Алма-Аты, на высоте 1800 м над уровнем моря было расположено красивейшее альпийское оз. Иссык с живописными берегами и бухтами. Как установлено специальными исследованиями, оно возникло примерно 8 тыс. лет назад, когда грандиозный обвал обрушился в ущелье р. Иссык. Выше каменного завала, создавшего плотину, образовалось озеро длиной почти 2 км, с наибольшей шириной 800 м и глубиной до 57 м. Оно вмещало 18 млн. м³ воды. Летом оно становилось еще глубже вследствие притока талых вод с гор, часто вода достигала гребня каменного завала, и тогда в ущелье низвергался широкий водопад. Озеро постоянно привлекало много туристов, экскурсантов и отдыхающих Теперь этого озера нет.

Катастрофический сель 7 июля 1963 г. прорвал водоудерживающую плотину (завал), и в ее теле от гребня до основания

образовался глубокий, 60-метровый каньон. Динамика развития этого селя, по сообщениям очевидцев, была такой. 7 июля, в воскресенье, стояла теплая солнечная погода. В 13 ч дня небо над озером внезапно потемнело, а затем в горах послышался раскат грома, который становился все сильнее, будто с гор надвигалась гроза. Так же внезапно и быстро стал повышаться уровень воды в р. Иссык, и сверху по ней надвигался мутный пенящийся вал высотой примерно 1 м. Стремительный нарастающий грохот быстро усиливался, и вдруг из-за поворота ущелья вырвался черный грязекаменный вал высотой 12 м. Этот вал с грохотом обрушился в озеро, и взметнувшаяся волна резко ударила в плотину. Вслед за первым валом в озеро ударил второй, примерно такой же высоты, затем третий и еще ряд. При каждом ударе вспенившаяся вода перекатывалась через гребень завала и водопадом низвергалась в ущелье. Восемь часов такие волны штурмовали плотину-завал, и в конце концов образовался прорыв, который быстро превратился в глубокий каньон. В 22 ч бурный поток из озера ринулся вниз по долине, сметая все на своем пути.

Сразу же после этих событий на озере Управлением гидрометеослужбы Казахской ССР была организована экспедиция в верховья долины, которая установила, что причиной селя явился прорыв моренного озера в результате интенсивного таяния снега в районе ледника Жерсай. Хлынувший поток на поворотах ущелья последовательно прорывал образующиеся завалы, в результате чего двигался волнами-валами, которые в узких местах ущелья достигали высоты 35—40 м.

Так можно представить себе динамику развития селей по одному из характерных и широко известных примеров 70-х годов. Возникают они обычно внезапно, главным образом летом (в июле — августе), реже весной и еще реже осенью. Как правило, кратковременны, проходят в течение от 3 до 5—8 ч, редко больше. Внезапно возникают и так же резко заканчиваются.

Статистика показывает, что повторяемость селей неопределенна. На отдельных горных реках катастрофические сели повторяются через неопределенное число лет, сели меньших расходов бывают чаще, а на некоторых реках происходят почти ежегодно. Импульсом, вызывающим их образование, причиной, движущей силой являются ливни, интенсивное таяние снега и ледников или прорывы из водоемов, т. е. массы воды, «мгновенно» поступающие в водосборный бассейн. Стекая с большими скоростями со склонов, они смывают и размывают рыхлый материал, концентрируются вначале в малые, а затем в большие потоки с нарастающей живой силой, формируют поток (паводок) на основном водотоке. Последний с огромными скоростями (от 3 до 8, реже до 12 м/сек) устремляется вниз по течению, продолжая смывать и размывать там, где возможно, русло, берега, склоны долины и накопившийся в их основаниях обломочный материал обвалов, осыпей, оползней и др. Расходы таких водокаменных или грязекаменных павод-

ков на отдельных реках могут достигать 500—1000 и даже 2000—2500 м³/сек.

Движение селевых паводков обычно имеет заторный характер вследствие образующихся завалов (заторов), которые прорываются под напором накапливающихся масс и затем волнами-валами распространяются вниз по течению дальше, разрушая на своем пути все препятствия. Завалы из грубообломочного материала, стволов деревьев и т. д. обычно образуются в сужениях долины, в ущельях, в местах резких поворотов долины, в зоне обвалов, оползней и др. В расширенных участках долин, в приустьевых частях, в местах выхода горных долин на предгорные равнины или в межгорные впадины, где скорости потоков резко уменьшаются, происходят накопление и нагромождение обломочного и глинисто-обломочного материала, образующего пролювиальные отложения.

Масштабы и соответственно последствия селевых паводков бывают различные, что связано с условиями их формирования. Поэтому при прогнозе этих явлений необходимо изучать и оценивать возможные условия их формирования. Для предварительной характеристики масштаба явления и возможных его последствий можно пользоваться 10-балльной шкалой, приведенной в табл. IV-1.

Защита от селевых явлений. Борьба с селевыми явлениями — это также защита природы, окружающей среды, жизни и деятельности человека. Опыт борьбы с селевыми явлениями в СССР и за рубежом показывает, что она только тогда эффективна, когда применяется комплекс мероприятий, предупреждающих формирование селей, либо локализующих их, либо ограждающих от их опасного разрушительного действия. Ставить таким образом задачу борьбы с селевыми явлениями — это значит ставить и решать задачу управления ими. Естественно, что из этого общего правила могут быть исключения, связанные с необходимостью быстро решать задачу, например, при защите от катастрофы населенного пункта, промышленного объекта и т. д. В таких случаях возводят какое-либо защитное сооружение, а впоследствии осуществляют остальной комплекс мероприятий. Примером такого решения может служить постройка плотины на р. Малой Алмаатинке для защиты г. Алма-Аты.

Переходя к рассмотрению вопроса о выборе мероприятий по защите от селевых явлений, следует заметить, что шаблона в этом быть не должно, в каждом конкретном случае должен быть индивидуальный подход в зависимости от размера, формы и высотного положения водосборного бассейна, условий водного питания селя, расположения участков и очагов накопления твердого материала и других условий формирования селевого паводка. Важно также учитывать возможный масштаб явления и государственное значение защищаемых территорий и объектов. В комплекс селезащитных мероприятий входят:

1) организация службы режимных наблюдений в пределах водосборного бассейна и селеопасного района;

Таблица IV-1

ШКАЛА ИНТЕНСИВНОСТИ СЕЛЕВЫХ ПАВОДКОВ; ПО С. Г. РУСТАМОВУ (1956 г.)

Балл	Характер селевого потока	Разрушающее действие потока
1	Слабый	Небольшие размывы русел и берегов; разрушений строений и сооружений не наблюдается
2	Средний	Затапливается прилегающая к руслу местность, и заносятся земельные угодья
3	Довольно сильный	Затапливается и заносится прилегающая местность, частично сносятся малоустойчивые строения и другие сооружения в пойме
4	Сильный	Большие размывы, снос и частичное разрушение многих строений и сооружений, затопление садов, посевов, огородов и отдельных улиц в населенных пунктах
5	Очень сильный	Сносятся и полностью разрушаются многие строения и сооружения, расположенные в пойме, размывается на отдельных участках полотно железных и автомобильных дорог, заносятся отдельные кварталы в населенных пунктах, уничтожается часть затопленных посевов
6	Разрушительный	Сносятся и разрушаются отдельные капитальные строения и сооружения, каменно-хворостяные защитные дамбы и телефонно-телеграфная сеть. Поток с корнем вырывает отдельные большие деревья
7	Опустощительный	Частично заносятся и разрушаются головные водозаборные сооружения оросительных каналов и ГЭС, бетонные защитные дамбы, затапливаются целые кварталы и улицы, уничтожаются селения
8	Уничтожающий	Полностью разрушаются головные водозаборные сооружения оросительных каналов и ГЭС, бетонные защитные дамбы, уничтожаются селения, сносятся каменные и бетонные мосты
9	Катастрофический	Сносятся железобетонные сооружения, уничтожаются и разрушаются населенные пункты
10	Стихийное бедствие	Полностью уничтожаются и разрушаются населенные пункты, сооружения, посевы, средства связи, дороги

2) устройство охранных зон;

3) выполнение лесомелиоративных работ;

4) выполнение работ по регуляции поверхностного стока на склонах водосборного бассейна;

5) сооружение регулирующих и улавливающих сооружений в руслах потоков;

6) строительство каналов, селеспусков и других сооружений для организованного пропуска селевых паводков;

7) строительство защитных, ограждающих сооружений;

8) выполнение разнообразных профилактических работ.

Из приведенного перечня следует, что защита от селевых явлений — работа сложная, она должна вестись систематически и, главное, своевременно, т. е. выполняться до возникновения катастрофического селевого паводка. Практика показывает, что выполнение этой работы всегда является оправданным. Промедление или недооценка необходимости выполнения селезащитных работ обходятся обычно дорого. Естественно, что защита от селевых явлений должна осуществляться по специальным проектам, детально обоснованным инженерно-геологическими материалами. Проектом может предусматриваться осуществление всего комплекса перечисленных выше работ или только части из них в зависимости от конкретных условий рассматриваемого водосборного бассейна. В проекте должен также быть обоснован порядок (последовательность) осуществления селезащитных мер, как временных, так и постоянных.

Служба режимных наблюдений должна вести следующие наблюдения: метеорологические (температура воздуха, количество и распределение атмосферных осадков, накопление снежных масс и др.), гидрологические (расходы и скорости потоков, их уровенный режим, а также режим ледниковых озер и искусственных водоемов, режим ледников и др.) и геологические (накопление рыхлого материала в зонах, доступных для смыва и размыва, образование осыпей, обвалов, оползней и других явлений, создающих очаги рыхлого материала, образующих завалы, заторы, способствующие возникновению селеопасных паводков). Режимные наблюдения должны служить основой для краткосрочных и долговременных прогнозов возможности образования селевых паводков и предупреждения катастроф.

Охранные зоны создают в пределах водосборных бассейнов. В этих зонах ограничивается или запрещается выполнение каких-либо хозяйственных и строительных работ, нарушающих сохранность лесов, дернового (растительного) покрова, способствующих разрыхлению с поверхности горных пород, создающих отвалы и отсыпку рыхлого материала, легко смываемого и размываемого и др.

Важнейшим видом работ в комплексе селезащитных мероприятий является лесомелиорация, влияющая на формирование определенного микроклимата в пределах водосборного бассейна, регуляцию поверхностного стока, закрепление и защиту рыхлого материала от смыва и размыва и другие факторы формирования селевых паводков. Поэтому посадку лесных полос, участков и других форм лесоразведения, посадку кустарников и одерновку склонов следует считать непременным видом работ по предупреждению образования селей. С этой же целью на отдельных участках сооружают нагорные и водоотводные канавы, производят обвалование (устраивают валы вдоль склонов) и террасирование склонов, их планировку и в отдельных случаях выполаживание.

Рис. IV-4. Схема расположения селезащитных сооружений в бассейне реки.

1 — плотина-запруда; *2* — струенаправляющая дамба.

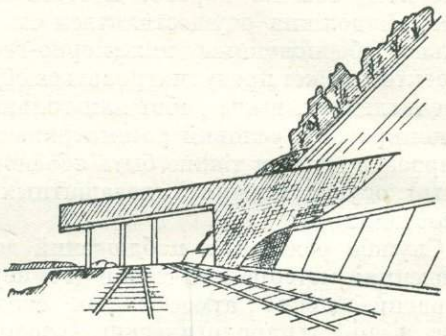


Рис. IV-5. Железобетонный селедук для организованного сброса селя над полотном дороги.

Рис. IV-6. Сквозной селеулавливатель.

Для регуляции поверхностного стока в руслах рек строят запруды (рис. IV-4), полузапруды, наносоулавливатели, наносоудерживающие дамбы и разнообразные сквозные фильтрующие селезащитные сооружения и устройства. С этой целью, например, поперек потоков на тросах натягивают металлические сетки, устанавливают металлические стойки, возводят фильтрующие ряжевые перемычки, каменно-набросные дамбы и сквозные селеулавливатели из сборного железобетона (рис. IV-6).

Для организованного пропуска селей в обход сооружений, населенных пунктов и ценных территорий устраивают каналы — селесбросы, строят струенаправляющие дамбы, селедуки (рис. IV-5) и другие сооружения. Наконец, для непосредственной защиты городов, сооружений и территорий возводят защитные, оградительные сооружения в виде дамб и плотин.

В защиту от селевых явлений входит также выполнение разнообразных профилактических мероприятий: наблюдения за состоянием и работой каждого построенного сооружения, их ремонт, восстановление после деформаций и разрушений, расчистка каналов, селеулавливателей и др. Кроме того, профилактическая служба должна наблюдать за выполнением правил землепользования и в целом правил по охране природы.

ГЛАВА V

БОЛОТА, ЗАБОЛОЧЕННЫЕ ТЕРРИТОРИИ И ИХ ОСВОЕНИЕ

Определение понятий. Участки земной поверхности, на которых в течение большей части года наблюдается избыток влаги, скапливающейся на поверхности земли или насыщающей почву и подпочвенные горизонты горных пород, и покрытые влаголюбивой болотной растительностью (осока, хвощи, мхи и др.), называют заболоченными. На заболоченных участках мощность болотных отложений мала или они только начинают накапливаться. Участки, где в результате заболачивания происходит накопление растительных остатков и образовался торф, называют болотами.

Следовательно, заболоченные территории следует рассматривать как начальную стадию образования болот, отличительным признаком которых является наличие торфа, залегающего с поверхности или в толще болотных отложений. Всесоюзная конференция по болотному кадастру в 1934 г. рекомендовала называть болотом избыточно увлажненный участок земной поверхности, покрытый слоем торфа мощностью не менее 30 см в неосушенном и 20 см в осушенном состоянии. Таким образом, в этих рекомендациях был дан даже некоторый числовой критерий для отнесения определенных земельных участков к категории болот. Болота, в пределах которых залежи торфа имеют достаточную мощность (обычно более 0,7 м) на площадях, образующих промышленные запасы, выгодные для разработки, называют торфяными месторождениями или торфяниками.

Из приведенных определений следует, что строительство сооружений на болотах и заболоченных территориях — это проблема освоения избыточно увлажненных территорий и частично территорий, в пределах которых могут быть распространены болотные отложения.

Как известно, болотные отложения по инженерно-геологической классификации относятся к породам особого состава, состояния и свойств (пятая группа), характеризующимся специфическими свойствами, требующим специальных методов исследований и индивидуальной оценки [5]. В строительном отношении они являются слабыми образованиями, сильно и неравномерно сжимаемыми. При выборе мест расположения сооружений стараются

по возможности избегать участков, сложенных такими отложениями. Все это показывает, что строительство на болотах и заболоченных территориях — это строительство в особых условиях. Так как такие территории распространены широко, при проектировании и строительстве многих типов сооружений, особенно линейных (дороги, линии электропередачи и др.), а также при освоении территорий для сельскохозяйственного производства с ними приходится встречаться часто.

Распространение болот и заболоченных территорий. Заболоченные земли и болота занимают около 10% территории СССР, т. е. огромные площади главным образом в зоне лесов — в климатической зоне избыточного увлажнения, там, где количество выпадающих осадков превышает их испарение. На этой площади 71,5 млн. га занимают собственно болота, содержащие более 60% мировых запасов торфа [9].

Распространение болот и заболоченных земель неравномерно. В европейской части СССР больше всего они распространены на севере и северо-западе, в зоне лесов. Заболоченность территории здесь достигает 40%. В зоне тундры она еще выше. К югу и юго-востоку заболоченность уменьшается, и в зоне лесостепей она значительно менее 10%, а в степной зоне не превышает 1,5%. Южнее Киева — Рязани и Пензы так называемые верховые (моховые) болота отсутствуют, здесь встречаются только низинные (луговые) болота. Торфяники сосредоточены главным образом в зоне хвойных и отчасти в зоне смешанных лесов.

Болота и заболоченные земли широко распространены в пределах низменностей, где наблюдаются разливы рек и высокое стояние уровня подземных вод. В этом отношении большой известностью пользуются Мещёрская, Полесская, Молого-Шекснинская, Ловатско-Волховская, Среднелитовская, Прибалтийская, Причерноморская и Прикаспийская низменности. Они также широко развиты в дельтах и на поймах рек Волги, Кубани, Днепра, Куры, Риони (Колхидская низменность) и др. Распространение болот и заболоченных земель в Сибири подчиняется примерно тем же закономерностям, что и в европейской части СССР. Здесь они расположены в Барабинской низменности, в долинах рек Оби, Енисея, Иртыша и др.

Освоением болот и заболоченных земель в Советском Союзе занимаются уже давно; выполнен большой объем мелиоративных работ в различных районах. В плане развития народного хозяйства в девятом пятилетии мелиорация земель была поставлена как задача огромной государственной важности. В постановлении ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 20 марта 1974 г. «О мерах по дальнейшему развитию сельского хозяйства Нечерноземной зоны РСФСР» намечена дальнейшая программа мелиоративных работ, осуществление которой начато в 1976 г. Как отмечают специалисты («Правда» от 24 октября 1974 г.), заглядывая в завтрашний день обновленных земель, уже сейчас можно

представить, как изменятся природные условия на обширных территориях, какие огромные резервы сельскохозяйственного производства будут приведены в действие.

Однако, обращая внимание на такие хорошие перспективы, отметим, что иногда неумелое обращение с природой, недоучет определенных условий или нарушение государственного закона об охране природы приводят к нежелательным результатам. Так, например, в некоторых районах Брянской, Смоленской и Калининской областей ошибки при выполнении мелиоративных работ повлекли за собой обмеление важных рек, нанесли ущерб лесному хозяйству, ухудшили водный режим сельскохозяйственных угодий. После осушения земель здесь настойчиво ставится вопрос об их орошении. В Навлинском районе Брянской области неправильно запроектированные работы привели к чрезмерному понижению уровня грунтовых вод на обширных площадях государственного лесного фонда. Исчезло несколько ценных для района озер, на некоторых лугах резко снизилась урожайность трав. В Брасовском районе на землях ряда колхозов в результате переосушения территорий укосы трав уменьшились в 1,5—2 раза. Эти примеры не единичны. При выполнении мелиоративных работ нередко вырубают прибрежные водоохранные леса, без раздумья осушают верховые болота, где расположены истоки рек, необоснованно глубоко закладывают дренажи. Все это показывает, что коренное улучшение земель требует детального инженерно-геологического обоснования в каждом конкретном районе, с учетом всех природных условий.

Образование болот и заболоченных территорий. Болота образуются в тех местах, где имеется избыток влаги, насыщающей самые верхние горизонты отложений земной коры или застаивающейся на ее поверхности. Наиболее благоприятными условиями для образования болот являются влажный климат, равнинный рельеф или пониженные элементы рельефа и близкое к поверхности земли залегание подземных вод. Развитие болот обычно сопровождается появлением болотной растительности и накоплением растительных остатков при ее отмирании.

Образование болот может быть связано либо с заболачиванием суши, либо с зарастанием водоемов. Общие закономерности заболачивания суши состоят в следующем. Избыточное увлажнение участка суши ухудшает аэрацию почвы и вредно отражается на жизнедеятельности произрастающей здесь древесной, кустарниковой и травянистой растительности. Такое изменение условий постепенно вызывает отмирание одних растений и развитие других, обычно травянистых, более влаголюбивых. Остатки отмерших растений вследствие недостатка кислорода медленно и слабо разлагаются и образуют первые скопления торфа. Торф, обладая большой влагоемкостью, еще больше способствует аккумуляции влаги и затруднению аэрации почвенных горизонтов. Если растения, произраставшие здесь прежде, могли свободно получать

минеральные соединения из почвы, то теперь вынуждены развивать свою корневую систему в торфе. Все это приводит к дальнейшей смене растительных ассоциаций и развитию других, менее требовательных к условиям окружающей среды. В конечном итоге на такой заболоченной территории расселяются такие сообщества растений, как мхи.

Заболачивание суши может происходить различными способами. Болота могут образовываться на ровных плоских поверхностях или в понижениях рельефа, где скапливаются дождевые и талые воды, а испарение недостаточно. Такие верховые (моховые) болота особенно широко распространены на водораздельных пространствах, часто занятых лесами. Главным торфообразователем в них является белый сфагновый мох; в составе болотных отложений всегда наблюдается небольшое содержание примесей терригенного материала, так как условия для его привноса здесь неблагоприятны. Поэтому торф таких болот малозольный.

Сфагновые мхи, нарастая, образуют материал для накопления мощных толщ торфа (до 6 м и более) в центре болота и меньшей мощности на его периферии, где водное питание болота происходит частично и за счет притока более минерализованных вод. Поэтому верховые болота часто имеют выпуклую форму. На таких болотах кроме сфагновых мхов растут также угнетенная сосна, мелкие кустарники и некоторые травянистые растения. В результате торфы таких болот могут быть моховыми, травяно-моховыми, травяными и древесными.

Образование болот может происходить также на пологих склонах и в их основании вследствие избыточного увлажнения рыхлых отложений подземными и атмосферными водами. Такие болота имеют смешанное водное питание, и их обычно относят к типу переходных. Образование торфа здесь происходит за счет разложения мхов, травяной, кустарниковой и древесной растительности. Осадки таких болот имеют повышенное содержание минеральных примесей, так как условия для их привноса благоприятны. Торф обладает средней зольностью. Он нередко переслаивается с глинистыми и песчано-глинистыми отложениями делювиального происхождения.

Широко распространено заболачивание суши в местах периодических разливов рек, затапливания и подтапливания пойменных террас и аллювиальных равнин. Болота образуются и на приморских равнинах при периодическом затапливании их морем. Вследствие того, что развитие таких болот происходит на пониженных участках рельефа, их обычно называют низинными или луговыми. Основным источником водного питания их являются поверхностные речные, озерные или морские воды, а также грунтовые аллювиальные воды, нередко с повышенной минерализацией. Торф низинных болот образуется при разложении травянистых растений (осок, камышей, тростников и др.), зеленых гипновых мхов, а также кустарниковой и древесной

растительности. Этот торф содержит большое количество минеральных примесей, нередко образующих слои и горизонты ила и песчано-глинистого материала.

В отложениях низинных болот встречаются также горизонты погребенных почв. Для этих отложений весьма характерным признаком является слоистость. Она подчеркивается развитием слоев, горизонтов и линзовидных залежей, состоящих преимущественно из минеральных осадков, накапливающихся в периоды разливов и половодий, чередующихся со слоями, богатыми органическими остатками, образующимися при меженных уровнях. В северо-западных районах европейской части СССР известны примеры переслаивания торфа с мощными слоями иольдиевых глин, отложившихся в период трансгрессии иольдиевого моря. Торф низинных болот обладает повышенной или высокой зольностью.

Общеизвестно образование болот за счет зарастания озерных водоемов растительностью или путем нарастания сплавины (растительного покрова) на поверхности водоема. В обоих случаях заболачивание водоема сопровождается накоплением на его дне минерального и органического ила. Зарастание водоема происходит водными и водно-болотными растениями, укрепляющимися на его дне. При этом на водоемах с отмелыми берегами они распределяются поясами по зонам в зависимости от глубины и расстояния от берега. Мелководную зону занимают осоки, на глубине 1—1,5 м — тростники и камыши, а в более глубоких местах, до 2—2,5 м, распространены водяные лилии и рдесты. Каждая группа растений, отмирая, образует на дне водоема остатки в виде стеблей, листьев и корневищ, которые, постепенно разлагаясь, образуют торф. В это время в наиболее глубоководной части водоема накапливаются минеральные и органические илы, из которых образуются озерные глины, мергели, пески, сапропели и другие отложения. Постепенное обмеление водоема вызывает перемещение береговой линии внутрь его, в результате на пологом склоне дна водоема отлагаются новые слои, располагающиеся по тем же зонам глубин. Последовательное отложение растительного материала и ила создает слои болотных отложений из торфа и минеральных образований. Так водоем постепенно мелеет и затем оказывается полностью заполненным болотными отложениями.

Заболачивание водоема может происходить и путем развития сплавины в виде надвигающегося с берега по воде зыбучего покрова из стеблей и корневищ цветковых растений и мха. Сплетение стеблей и корневищ растений образует в этом случае плавающий по водной поверхности растительный массив, под которым накапливается ил, обычно имеющий текучую консистенцию. Такой способ заболачивания обычно наблюдается на водоемах, имеющих приглубые берега.

Таким образом, при образовании болот в них накапливаются определенного типа осадки, состоящие из растительных остатков,

органических и минеральных седиментов (минеральный и органический илы).

Состав и свойства болотных отложений. В разрезе болотных отложений наиболее характерным и определяющим их строительные качества является торф. Кроме торфа и привнесенного терригенного песчано-глинистого материала, тесно связанного с торфом, в составе болотных отложений имеются еще и другие седименты, которые представлены следующими двумя группами: а) седименты, богатые органическими веществами (органический ил), и б) седименты, состоящие главным образом из минеральных образований (минеральных илов) и кремнистых, известковистых, марганцевых, железистых отложений.

Органический ил озерных водоемов формируется из планктонных организмов, водорослей и цветковых растений, населяющих водоем, частично привнесенного органического вещества в виде хлопьев гумуса (дю), а также некоторого количества неорганического тонкодисперсного материала. Органические илы под влиянием диагенеза образуют сапропель, т. е. отложения пресноводных бассейнов преимущественно органического происхождения, находящиеся в начальной стадии литификации (углефикации).

В условиях естественного залегания сапропель имеет бурый, зеленоватый или черный цвет, обычно вязко-текучее или пластичное состояние, высокую влажность (сотни и тысячи процентов), жирный на ощупь. В зависимости от состава минеральных примесей сапропели могут быть песчанистыми, глинистыми, известковистыми; при содержании диатомовых водорослей — диатомовыми, а других остатков растений — тонкодетритовыми и грубодетритовыми. От торфа сапропель резко отличается по внешнему виду, физическому состоянию и составу органического вещества.

Плотность органо-минеральной части сапропелей изменяется в зависимости от содержания органики от 1,40—1,50 до 2,40—2,65 г/см³. Плотность сапропелей естественного сложения и влажности мала и обычно изменяется от 0,15—0,25 до 0,5—0,6 г/см³. Коэффициент пористости достигает значений от 5 до 30. Предел пластичности изменяется от 100—120 до 250—350%, предел текучести — от 200—300 до 500—800%, а число пластичности — от 100—150 до 300—400%. В условиях естественного залегания сапропели, как правило, находятся в жидко- или вязко-текучем состоянии, слабоводопроницаемы и очень влагоемки. В соответствии с их физическим состоянием они характеризуются очень малой прочностью и большой деформацией при малых нагрузках. Условное сопротивление их пенетрации (условное предельное сопротивление сдвигу) измеряется грамм-силами на квадратный сантиметр.

Минеральные илы формируются преимущественно из привнесенного терригенного песчаного и глинистого материала. Этот материал образует прослои, слои, линзы супесей, суглинков, глин и песков в толще болотных отложений, подстилающих или

перекрывающих торф или переслаивающихся с ним. Среди таких отложений встречаются известковистые разности, например озерный мергель, образующийся при участии хемогенных и органогенных процессов.

Избыточное увлажнение болотных отложений обусловливает слабую аэрацию, с чем связано широкое развитие в них восстановительных процессов. Некоторые химические элементы, например железо, марганец и др., переходят в закисные формы. В результате процессов восстановления образуются вивианит [$Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$)], сидерит ($FeCO_3$), пирит (FeS_2) и другие минералы, слагающие слои, прослои, залежи неправильной формы и линзы в толще болотных отложений. В условиях кислой среды, характерной для болотных отложений, двухвалентное железо приобретает высокую подвижность и мигрирует, часто вместе с органическими соединениями. В связи с этим болотные воды нередко бывают богаты железом. Следует заметить, что разложение органических остатков сопровождается также образованием летучих органических соединений, например метана (болотный газ), которые часто способствуют развитию процессов всплывания торфа при затоплении болот во время половодий и наполнения водохранилищ.

Наиболее характерным типом болотных отложений является торф. Это порода органического происхождения, образовавшаяся в результате накопления и разложения органических остатков, главным образом растительных, в болотах и на заболоченных участках, содержащая примеси песчано-глинистого материала. Он является основным генетическим типом болотных отложений. По строительным нормам и правилам (СНиП II-Б.1—62) торфом называется порода, содержащая более 60% растительных остатков. Породы, содержащие от 10 до 60% растительных остатков, называются заторфованными.

Торф по внешнему виду, в зависимости от степени разложенности растительных остатков (гумификации), представляет собой более или менее волокнистую, землистую или пластичную вязкую массу бурого цвета с различными оттенками от светло-бурого до темно-бурого и черного. Сухое вещество его состоит из растительных остатков разной степени гумификации, гумуса (хорошо или полностью разложившейся органики) и минеральных веществ.

Процесс разложения органических веществ, как известно, сводится к обогащению их углеродом и к обеднению кислородом. Этот процесс протекает при участии грибков и бактерий. Торф образуется при избытке влаги и при отсутствии или слабом доступе кислорода. Накапливаясь, он образует слои, пласты или залежи среди других болотных образований или слагает их полностью. Поэтому торф может залегать как непосредственно с поверхности земли, так и быть погребенным под другими отложениями на той или иной глубине, в соответствии с чем толща болотных отложений может иметь простое или сложное строение.

В зависимости от состава растительного материала, за счет которого происходит формирование торфов, среди них различают: моховой (гипновый, сфагновый), травяной (осоковый, тростниковый, хвощовый и др.), кустарниковый, древесный (табл. V-1).

Название торфа дается по преобладающему в нем составу растений-торфообразователей, содержание которых должно составлять не менее 15%. Например, исследованиями установлен следующий состав торфа: 50% осок, 33% травянистых остатков, 15% тростника, единичные знаки хвоща. Торф будет называться травянисто-осоковым с тростником. Как видно, название растения, преобладающего в составе торфа, ставится в конце. В разрезах болотных отложений часто наблюдаются слои различного торфа, что является следствием различных условий развития болот, изменения климата или водного режима их питания.

При строительной характеристике и оценке торфа важно учитывать степень разложенности растительных остатков, его образующих, так как от этого изменяются его влажность, влагоемкость, консистенция, водопроницаемость, деформируемость, прочность и устойчивость. Степень разложенности растительных остатков в торфе определяется содержанием гумуса и другими признаками, перечисленными в табл. V-2. По государственному стандарту (ГОСТ 10650—72) степень разложенности торфа рекомендуется определять по содержанию в нем гумуса методом центрифугирования и выражать в процентах следующим образом.

Группа торфа	I	II	III	IV
Степень разложенности, %	0—15	16—30	31—50	>50
Точность определения, %	±1,5	±2	±3	±5

Степень разложенности торфа зависит от условий водного питания болот и климата, а также от состава растений-торфообразователей. В условиях постоянного избыточного увлажнения и холодного климата наблюдается меньшая степень разложенности торфа. В условиях теплого климата и меньшей или переменной степени увлажнения болот торф разлагается сильнее. Степень разложенности торфа зависит также от сопротивляемости растений-торфообразователей воздействию на них грибков, бактерий и других факторов гумификации. Так, торф, образовавшийся из остатков древесных растений, имеет обычно бóльшую степень разложенности, чем торф древесно-травяной, а последний больше, чем древесно-моховой. Пониженной степенью разложения отличаются обычно моховые торфа [8].

При сжигании торфа остается несгорающий остаток — зола, которая характеризует содержание в нем минеральных веществ (зольность). В зависимости от состава и содержания минеральных веществ в торфе изменяются его физико-механические свойства. Поэтому кроме ботанического состава и степени разложенности торфа обязательно следует определять его зольность. Общая зольность торфа слагается из первичной (конституционной)

Таблица V-1

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ВИДОВ ТОРФА (ПО А. В. ПИЧУГИНУ)

Тип	Под		
	Лесной	Лесо-топяной	
	Древесная	Древесно-травяная	Древесно-моховая
Низинный	Ольховый, березовый, еловый, сосновый низинный, ивовый	Древесно-тростниковый, древесно-осоковый	Древесно-гипновый, древесно-сфагновый низинный
Переходный	Древесный переходный	Древесно-осоковый переходный	Древесно-сфагновый переходный
Верховой	Сосновый верховой	Сосново-*пушицевый*	Сосново-*сфагновый*
Влажность, %	87	89	90
Степень разложенности, %	52	44	38

Таблица V-2

ХАРАКТЕРИСТИКА ТОРФА ПО СТЕПЕНИ РАЗЛОЖЕННОСТИ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОС

Степень разложенности	Содержание гумуса, %	
Сильно разложившийся	100—800	Растительные остатки неразличимы невооруженным глазом
Хорошо разложившийся	*80—60*	Заметны *лишь некоторые* растительные остатки
Мало разложившийся	60—40	Остатки растений заметны
Плохо разложившийся	40—20	Заметны форменные остатки растений
Неразложившийся	<20	Форменные растительные остатки легко различимы визуально

и вторичной (наносной). Первая образуется из солей, содержащихся в тканях растений, и получается после сжигания или разложения органического вещества. Вторая получается в результате привноса минерального вещества в болота или водоемы при формировании *болотных отложений*. Конституционная зольность обычно составляет небольшую часть от общей. Наиболее часто общая зольность торфов изменяется в пределах от 6 до 18% (от массы сухой навески торфа) и уменьшается от древесных торфов к моховым. В последних она нередко снижается до 2% (см. табл. V-1).

тип и группа			Зольность, %
Топяной			
Травяная	Травяно-моховая	Моховая	
Хвощовый, тростниковый, осоковый низинный	Осоково-гипновый, осоково-сфагновый низинный	Гипновый низинный, сфагновый низинный	6—18
Осоковый переходный	Осоково-сфагновый переходный	Гипновый переходный, сфагновый переходный	4—6
Пушицевый	Пушицево-сфагновый	Сфагновый	2—4
91 37	92 32	92 20	

ТАТКОВ (ПО ВАЛЬГНЕРУ)

Характеристика		
Вода при сдавливании в руке не выделяется	—	При сжатии хорошо продавливается между пальцами, пачкает руки
Вода не выделяется или выделяется в небольшом количестве	Выделяющаяся вода окрашена в темно-коричневые тона	Продавливается между пальцами, немного пачкает руки
Вода выделяется	Вода коричневая или светло-коричневая	Мало продавливается между пальцами, руки пачкает мало
Вода выделяется в большом количестве	Вода желтого цвета	Почти не продавливается между пальцами, не пачкает рук
Вода легко выделяется в большом количестве	Вода почти не окрашена	Не продавливается между пальцами и не пачкает рук

В сфагновых торфах зольность более 3—5% на абсолютно сухое вещество считается уже вторичной. Общая зольность торфа с глубиной повышается.

Переходя к описанию физико-механических свойств торфов, прежде всего следует обратить внимание на их высокую влажность в условиях естественного залегания. Она в среднем изменяется от 85 до 95%, но может достигать сотен и тысяч процентов в зависимости от его ботанического состава, степени разложенности, климатических условий, степени дренированности местности и

др. Плотность органо-минеральной части торфа и породы в целом при естественной влажности изменяется соответственно от 1,4 до 1,8 и от 0,7 до 1,4 г/см³, причем наивысшие их значения характерны главным образом для погребенных, более уплотненных и более зольных разностей. В соответствии с малой плотностью торфы имеют высокую пористость, которая изменяется в среднем от 85 до 95%. Коэффициент пористости их измеряется единицами.

Торфы сильно влагоемки, т. е. способны поглощать и удерживать много воды. Так, например, моховые торфы обладают способностью поглощать воды в 15—20 раз больше собственной массы в сухом состоянии. При высушивании торфов, особенно хорошо разложившихся, они могут давать значительную усадку. Водопроницаемость торфов, как в значительной степени и их влагоемкость, зависит от степени разложенности. Хорошо разложившиеся торфы, подобно глинам, практически водонепроницаемы, поэтому в некоторых случаях используются для гидроизоляционных целей. Плохо разложившиеся и неразложившиеся торфы водопроницаемы, коэффициент фильтрации их измеряется метрами в сутки и может достигать 10—12 м/сутки.

В зависимости от степени разложенности, зольности и уплотненности торфы могут иметь устойчивую и неустойчивую консистенцию. Торфы устойчивой консистенции можно выторфовывать (вырезать), они не расплываются, не выдавливаются из-под нагрузки, деформация их возможна только за счет сжатия. Разности неустойчивой консистенции выторфовывать нельзя, они расплываются и легко выжимаются из-под нагрузки.

Торфы являются чрезвычайно сильно, неравномерно и длительно сжимаемыми породами. Коэффициент сжимаемости их измеряется целыми единицами, 3—8 и даже 10 см²/кгс, а коэффициент относительной сжимаемости — десятками процентов. Погребенные торфы также значительно и неравномерно сжимаемы, хотя и меньше, чем залегающие непосредственно с поверхности, т. е. открытые. Коэффициент сжимаемости погребенных торфов изменяется от 0,1—0,3 до 1—3 см²/кгс. Исследовать сжимаемость торфов в обычных компрессионных приборах с высотой рабочего кольца 15—20 мм недопустимо; для этих целей необходимы приборы с высотой рабочего кольца не менее 40—50 мм.

Для торфов характерны реологические свойства. Для учета времени, необходимого на развитие их деформаций уплотнения, должны ставиться специальные исследования. Модуль общей деформации торфов измеряется единицами, реже первыми двумя десятками (для погребенных торфов) килограмм-сил на квадратный сантиметр, причем резко уменьшается уже при первых небольших уплотняющих нагрузках. Другие деформационные характеристики торфов имеют значения, близкие к характеристикам песчаных и глинистых пород (табл. V-3).

Сопротивление сдвигу различных торфов изучено пока еще недостаточно. Имеющиеся данные показывают, что прочность

Таблица V-3

КОЭФФИЦИЕНТЫ ПОПЕРЕЧНОЙ ДЕФОРМАЦИИ И БОКОВОГО ДАВЛЕНИЯ ТОРФОВ (ПО Г. М. ШАХУНЯНЦУ)

Вид торфа	Степень разложенности, %	μ	ξ
Древесно-осоковый	35	0,32	0,47
Сфагновый низинный	25	0,27	0,37
Пушицево-сфагновый	25	0,34	0,51
Медиум-торф	10—15	0,36	0,57

их изменяется в широких пределах в зависимости от ряда факторов (табл. V-4 и V-5). Как показывают данные различных исследователей, сопротивление сдвигу торфов снижается при нарушении их естественного сложения и повышается при увеличении наносной зольности. Как указывает Н. П. Кузнецов [1950], при увеличении зольности с 12 до 36% в торфе низинного типа коэффициент внутреннего трения увеличивается от 0,18 до 0,45, а сцепление — от 0,10 до 0,60 кгс/см². При увеличении зольности от 9 до 16% в торфе верхового типа коэффициент внутреннего трения повышается от 0,14 до 0,25, а сцепление — от 0,26 до 0,46 кгс/см².

Из приведенной характеристики видно, что торфы и заторфованные породы, как определенный генетический тип болотных отложений особого состава и состояния, характеризуются многими

Таблица V-4

ЗНАЧЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СОПРОТИВЛЕНИЯ СДВИГУ РАЗЛИЧНЫХ ТОРФОВ (ПО Г. М. ШАХУНЯНЦУ)

Вид торфа	Степень разложения, %	Зольность, %	Сложение	Угол внутреннего трения φ	Сцепление C, кгс/см²
Древесный	77	14,0	Естественное	17° 40′	0,59
»	55	2,3	»	20 00	0,27
Древесно-осоковый	60	22,0	»	14 45	0,32
»	90	12,5	Нарушенное	20 30	0,30
Травяно-древесный	70	17,1	Естественное	13 55	0,78
Осоково-древесный	85	11,1	»	24 50	0,29
»	85	11,1	Нарушенное	17 30	0,26
Тростниковый	40	9,2	Естественное	20 40	0,50
»	40	9,2	Нарушенное	15 00	0,24
Гипново-тростниковый	47	13,1	Естественное	19 00	0,51
»	77	11,0	»	9 55	0,43
Сфагново-пушицевый	30	2,5	»	21 50	0,10
Осоковый	80	11,0	»	28 00	0,25
»	80	11,0	Нарушенное	23 00	0,28
Пушицевый	40	2,3	»	25 40	—

Таблица V-5

ЗНАЧЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СОПРОТИВЛЕНИЯ СДВИГУ РАЗЛИЧНЫХ ТОРФОВ (ПО Н. П. КУЗНЕЦОВУ)

Тип и группа торфа	Вид торфа	Влажность, %	Коэффициент пористости, %	Угол внутреннего трения φ, град	Сцепление C, кгс/см²
Низинный					
Лесная	Ольховый	800—850	8—13	18—24	0,16
	Березовый	800—750	8	29	0,10
Топяно-лесная	Осоково-лесной	850—900	9—13	24—31	0,60—0,12
	Тростниково-лесной	850	9	37	0,10
Топяная	Осоково-топяной	700—800	12—13	26—33	0,08—0,15
	Тростниково-топяной	1000—1100	15—17	8—24	0,08—0,15
		750—1250	8—19	26—31	0,05—0,12
	Сфагново-топяной	1300	20	5	0,05
Переходный	Переходно-топяной	1150	17	22	0,05
Верховой	Моховой	1300	20	5	0,05
		1500	22	3	0,30

специфическими свойствами. Они, как правило, имеют весьма высокую естественную влажность, малую плотность, большую влагоемкость и весьма значительную и неравномерную деформируемость — сжимаемость. Все эти особенности определяют их как отложения слабые, малопригодные для строительства на них различных сооружений.

Строение болот. Строением болот существенно определяются условия освоения и строительства сооружений на занятых ими территориях. Строение болот характеризуется: 1) мощностью болотных отложений и особенно мощностью линз, слоев и залежей торфа; 2) составом, условиями залегания и консистенцией торфа и других болотных отложений; 3) рельефом минерального дна болот. В соответствии с этими характеристиками можно различать три типа болот (рис. V-1).

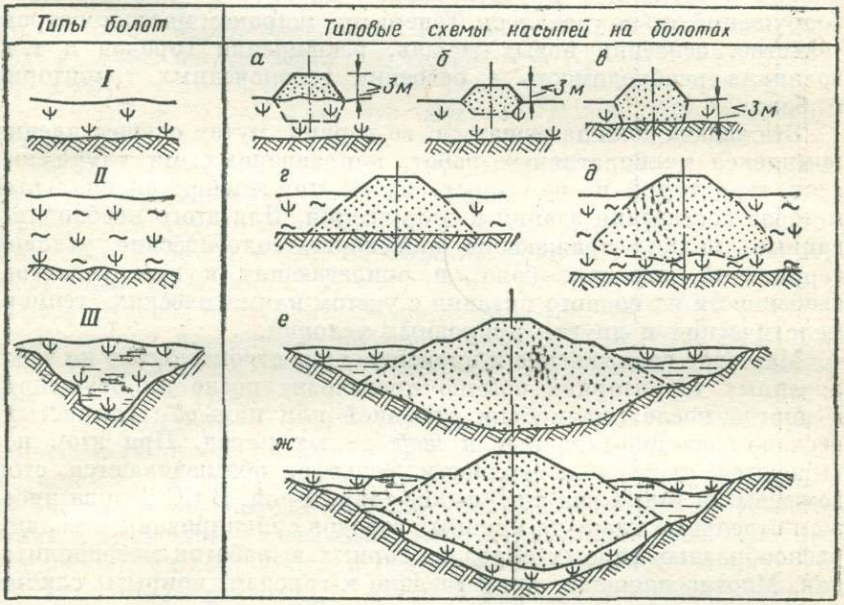


Рис. V-1. Примерные типы строения болот и типовые схемы насыпей на болотах.

На болотах I типа мощность болотных отложений небольшая (<3 м), торф устойчивой консистенции и может частично или полностью вырезаться (выторфовываться), рельеф минерального дна спокойный. Болота II типа характеризуются также небольшой или сравнительно небольшой (<5—6 м) мощностью болотных отложений, но торф на таких болотах неустойчивой консистенции. Это типичные топяные болота. Рельеф минерального дна у них сравнительно спокойный. Болота III типа имеют большую или достаточно большую мощность болотных отложений

(>6 м). Болотные отложения и торф здесь имеют неустойчивую консистенцию, и на них нередко располагается слой воды. На таких болотах с поверхности может располагаться также сплавина, сплошь покрывающая болото или с открытыми окнами, в пределах которых стоит вода. Это болота, образовавшиеся в результате заболачивания водоемов. Рельеф минерального дна у них часто неровный, с погребенными склонами большой крутизны.

Строительство сооружений на болотах и заболоченных территориях и хозяйственное использование этих территорий. Как было отмечено выше, проблема освоения заболоченных территорий связана с избыточным их обводнением и распространением слабых, сильно сжимаемых и неустойчивых болотных отложений. Раньше при планировании размещения сооружений таких территорий по возможности старались избегать, однако и тогда при проектировании дорог и других линейных сооружений это не удавалось. Теперь при широком массовом строительстве, освоении новых земель, расширении городов и т. д. возникла необходимость в освоении заболоченных территорий и болот.

Эта задача должна решаться, во-первых, путем осуществления комплекса мелиоративных работ, направленных на улучшение этих территорий и, во-вторых, путем применения специальных методов возведения зданий и сооружений. Для этого необходимы данные, полно отражающие инженерно-геологические условия территорий, строение болот и прилегающих к ним участков, особенности их водного питания с учетом климатических, геоморфологических и других природных условий.

Массовое гражданское и промышленное строительство на заболоченных территориях обычно производят после их осушения, а иногда после планировки отсыпкой или намывом глинистых, песчано-гравийно-галечных и щебенистых пород. При этом повышаются отметки поверхности рельефа, обеспечиваются сток дождевых и талых вод и осушение территорий. В СССР и за рубежом отдельные площади крупных городов спланированы отвалами разнообразных горных пород из горных выработок метрополитенов. Многие площади, прилегающие к городам, покрыты слоями планомерно намытых песчаных пород. Таким образом непригодные заболоченные территории превращают в пригодные для застройки крупными жилыми массивами и промышленными предприятиями.

Искусственно отсыпанные и намытые породы часто достаточно однородны, плотность сложения их зависит от времени естественного уплотнения или интенсивности искусственного уплотнения. Условия строительства капитальных сооружений на таких территориях зависят не только от состава и состояния отсыпанных или намытых пород, но и от особенностей состава, состояния и свойств пород, их подстилающих. Поэтому для обоснования проекта компоновки сооружений (плана размещения кварталов

и отдельных сооружений, улиц и бульваров, площадей, парков) и обоснования проектов отдельных сооружений или их комплексов должны проводиться детальные инженерно-геологические исследования строительных площадок. При строительстве сооружений в таких условиях должны применяться все меры, предусматриваемые при возведении зданий и сооружений на сильно и неравномерно сжимаемых породах: армированные пояса, осадочные швы, разрезка зданий на отдельные жесткие отсеки, полное или частичное выторфовывание, вертикальные дрены и др. В настоящее время при строительстве сооружений на таких территориях широко применяют свайные основания.

Условия строительства сооружений на торфах и заторфованных породах продолжают изучаться многими организациями и специалистами. Имеющиеся наблюдения показывают, что осадки зданий, построенных на таких породах, могут достигать нескольких метров при большой неравномерности. Так, например, осадка деревянных зданий, построенных на торфах в г. Архангельске (удельная нагрузка менее 0,5 кгс/см^2), достигала 3—4 м при неравномерности в 0,3—1,3 м, что привело к полному их разрушению.

Вторым видом массового строительства на болотах и заболоченных территориях являются дороги, линии электропередачи и некоторые другие линейные сооружения. При проектировании земляного полотна дорог на болотах должны быть выполнены следующие требования: 1) обеспечена устойчивость основания; 2) установлена и по возможности снижена величина осадки; 3) обеспечено завершение интенсивной части осадки в заданный срок; 4) исключены недопустимые упругие деформации насыпей при движении транспорта.

В соответствии с методическими указаниями на проектирование земляного полотна на слабых горных породах [6] насыпи на болотах и заболоченных территориях должны возводиться по специальным типовым схемам. Как видно на рис. V-1, выбор схемы определяется строением болот, т. е. мощностью болотных отложений, их состоянием и рельефом минерального дна.

На болотах I типа насыпи высотой более 3 м отсыпают согласно схеме *а*, в основании насыпи оставляют торф, который уплотняется. На основе прогноза ожидаемой осадки, полученной расчетом с учетом действующей нагрузки, мощности болотных отложений и их сжимаемости (см. «Специальную инженерную геологию») в проекте необходимо предусматривать дополнительный объем работ по отсыпке насыпи до проектной отметки. При высоте насыпей до 3 м на болотах I типа они возводятся по схеме *б*. Торф в основании насыпи частично вырезают, глубину выторфовывания определяют в зависимости от высоты насыпи по табл. V-6. При небольшой мощности болотных отложений и при высоте насыпей до 3 м они возводятся по схеме *в*. Торф при подготовке основания насыпи удаляется полностью. При возведении насыпей на

болотах I типа в тех случаях, когда можно обеспечить отвод поверхностных вод, необходимо предусматривать устройство с обеих сторон насыпи путевых водоотводящих канав.

На болотах II типа, при мощности болотных отложений до 3 м, насыпи независимо от их высоты возводятся по схеме *г* (см. рис. V-1). Насыпь должна быть «посажена» на минеральное дно. Для ускорения выдавливания слабого торфа с обеих ее сторон устраивают канавы-торфоприемники. На болотах II типа в лесных районах на дорогах III и IV категорий вместо посадки насыпей на минеральное дно допускается их возведение на сланях (накат из бревен) при условии постоянного нахождения сланей ниже уровня воды в болотах.

Таблица V-6

ГЛУБИНА ВЫТОРФОВЫВАНИЯ ПРИ ВОЗВЕДЕНИИ НАСЫПЕЙ НА БОЛОТАХ I ТИПА

Высота насыпи над поверхностью болота, м	Глубина выторфовывания, м
1,2—1,5	2,0
1,5—2,0	1,5
2,0—2,5	1,0
2,5—3,0	0,5

На болотах II типа при мощности болотных отложений более 3 м иногда допускается возведение насыпей по схеме *д*. Насыпь погружается на глубину, при которой достигается равновесие между активным давлением насыпи и пассивным сопротивлением торфа выдавливанию [7]. Однако сопротивление торфа неустойчивой консистенции выдавливанию обычно практически равно нулю. Следовательно, и в этом случае насыпь должна быть посажена на минеральное дно.

На болотах III типа насыпи независимо от их высоты обязательно должны быть посажены на минеральное дно с предварительной вырезкой сплавины (схема *е*) или вместе со сплавиной (схема *ж*). Подводная часть насыпи должна иметь откосы более пологие, чем обычно. Для придания насыпям большей устойчивости иногда целесообразно устраивать с обеих сторон банкеты-призмы, которые поддерживают их от расползания. При проектировании насыпей на болотах III типа особое внимание следует обращать на расположение их относительно рельефа минерального дна. В случае расположения насыпи на крутом погребенном склоне неизбежны ее просадки и подвижки.

При проектировании насыпей на болотах особое внимание должно быть обращено на выбор грунтов, из которых они должны возводиться, и плотность их укладки в тело насыпей. Рекомендуется применять преимущественно хорошо дренируемые грунты: средне- и крупнозернистые пески, гравий, галечники, щебенистые и грубообломочные. Для выполнения этого требования при инженерно-геологических изысканиях для обоснования проектов земляного полотна необходимо производить поиски, разведку и оценку месторождений требующихся строительных материалов. Породы в тело насыпей на болотах должны укладываться при

максимальной их плотности и оптимальной влажности, чем обеспечиваются наибольшая их устойчивость и прочность [5].

Важным способом улучшения территорий, заболоченных и занятых болотами, является их осушение. Это важнейшее мелиоративное мероприятие при освоении новых земель для сельскохозяйственного производства и повышения урожайности существующих угодий. Значение этих работ теперь особенно возрастает в связи с намеченным развитием сельского хозяйства в нечерноземной зоне, где огромные пространства заняты болотами и заболоченными землями. Поэтому строительные мелиоративные работы, связанные с улучшением таких территорий, являются третьим массовым видом их хозяйственного использования.

В зависимости от вида хозяйственного использования территорий их осушение должно преследовать разные цели. При подготовке территорий для разных видов строительства главная цель осушения — понизить уровень грунтовых вод на осушаемой территории и оградить ее от притока поверхностных и подземных вод. В этом случае осушение должно обеспечить благоприятные условия для выполнения строительных работ, повышения устойчивости и несущих способностей горных пород и защиту подземных частей сооружений от затопления и агрессивного воздействия подземных вод. В этом случае осушение территорий является также мероприятием, ограничивающим или предупреждающим развитие тех или иных геологических процессов. При подготовке территорий для застройки осушение обычно производится на значительную глубину и сочетается с регулированием поверхностного стока и планировочными работами.

При подготовке территорий для сельскохозяйственного производства главная цель осушения — устранение избыточного их обводнения, изменение водного режима почв и подпочвенных горизонтов, чтобы создать оптимальные влажностные условия для высоких и устойчивых урожаев. В этом случае осушением должны достигаться не только понижение уровня грунтовых вод и ограждение осушаемой территории от избыточного обводнения поверхностными и подземными водами, но также улучшение аэрации почв и подпочвенных горизонтов и повышение их водопроницаемости. Такое осушение сочетается с регулированием стока поверхностных вод — отводом избыточных вод с пониженных участков и задержанием их на повышенных элементах рельефа и т. д. Одновременно выполняются определенные агротехнические мероприятия.

Как известно [4], влажность почвы и подпочвенных горизонтов за вегетационный период в среднем должна составлять: для трав 80—85% от полной влагоемкости, для зерновых 70—80% и для корнеплодов 60—70%. В соответствии с такими оптимальными влажностями необходимо поддерживать определенную глубину залегания уровня грунтовых вод на осушаемых территориях. Требования к водному и воздушному режиму почв при осушении

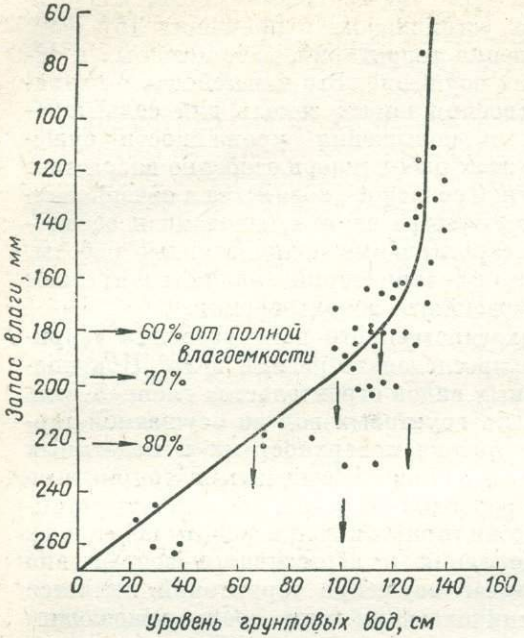


Рис. V-2. Зависимость запаса влаги в 30-сантиметровом слое почвы от глубины залегания уровня грунтовых вод на площадях, занятых многолетними травами.

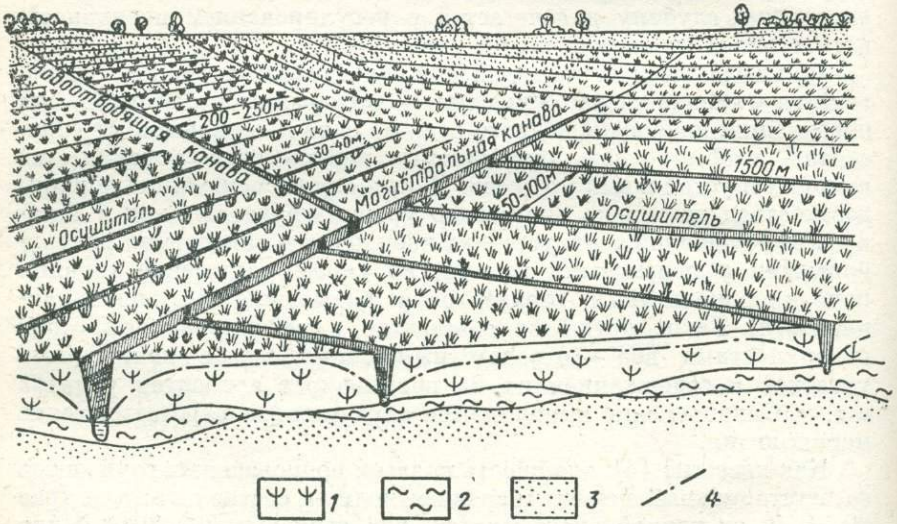


Рис. V-3. Схема осушения болот и заболоченных земель систематической осушительной сетью открытых горизонтальных дренажных канав.

1 — торф; *2* — суглинок; *3* — песок; *4* — уровень грунтовых вод.

заболоченных земель принято выражать посредством так называемой нормы осушения. Нормой осушения называется необходимая глубина залегания уровня грунтовых вод для той или иной культуры на осушаемом участке. Норма осушения должна быть такой, чтобы она обеспечивала, с одной стороны, необходимую аэрацию почвы, а с другой — достаточную для растений влажность почвы — оптимальную влажность. На рис. V-2 показан график изменения запаса влаги в 30-сантиметровом слое почвы в зависимости от глубины залегания уровня грунтовых вод по данным наблюдений Кировской луго-болотной станции. Из этого графика видно, что оптимальная влажность (70% от полной влагоемкости) наблюдается в почве при положении уровня грунтовых вод за вегетационный период в среднем на глубине 1,25 см.

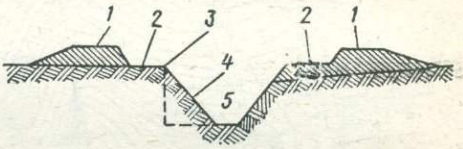


Рис. V-4. Поперечный разрез магистральной канавы.
1 — кавальер (отвал), *2* — берма; *3* — бровка; *4* — откос; *5* — дно канавы.

В соответствии с целями использования территорий схема-план их осушения и применяемые способы осушения будут различными. На рис. V-3 показана принципиальная схема осушения болот и заболоченных земель систематической осушительной сетью открытых горизонтальных дренажных канав. Она состоит из магистральных и водоотводных канав и осушителей.

Магистральная канава является наиболее ответственным сооружением, она должна обеспечивать прием и отвод всех вод, поступающих с осушаемой территории. Нельзя допускать размыва, заиления и зарастания канавы. Трасса магистральной канавы должна намечаться по наиболее пониженной части осушаемой территории или по оси наиболее пониженной части минерального дна болота. Примерный поперечный разрез магистральной канавы показан на рис. V-4. Глубина канавы может достигать 1,5—2,0 м. Сечение ее рассчитывают в зависимости от количества воды, которую она должна пропускать. Уклон дна не должен быть менее 0,0003. Заложение откосов в торфах устойчивой консистенции принимают одинарное, в торфах неустойчивой консистенции — полуторное.

Водоотводящие канавы служат для приемки и отвода воды непосредственно из системы осушительных канав. Форма сечения и уклоны водоотводящих канав такие же, как и магистральной, а размеры и глубина обычно меньше.

Осушителями являются также канавы, но меньшего сечения, чем водоотводящие, и размеры их постоянны по всей длине. Они служат для непосредственного приема и отвода поверхностных и грунтовых вод с осушаемой заболоченной территории или болота. Трассируют их вдоль склонов заболоченных территорий

и подводят к водоотводящим или магистральным канавам. Это постоянно или временно действующие сооружения в зависимости от стадии и степени осушения болот и заболоченных территорий.

Приведенная схема осушения болот и заболоченных территорий применима преимущественно при подготовке территорий, используемых для разнообразных хозяйственных и строительных целей. Для сельскохозяйственного производства такая система осушения территорий малопригодна. Густая сеть открытых канав, разделяющих территорию на малые участки, затрудняет обработку

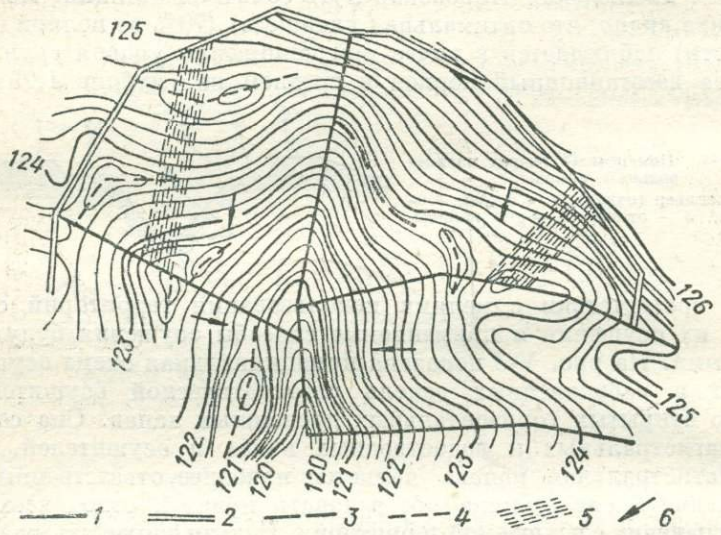


Рис. V-5. Схема выборочного осушения заболоченных участков.
1 — магистральные (тальвеговые) канавы; *2* — нагорные канавы; *3* — ловчие канавы; *4* — временные нагорные канавы — осушители; *5* — кротовый дренаж; *6* — направление пахоты.

земель, снижает производительность сельскохозяйственных агрегатов и машин и поэтому не обеспечивает проведение полевых работ в лучшие агротехнические сроки. Поэтому теперь при подготовке территорий для сельскохозяйственного производства осушение болот и заболоченных земель осуществляют чаще выборочной сетью постоянных магистральных (тальвеговых), нагорных и ловчих канав и временных осушителей, борозд, кротовин, кротовых и щелевых дрен. Такая система исключает применение густой сети открытых дрен и одновременно обеспечивает отвод избыточных вод с одних участков и регуляцию стока на других. Такой выборочный метод мелиорации охватывает разные элементы рельефа и направлен на регулирование их водного режима.

На рис. V-5 показана схема выборочного осушения заболоченного участка. Она включает в себя устройство магистральных (тальвеговых), нагорных и ловчих канав и временных осушителей — канав для отвода избыточной воды с пониженных участков

рельефа. Ловчие канавы устраивают для перехвата грунтовых вод в местах их выклинивания — выхода на дневную поверхность. На отдельных участках делают временные осушители — кротовый дренаж, щелевидные дрены и кротование (рис. V-6). Кротовые дрены проводят путем протаскивания сквозь грунт (на определенной глубине от поверхности) стального цилиндра с режущим концом (дренажного плуга), образующего в грунте круглую полость, напоминающую кротовый ход. В минеральных грунтах прокладывают кротовые дрены диаметром 6—8 см, в торфах — 20—25 см. Щелевые дрены устраивают специальными дренажно-винтовыми и дренажно-дисковыми машинами. Кротование — это рыхление почвы на глубину до 30—50 см специальными кротователями. Его производят одновременно со вспашкой угодий.

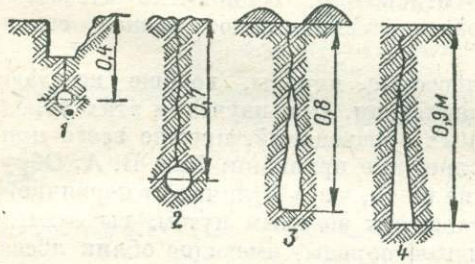


Рис. V-6. Типы кротовых и щелевых дрен.
1—4 — дрены, устроенные: *1—2* — кротовым дренажным плугом, *3* — дренажно-винтовой, *4* — дренажно-дисковой машиной.

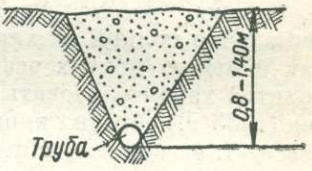


Рис. V-7. Схема устройства закрытого трубчатого дренажа.

Временные осушители выводят к открытым водоотводам или дренажам, располагая их перпендикулярно или под некоторым углом к постоянной выборочной сети.

В настоящее время для осушения избыточно увлажненных сельскохозяйственных угодий широко применяют закрытые трубчатые дренажи (рис. V-7). В качестве дрены используют гончарные трубы длиной 33 см, с внутренним диаметром от 4 до 25 см, которые укладывают в траншеи, имеющие определенный уклон.

Таковы краткие сведения об условиях строительства сооружений на болотах и заболоченных территориях и их хозяйственного использования. Из приведенного описания следует, что освоение таких территорий необходимо проводить согласно данным инженерно-геологических изысканий, которые должны освещать климатические и гидрогеологические условия района, геоморфологическое положение территорий, занятых болотами, и заболоченных участков, их геологическое строение, распространение, условия залегания и режим подземных вод, состав, состояние и свойства болотных отложений и строение болот. Эти исходные данные с учетом планируемого использования территорий позволят наметить комплекс мероприятий по улучшению их инженерно-геологических условий.

ГЛАВА VI

ПРОСАДОЧНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ЛЁССОВЫХ ПОРОДАХ

Лёссовые породы — особый петрографический тип континентальных отложений. В понятие «лёссовые породы» различные исследователи вкладывают разное содержание.

Многие, рассматривая лёссовые породы, вообще не дают достаточно полной их характеристики. При изучении этих пород, как и любых других осадочных образований, прежде всего приходится характеризовать их внешние признаки. Еще В. А. Обручев (1933 г.) обратил внимание на то, что в отличие от первичного лёсса, т. е. породы, образовавшейся эоловым путем, выделяется вторичный лёсс или лёссовидные породы, имеющие облик лёсса, но образовавшиеся делювиальным, пролювиальным, аллювиальным и другими путями. Он дал характеристику этих двух генетических групп лёссовых пород, их внешних признаков, особенностей состава, условий залегания и т. д. (табл. VI-1).

Довольно подробную характеристику лёсса дал И. Н. Трофимов (1945 г.). По его наблюдениям, а также по наблюдениям других геологов и нашим личным, лёссы обладают характерными и довольно устойчивыми признаками и свойствами, из которых для инженерно-геологической их оценки особенно важны следующие: 1) макропористость; 2) высокая пылеватость; 3) часто высокое содержание солей, главным образом карбонатных и сульфатных; 4) легкая размываемость и размокаемость; 5) склонность многих из них в той или иной степени к просадкам при увлажнении; 6) условия залегания в виде мощных толщ и покровов. Эти признаки и свойства являются следствием своеобразных условий образования лёссового материала, его отложения и последующего изменения при литификации.

Важнейший обязательный диагностический признак лёссовых пород — их макропористость. Макропоры в форме трубочек, канальцев и других видимых невооруженным глазом пустот пронизывают породу в вертикальном направлении. Если порода континентального происхождения не макропориста, то, даже если у нее имеются другие, казалось бы, характерные признаки лёссовой породы (состав, окраска, отдельность и др.), непозволительно относить ее к этому типу.

Таблица VI-1

РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ ЛЁССАМИ И ЛЁССОВИДНЫМИ ПОРОДАМИ (ПО В. А. ОБРУЧЕВУ)

Характерные признаки	Лёсс	Лёссовидные породы
Материал	Эоловый, главным образом экзотический, т. е. принесенный со стороны	Делювиальный, аллювиальный, пролювиальный, ледниковый, часто местный
Строение	Неслоистость первичная и нормально полная	Неслоистость вторичная и часто неполная
Крупность зерна	Убывает с удалением от области развеивания	Зависит от крупности первичного материала
Фауна	Наземная со случайной примесью пресноводной или прибрежной вблизи от водных бассейнов	Наземная, водная, прибрежная или смешанная
Мощность	Большая (до 400 м, но чаще от 10 до 70 м)	Небольшая (2—3 м, за редкими исключениями)
Общий характер	Однородный на больших площадях независимо от рельефа	Разнородный, быстро меняющийся в зависимости от рельефа
Условия залегания	Повсюду (на водоразделах, склонах, днищах долин и на равнинах)	На водоразделах только второстепенных, которые могли быть затоплены
Распространение	На сухих степях, вне пустынь современных или прежних	Иногда и в пустынях, например в оазисах, на берегах рек, вокруг источников
Распределение	Зональное и закономерное относительно областей развеивания и в зависимости от господствующих ветров и рельефа	Зональное, но только в зависимости от климата и наличия мелкозема, подвергающегося преобразованию в лёссовидную породу

Глинистые породы, обладающие признаками и свойствами лёссов, но отличающиеся от них по условиям образования (например, делювиальные, пролювиальные и др.), обычно относят к типу лёссовидных. Однако установление генезиса лёссовидных пород часто бывает затруднительным, и поэтому отделение их от лёссов практически всегда носит условный характер. Это в основном и явилось причиной существования различных точек зрения на условия их образования в тех или иных районах. В этом многие исследователи видят и подчеркивают суть лёссовой проблемы. Мы не разделяем такого понимания лёссовой проблемы и считаем, что, так как лёссовидные породы отличать от лёссов часто затруднительно, справедливо и целесообразно их объединять в особую группу осадочных лёссовых пород.

Лёссовые породы следует рассматривать как единый самостоятельный петрографический тип континентальных отложений, формирующийся при определенных диагенетических процессах в условиях недостаточного увлажнения, развития степной растительности и фауны. Степень выраженности лёссовых признаков и свойств

зависит от способа и условий накопления осадков, за счет которых формируется рассматриваемый тип пород. При образовании осадков эоловым путем важные и характерные признаки и свойства лёссовых пород выражены наиболее резко и отчетливо. В породах, сформировавшихся из осадков делювиального и пролювиального происхождения, эти признаки и свойства менее резки и отчетливы, а из осадков аллювиальных — они выражены еще слабее.

Свойства лёссовых пород, как и любых других осадочных, изменяются также под воздействием различных эпигенетических процессов, процессов выветривания, под влиянием инженерных сооружений и т. д. При инженерно-геологической оценке свойств

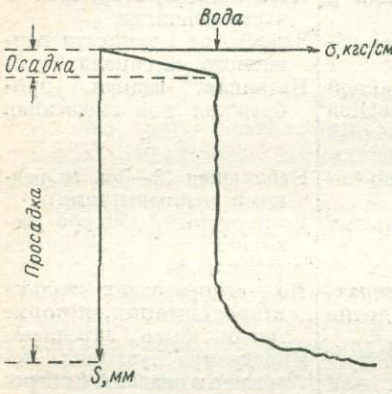


Рис. VI-1. Деформация лёссовых пород (просадка) при увлажнении.

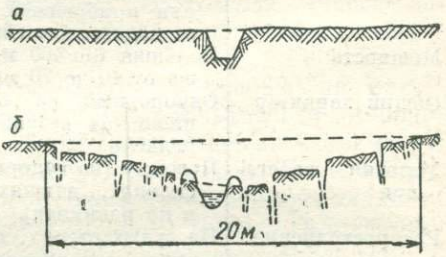


Рис. VI-2. Схема разрушения территории вдоль оросительного канала в результате просадок в лёссовых породах (по Г. А. Мавлянову).
а — до просадки; *б* — после просадки.

лёссовых пород и прогнозе их поведения под воздействием на них инженерных сооружений важно знать, из какого генетического типа осадков они образовались и какова степень измененности их свойств.

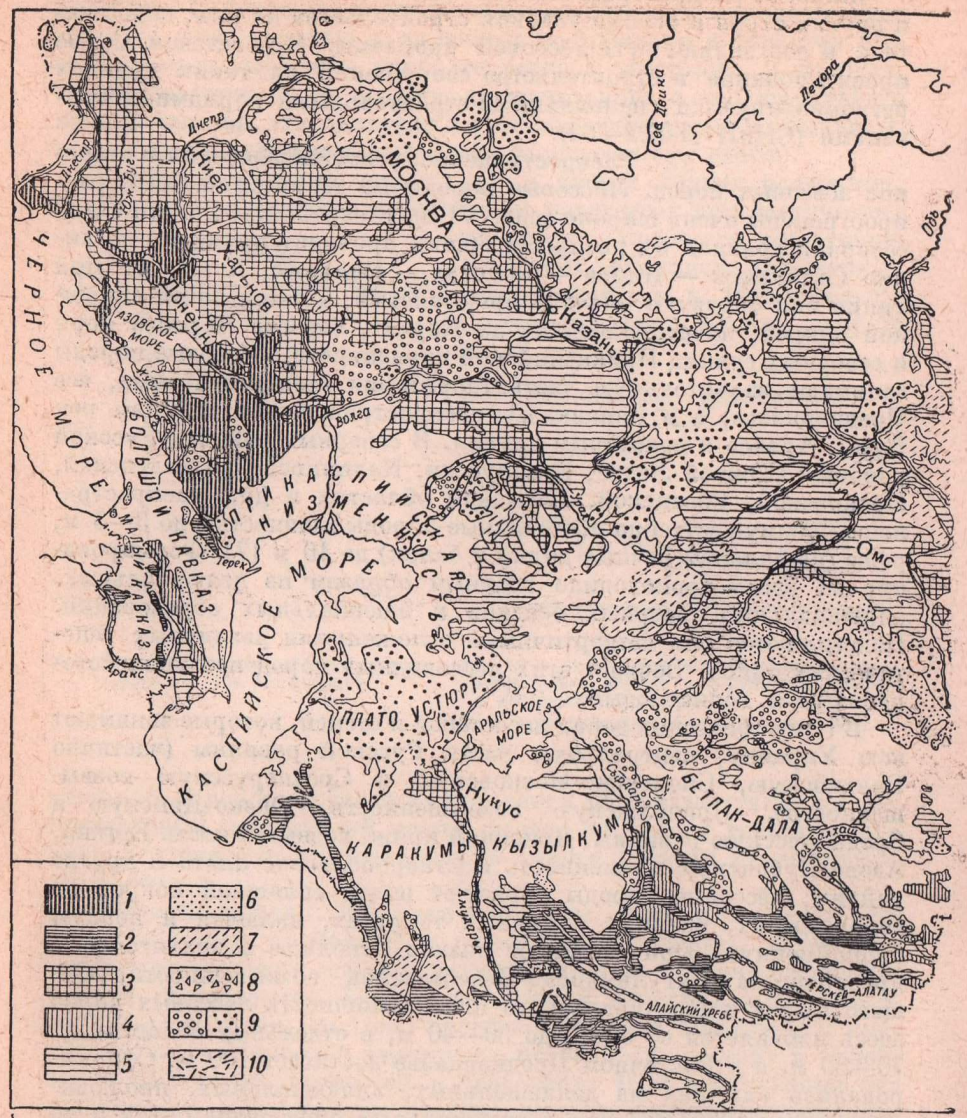
Лёссовые породы, как отмечено выше, водонеустойчивы, они легко и быстро размокают и размываются. Поэтому в районах их распространения широко развиты овражно-балочные явления, быстро разрушаются берега рек, озер и водохранилищ, многочисленны оползни, сплывы, солифлюкционные подвижки и другие явления. Наиболее важная их особенность состоит в склонности многих их разностей к просадкам. При замачивании без увеличения нагрузки они нередко дают значительную дополнительную осадку (просадку) провального характера (рис. VI-1, VI-2). Просадки развиваются сравнительно быстро (как бы мгновенно) и неравномерны по величине на разных участках. Поэтому при строительстве сооружений всегда возникает опасность нарушения их устойчивости и сохранности вследствие изменения влажностного режима лёссовых пород. Все это создает особые условия строительства сооружений на лёссовых породах.

Широкое распространение лёссовых пород на территории СССР и других стран и особые условия строительства на них, надо считать, *и составляют суть лёссовой проблемы. В Советском Союзе* проектирование и строительство сооружений на таких породах регламентируются специальными строительными нормами и правилами (СНиП II-Б.2—62).

Распространение, условия залегания и строение лёссовых пород. Лёссовые породы на территории СССР распространены очень широко (рис. VI-3). В европейской части СССР северная граница их распространения проходит примерно по линии Соликамск — Киров — Вологда — Вильнюс. К югу от этой линии они образуют вначале прерывистый, а затем почти сплошной покров, простирающийся до Карпат, берегов Черного моря и северных границ Прикаспийской низменности. Лёссовые породы занимают значительную часть территории степного Крыма, все Предкавказье, а в Закавказье распространены по долинам рек Куры, Аракса и некоторым другим. В северных районах Русской равнины (Южной Литве, Белоруссии, Калининской, Смоленской, Московской, Рязанской, Пермской областях и др.) распространены преимущественно лёссовидные породы мощностью до 3—5 м, реже (по склонам речных долин и балок) до 10 м [7]. Формирование их здесь происходило главным образом из делювиальных, аллювиальных, озерных осадков и элювиальных образований. Подстилаются они четвертичными отложениями различных генетических типов. Возраст этих лёссовидных пород позднеплейстоценовый и голоценовый.

В географических зонах лесостепей и степей, которые занимают всю Украину, центральную часть Русской равнины (частично Валдайскую, Смоленско-Московскую и Среднерусскую возвышенности), Приволжскую возвышенность, Окско-Донскую и Среднерусскую равнины, Донецкий кряж, возвышенность Ергени, Азово-Кубанскую низменность и Ставропольское плато и другие районы, лёссовые породы образуют почти сплошной покров на водоразделах, склонах и речных террасах, включая и первую надпойменную. Они занимают низкое Заволжье и значительные пространства Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Общего Сырта и Предуральского плато. Мощность лёссовых пород здесь изменяется от 5—10 до 30—40 м, в отдельных областях до 70—80 м, а в Восточном Предкавказье достигает 100 м. Сформировались они как из делювиальных, аллювиальных, пролювиальных, озерных осадков и элювиальных образований, так и из осадков эолового происхождения.

Следовательно, в области сплошного распространения лёссовых пород их толщи состоят как из типичных лёссов, так и из лёссовидных пород. Залегают они на четвертичных отложениях, а местами непосредственно на коренных породах. Относительно их стратиграфической принадлежности можно отметить следующее. На различных участках перигляциальной зоны отмечается



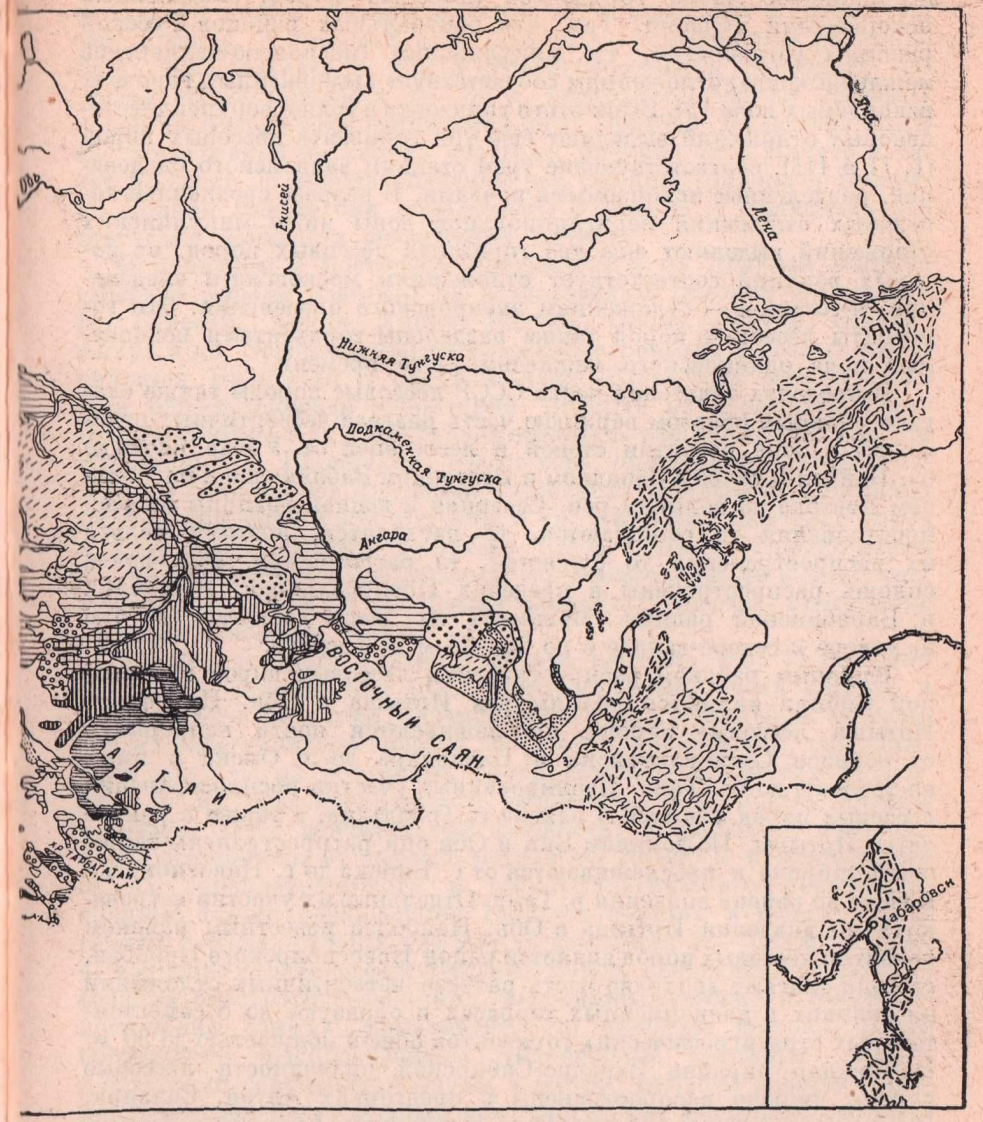


Рис. VI-3. Схематическая карта распространения лёссовых пород территории СССР. Составлена В. С. Быковой под научным руководством И. В. Попова, 1966 г.

1—8 — лёссовые породы: *1* — водораздельных равнин и склонов, просадочные под собственной массой, *2* — предгорных областей, просадочные под собственной массой, *3* — водораздельных равнин и склонов, обладающие просадочными деформациями преимущественно при дополнительных нагрузках, *4* — предгорных областей, обладающие просадочными деформациями преимущественно при дополнительных нагрузках, *5* — способные давать незначительные просадочные деформации при дополнительных нагрузках, *6* — неоднородные по просадочности, *7* — со слабо выраженным лёссовидным обликом, не обладающие просадочными свойствами, *8* — деятельности человека; *9* — четвертичные отложения с участками распространения пород, характеризующиеся просадками в результате вых пород, просадочные свой разной степени просадочности; *10* — предполагаемые территории распространения лёссоства которых неизвестны.

неодинаковое число горизонтов лёссовых пород, разделенных ископаемыми почвами. Так, для центральных районов Русской равнины установлено, что микулинским (московско-валдайское межледниковье) отложениям соответствует выдержанный горизонт ископаемых почв [3]. Выше этого горизонта в толще верхнеплейстоценовых отложений выделяют еще три горизонта лёссовых пород (I, II и III), соответствующие трем стадиям валдайского оледенения, разделенные ископаемыми почвами. В разрезе среднеплейстоценовых отложений перигляциальной зоны ниже микулинских отложений выделяют еще два горизонта лёссовых пород, из которых верхний соответствует отложениям московского оледенения, а нижний — отложениям днепровского оледенения. Эти горизонты лёссовых пород также разделены горизонтами ископаемых почв одинцовского межледникового времени.

В пределах азиатской части СССР лёссовые породы также слагают главным образом верхнюю часть разреза четвертичных отложений в зоне развития степей и лесостепей от Урала почти до оз. Байкал и далее в Западном и Восточном Забайкалье и на Дальнем Востоке по долинам рек. Северная и южная границы их распространения то сближаются, то расходятся, поэтому полоса их распространения то сужается, то расширяется. Они почти сплошь распространены в пределах Предуральской, Ишимской и Барабинской равнин. Мощность их здесь достигает 2—4 м на севере и северо-западе и до 20—25 м на востоке.

Крупным районом распространения лёссовых пород в Западной Сибири являются долины рек Иртыша и Оби. По долине Иртыша лёссовые породы прослеживаются почти непрерывно от городов Семипалатинска и Павлодара до г. Омска и ниже по течению до ст. Тара. Изолированные участки распространения лёссовых пород имеются в районе г. Тобольска, а также в районе устья Иртыша. По долинам Бии и Оби они распространены также очень широко и прослеживаются от г. Бийска до г. Новосибирска и ниже до района впадения р. Томи. Отдельные их участки встречаются до впадения Иртыша в Обь. Наиболее известным районом развития лёссовых пород является район Новосибирского Приобья, где они слагают верхнюю часть разреза четвертичных отложений на склонах и надпойменных террасах и образуют до 5 самостоятельных стратиграфических горизонтов общей мощностью до 30 м. По южной окраине Западно-Сибирской низменности лёссовые породы широко распространены в предгорьях Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау и в пределах Кузнецкой, Енисейско-Чулымской и Минусинской котловин. Мощность их здесь достигает 15—20 м. По долине Енисея они прослеживаются от г. Красноярска до г. Енисейска, где мощность их достигает 20 м.

Лёссовые породы широко распространены также в пределах Иркутского амфитеатра Среднесибирского плоскогорья. Там они покрывают Ангаро-Ленский водораздел, склоны долин рек Ангары и Лены и их притоков и слагают мощные толщи на террасах

и в основаниях склонов. Особенно большой известностью они пользуются по долине Ангары начиная от г. Иркутска и дальше на северо-запад, в пределах всей Иркутско-Черемховской равнины. Здесь они слагают 2 или 3 стратиграфических горизонта, достигая общей мощности 15—30 м. Отдельные участки лёссовых пород по Ангаре прослеживаются до г. Братска. По долине Лены они встречаются на многих участках, начиная от г. Качуга и далее на север до района впадения рек Олёкмы, Алдана и Вилюя. По долине Вилюя они обнаружены в районе г. Вилюйска, где достигают мощности нескольких метров.

В Западном и Восточном Забайкалье и на Дальнем Востоке лёссовые породы известны на водоразделах, склонах и террасах рек Селенги, Чикоя, Хилка, Ингоды, Онона, Аргуни, Шилки, Амура и др. Огромным регионом распространения лёссовых пород является Казахстан и Средняя Азия. Здесь ими занято более 25% общей площади территории, начиная от предгорий Тянь-Шаня и Памиро-Алайской горной страны до обширных пространств Кызылкума и Каракумов. Кроме того, они широко распространены по долинам рек Амударьи, Сырдарьи, Зеравшана, в пределах Ферганской межгорной впадины и др. Мощность лёссовых пород в предгорных районах достигает 100 м и более. Представлены они здесь как типичными лёссами, так и лёссовидными разностями; образуют покровы на различных элементах рельефа, предгорные шлейфы и мощные толщи.

Из приведенного краткого обзора следует, что: 1) лёссовые породы на территориии СССР распространены очень широко и главным образом в зоне современных степей и лесостепей; 2) условия их залегания повсеместно достаточно однообразны, они образуют покровы на различных орографических элементах независимо от их гипсометрического положения, предгорные шлейфы и толщи, часто значительной мощности; 3) мощность лёссовых пород изменяется от первых метров до 20—30 м в зависимости от их гипсометрического и геоморфологического положения. Мощные толщи наблюдаются главным образом в южных предгорных районах страны, где иногда достигают 70—100 м и более; 4) изучение стратиграфии лёссовых пород, основанное на использовании биостратиграфических, палеоклиматических и геоморфологических данных, показывает, что наиболее широко, почти повсеместно распространены голоценовые лёссовые породы с остатками современной фауны и флоры; меньшее распространение имеют верхнеплейстоценовые, слагающие значительную часть разреза низких надпойменных террас и оснований склонов, содержащие соответствующую фауну и остатки человеческой культуры палеолитического облика. Еще реже встречаются лёссовые породы среднеплейстоценовые.

В связи с тем что лёссовые породы широко распространены в районах обжитых и освоенных, где осуществляются в настоящее время разнообразные строительные работы, и еще большего

размаха они достигнут в будущем, проблеме строительства сооружений на лёссовых породах необходимо уделять большое и неослабевающее внимание.

Выше было отмечено, что строительство сооружений на лёссовых породах в СССР регламентируется специальными нормами и правилами. Это стало возможным в результате обобщения накопленного в нашей стране богатого опыта. Рассматриваемая проблема обсуждалась на многих региональных и всесоюзных совещаниях. За последние годы ей был посвящен ряд крупных работ, имеющих большое научное и практическое значение. К их числу, например, относятся работы Ю. М. Абелева и М. Ю. Абелева «Основы проектирования и строительства на просадочных макропористых грунтах» (1968 г.); И. М. Соколова, В. Н. Крутова и Е. А. Сорочана «Строительство крупнопанельных зданий на просадочных грунтах» (1965 г.); Л. Г. Балаева и П. В. Царева «Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья» (1964 г.); Н. И. Кригера «Лёсс, его свойства и связь с географической средой» (1965 г.); сборник под ред. И. В. Попова и В. С. Быковой «Лёссовые породы СССР» (1966 г.); сборник под ред. В. Д. Ломтадзе «Физико-механические свойства и вопросы формирования лёссовых пород Сибири» (1968 г.); В. Ф. Краева «Инженерно-геологическая характеристика пород лёссовой формации Украины» (1971 г.); «Материалы международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород» под ред. Г. А. Мавлянова (1969 г.) и др.

В заключение отметим, что лёссовые породы так же широко распространены в Западной Европе (ГДР и ФРГ, Польше, Венгрии, Румынии, Болгарии, Франции и других странах), в Северной и Южной Америке, в Китае, Монголии и других странах и на континентах.

Петрографические особенности лёссовых пород. По внешнему облику, структурным и текстурным особенностям, физическому состоянию и свойствам лёссовые породы различных районов СССР имеют между собой большое сходство. Этим подтверждается представление о том, что лёссовые породы являются самостоятельным петрографическим типом континентальных отложений. Вместе с тем в каждом районе и даже в каждом разрезе при общем однообразии внешних признаков при детальном исследовании наблюдается сравнительно значительная их изменчивость.

Среди лёссовых пород самых различных районов преобладающими разностями являются суглинки легкие и средние, хотя встречаются разности как более тяжелые, так и более легкие. Их гранулометрический состав (при полудисперсном способе подготовки пород к анализу) достаточно характерен, что видно из данных, приведенных в табл. VI-2 и на рис. VI-4. Рассмотрение огромного числа анализов лёссовых пород (тысячи анализов) из самых различных районов, а также данных табл. VI-2 приводит

к выводу, что характерной особенностью их гранулометрического состава является повышенная или высокая пылеватость. Это, как правило, пылеватые или сильно пылеватые породы. По средним данным многочисленных анализов содержание пылеватых частиц в их составе изменяется от 50—52 до 81—82%, по данным же отдельных анализов может достигать 90—95%, хотя иногда уменьшается до 50%. Содержание песчаных фракций обычно невелико — от единиц процентов до 15—20%, редко выше. Среди них преобладают главным образом тонкие и мелкие фракции; более грубые встречаются редко, как примеси и включения.

Таблица VI-2

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД
(СРЕДНИЕ ДАННЫЕ ПО Ю. М. АБЕЛЕВУ, В. Ф. КРАЕВУ, Ф. А НИКИТЕНКО, Г. А. СУЛАКШИНОЙ, Ф. П. НИФАНТОВУ, В. Д. ЛОМТАДЗЕ, А. К. ЛАРИОНОВУ)

Район	Содержание фракций, %		
	песчаных (> 0,05)	пылеватых (0,05—0,002)	глинистых (< 0,002)
Херсон	14—17	55—73	14—16
Запорожье	7—30	59—62	12—29
Юг Полесья	14	68	18
Киевское плато	22	66	12
Каневский р-н	30	59	11
Донбасс	20	64	16
Новосибирск	16	73	11
Предгорья Алтая	14—26	52—61	17—25
Томск	0,5—20	52—82	15—30
Левобережье Чулыма	0,4—7	68—81	15—25
Кемерово	1—5	56—68	13—35
Иркутск	1—8	70—77	12—25

Таким образом, гранулометрический состав лёссовых пород весьма характерен. Это главным образом различные пылеватые и сильно пылеватые суглинки, которые по простиранию или в вертикальном разрезе могут постепенно переходить в более легкие или более тяжелые разности. По характеру залегания все эти суглинки обычно образуют единую сплошную толщу, и разделение ее на слои и горизонты часто или даже в большинстве случаев затруднительно.

Изучая гранулометрический состав лёссовых пород и применяя дисперсный способ подготовки пород к анализу [19], часто наблюдаем резкое увеличение содержания в них глинистых частиц. При сравнении данных таких анализов с данными анализов, выполненных с применением полудисперсного способа подготовки пород к анализу, устанавливается, что лёссовые породы содержат в своем составе значительное количество водоустойчивых агрегатов.

Поэтому некоторые из них можно отнести к псевдосупесчаным или псевдосуглинистым разностям.

Сравнение результатов анализов лёссовых пород при различных способах их подготовки к анализам позволяет судить о степени их агрегатности и водоустойчивости агрегатов. Так, Н. Я. Денисов (1938 г.) предлагал определять коэффициент водоустойчивости агрегатов, т. е. отношение количества частиц размером

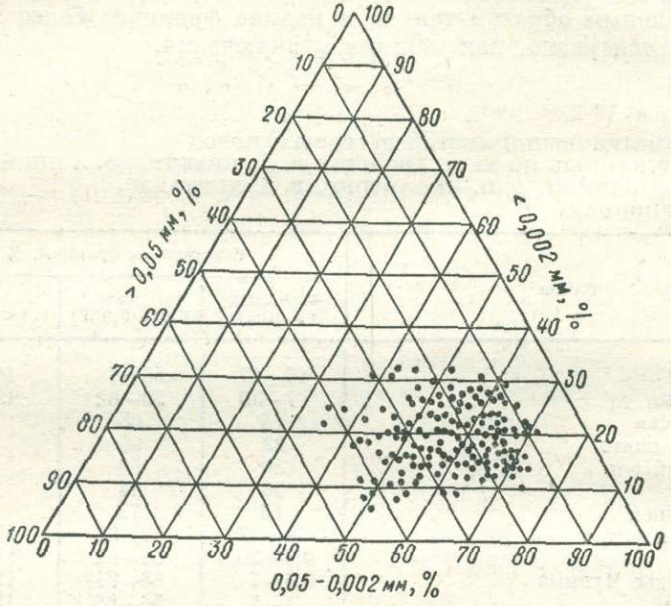


Рис. VI-4. Гранулометрический состав лёссовых пород (170 анализов) юга европейской части СССР (*по А. К. Ларионову*).

0,25—0,01 мм, определенное после 3-минутного взбалтывания породы в воде, к количеству их, установленному после 12-часового кипячения навески породы. Для просадочных лёссовых пород этот коэффициент оказался равным 0,06—0,21, а для непросадочных — более 0,60.

Обращая внимание на характерную повсеместную однородность гранулометрического состава лёссовых пород, следует заметить, что при широком региональном распространении в их гранулометрическом составе наблюдается некоторое изменение как по простиранию, так иногда и по вертикальному разрезу. По простиранию оно проявляется главным образом в увеличении дисперсности (содержания тонкопылеватых и глинистых частиц по мере удаления от источников сноса) от предгорий к равнинам, от границ распространения ледниковых покровов в глубь перигляциальных областей. В вертикальном разрезе лёссовых толщ

иногда наблюдается, что базальные их горизонты имеют более грубый состав, содержат примеси и включения песчаных частиц, гравия, щебня или галек. Такие грубые разности, переходящие в чистые пески, встречаются иногда в лёссовых толщах на разных горизонтах. Например, на Украине по долинам рек Саксагани и Ингульца на отдельных участках верхние горизонты лёссовых суглинков и супесей содержат прослойки с примесями и включениями грубозернистого материала, а также линзы и неправильной формы гнезда чистого мелкозернистого песка. Именно с такими прослойками, линзами и гнездами, а иногда и с опесчаненными зонами связаны скопления грунтовых вод типа верховодки. Примером наличия базального горизонта в лёссовой толще, а также прослоев, линз и гнезд песка в ней может служить также район г. Иркутска.

Окраска лёссовых пород на обширных пространствах их распространения чаще палево-желтая, реже сероватая и светло-бурая до темно-серой или коричневой. Местами она сизая или зеленовато-серая, под почвенным горизонтом часто грязно-серая, белесоватая. В разрезах лёссовых толщ нередко наблюдаются охристые разводы и пятна. На отдельных участках иногда отмечаются натеки, разводы, пятна или выцветы белесоватого цвета от пропитывающих их растворов извести.

Толщи лёссовых пород в разных районах достаточно однородны, слоистость выражена слабо, чаще они неслоисты или неясно-слоисты. Однако все же иногда наблюдается, что отдельные их горизонты имеют различную окраску или оттенки. Окраска верхних горизонтов обычно более светлая, нижних — более темная, коричневатая или даже красноватая. Изменение гранулометрического состава и окраски лёссовых толщ с глубиной позволяет подразделять их на отдельные зоны и горизонты. Этому же способствуют встречающиеся прослои песков, погребенные почвы и выраженные в той или иной степени поверхности наслоения.

Главным характерным текстурным признаком лёссовых пород является их макропористость, которая выражается в виде неправильной формы трубочек и канальцев (диаметром от 0,1 до 3 мм), пронизывающих породу преимущественно вертикально. На горизонтальном срезе породы площадью 1 $см^2$ насчитывается от 3—5 до 18—20 и даже до 25 таких макропор. Наиболее многочисленны они в верхних горизонтах, особенно в зоне аэрации; с глубиной их число постепенно уменьшается. В некоторых разрезах лёссовых пород высотой 6—10 м наблюдается постепенное, иногда едва заметное изменение их макропористости с глубиной. На стенках макропор часто наблюдаются глинистый налет, выцветы солей, корочки извести. Очень часто макропоры полые, иногда частично или полностью выполнены растительными остатками, глинистым веществом, известью (журавчики, дутики) и смешанным материалом.

В естественных обнажениях для лёссовых пород характерна хорошо выраженная столбчатая отдельность. Вертикальные уступы, обрывы высотой от 2—3 до 4—5 м в верхней части обнажений по оврагам, в уступах террас или в бортах карьеров, в выемках, на склонах речных долин — характерный элемент рельефа области распространения лёссовых пород. Иногда наблюдается сползание отдельных блоков лёссовых пород вниз по склону по поверхностям отдельностей, в результате чего склон приобретает ступенчатый вид.

Структура лёссовых пород типичная алевритовая и алевропелитовая. Микроскопические исследования этих пород из самых различных районов показывают, что они в этом отношении очень однородны. В каждом отдельном шлифе наблюдается большая или даже очень большая однородность породы по размеру слагающих ее частиц. Преобладают частицы алевритовые (0,05—0,002 мм) с примесью глинистых. Грубые частицы наблюдаются либо в виде отдельных зерен, либо в виде небольших скоплений их в общей массе породы. Часто при рассмотрении шлифов отмечается, что порода равномерно или неравномерно окрашена окислами железа в желтоватые, охристые тона или органическими соединениями — в грязно-бурые.

В минеральном составе тонкодисперсной (глинистой) части лёссовых пород основную массу составляют различные глинистые минералы (монтмориллонит, каолинит, гидрослюды и их смеси); первичные реликтовые минералы встречаются в ничтожном количестве. Так, например, в северной части распространения лёссовых пород на Русской равнине в тонкодисперсной их части преобладают гидрослюды, а в качестве примеси присутствуют монтмориллонит и каолинит. В южных районах Русской равнины в составе глинистых минералов лёссовых пород содержание примесей монтмориллонита и каолинита выше, тонкодисперсная их часть здесь преимущественно каолинитово-монтмориллонитово-гидрослюдистая. Примерно такой же минеральный состав тонкодисперсной части лёссовых пород на Украине, в Крыму и на Северном Кавказе. В пределах Новосибирского Приобья в тонкодисперсной части лёссовых пород повсеместно встречаются гидрослюды, иногда каолинит, изредка наблюдаются примеси минералов группы монтмориллонита. В пределах Иркутского амфитеатра в лёссовых породах, развитых на кембрийских отложениях, преобладает монтмориллонит, а в области развития юрских пород — каолинит и гидрослюды.

Исследователи лёссовых пород Средней Азии (Г. А. Мавлянов, 1958 г.; С. М. Юсупова, 1941 г.) отмечают, что там в составе тонкодисперсной части наряду с типичными глинистыми минералами, встречающимися в различных количественных соотношениях, постоянно присутствуют кварц, реже карбонаты и некоторые другие неглинистые минералы. В минеральном составе грубодисперсной части лёссовых пород (алевритовая и псам-

митовая части) повсеместно встречаются только первичные реликтовые минералы, среди которых от 40 до 85—90% составляет кварц, присутствуют также полевые шпаты, карбонаты, встречаются амфиболы, пироксены, слюды и др. Примеси цветных минералов нередко достигают 4—5%, обычно их значительно меньше.

Характерной особенностью лёссовых пород является их сравнительно высокая или высокая карбонатность. Суммарное содержание извести в лёссах на Русской равнине изменяется от долей процента до 22—25%, в Средней Азии обычно оно составляет 15—25%, в других районах находится примерно в таких же пределах. Содержание водорастворимых солей (главным образом сульфатов) обычно невелико — доли процента (0,6—0,8%), в южных районах до 1,5—2 и даже до 5%. На юге Украины в лёссовых породах нередко встречаются кристаллы, стяжения и друзы гипса. А. К. Ларионов, В. А. Приклонский и В. П. Ананьев (1959 г.), обобщая обширный материал, отмечают, что лёссовые породы по содержанию водорастворимых солей (типу засоленности) могут быть 1) карбонатно-сульфатно-хлоридными, 2) сульфатно-карбонатно-хлоридными, 3) карбонатно-хлоридно-сульфатными, 4) карбонатно-сульфатными, 5) сульфатно-карбонатными и 6) карбонатно-хлоридными.

Емкость поглощения лёссовых пород в соответствии с различной степенью их глинистости и минеральным составом тонкодисперсной части изменяется в сравнительно широких пределах — от 8—10 до 35—42 мг-экв на 100 г сухой породы. В составе обменных катионов главная роль принадлежит Ca^{2+} и Mg^{2+}, реже Na^{+}, иногда имеется H^{+}.

Физико-механические свойства лёссовых пород. Физико-механические свойства лёссовых пород в СССР и во многих других странах изучены достаточно полно, хотя и не с одинаковой степенью детальности в различных районах. Результаты этих исследований приведены в многочисленных публикациях, библиографический список которых состоит из многих сотен наименований. Сводные данные о свойствах лёссовых пород также приведены в названных выше работах. Обобщая данные многих исследователей, и в том числе собственных наблюдений, можно отметить, что лёссовые породы по физико-механическим свойствам существенно отличаются от всех других глинистых пород, образовавшихся на суше, что они действительно образуют совершенно самостоятельный петрографический тип континентальных отложений.

Средние данные, характеризующие физические свойства лёссовых пород, приведены в табл. VI-3. Средняя естественная влажность лёссовых суглинков (наиболее распространенной разности лёссовых пород) весьма умеренна, ее значение, как правило, не превышает 20—25%. Диапазон изменений от минимума до максимума широк — от 5—6% до 30, редко до 35%. У более легких

Таблица VI-3

ОБОБЩЕННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ СУГЛИНКОВ ИЗ РАЗНЫХ РАЙОНОВ СССР (ПО Ю. М. АБЕЛЕВУ, В. С. БЫКОВОЙ, Н. И. КРИГЕРУ, В. Ф. КРАЕВУ, А. К. ЛАРИОНОВУ, В. Д. ЛОМТАДЗЕ, Г. А. МАВЛЯНОВУ, А. В. МИНЕВРИНУ, Ф. А. НИКИТЕНКО, Ф. П. НИФАНТОВУ, В. А. ПРИКЛОНСКОМУ, Г. Б. ПАЛЬЦИНУ)

Район	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³			Пористость, %	Коэффициент пористости	Предел		Число пластичности, %
		минеральной части породы	породы	скелета породы			текучести, %	пластичности, %	
Тульская область	23	2,74	1,82	1,51	41	0,66	—	—	11
Липецкая область	19	2,70	1,79	1,50	44	0,77	—	—	14
Тамбовско-Воронежская область	20	2,71	1,80	1,50	45	0,82	—	—	15
Киевское плато	13	2,69	1,71	1,48	44	0,77	26	17	9
Канал Северный Донец — Донбасс	20	2,75	1,90	1,57	43	0,73	41	23	18
Донбасс (Центральный и Восточный)	19	2,71	1,82	1,59	44	0,77	37	22	15
Украинский кристаллический щит	16	2,66	1,59	1,47	42	0,70	31	18	13
Водораздел Днепр — Южный Буг	14	2,70	1,76	1,54	43	0,73	37	22	15
Приднестровско-Карпатская область	17	2,70	1,70	1,49	40	0,72	33	19	14
Закубанская равнина	15	2,71	1,80	1,53	44	0,77	36	21	15
Ергени	13	2,72	1,78	1,50	45	0,82	30	19	11
Приташкентский район	14	2,73	1,47	1,28	52	—	—	—	—
Голодностепский район	15	2,73	1,47	—	46	—	—	—	—
Предуралье	19	2,68	1,83	1,54	42	0,73	30	17	13
Рудный Алтай	18	—	—	—	45	0,82	33	18	15
Алтай	15	2,64	1,65	—	41	0,70	30	19	11
Кузнецк	23	2,70—2,75	1,80	1,45	42—50	0,72—1,00	22—29	16—19	7—14
Новосибирск	15—22	2,65—2,75	1,66—1,73	1,36—1,48	46—49	0,85—0,97	—	—	9—15
Юг Красноярского края	18	2,70	1,30—1,80	—	38—60	—	30—31	22—23	8
Иркутск — Черемхово	13—23	2,69—2,81	1,30—1,88	—	43—61	0,76—1,50	—	—	10—18

разностей средняя влажность равна 12—14%, у более тяжелых приближается к 20—23%. В климатической зоне недостаточного увлажнения (Крым, юг Украины, Средняя Азия) влажность лёссовых пород наиболее низка — от 5—6 до 12—14%; в климатических зонах, более влажных, средняя естественная влажность их выше. Влажность лёссовых пород зависит от глубины залегания подземных вод, от искусственного их увлажнения при орошении полей, в зонах каналов и разнообразных оросителей, при подтоплении отдельных участков, а на многочисленных строительных площадках от нарушения поверхностного стока и сброса хозяйственных вод. Коэффициент насыщения лёссовых пород в большинстве случаев не превышает 0,50, реже достигает 0,6—0,7 и совсем редко бывает выше.

Плотность минеральной части (удельный вес) лёссовых суглинков нормальная, типичная для лёссовых пород вообще. У разностей более карбонатных она несколько выше средней, достигает 2,75—2,81 г/см³. Плотность породы и скелета породы (объемный вес и объемный вес скелета), равно как и пористость, показывают, что эти отложения имеют пониженную плотность сложения, являются явно недоуплотненными, а некоторые разности имеют просто «рыхлое» сложение, пористость их достигает 50% и выше. На малую плотность сложения указывают и значения коэффициента пористости. Коэффициент естественной уплотненности лёссовых пород обычно имеет отрицательное значение (меньше нуля) и характеризует их как породы недоуплотненные.

Плотность сложения и склонность лёссовых пород к деформациям оценивается также коэффициентом макропористости. Это особый показатель физического состояния лёссовых пород. Как известно, если взять объем лёссовой породы, то в нем можно выделить объем скелета m, объем нормальных пор n' и объем макропор n''. Сумма $n' + n''$ составляет общий объем пор n в единице объема породы. Коэффициент пористости такой породы

$$e = \frac{n}{m} = \frac{n' + n''}{m}.$$

Отношение n'/m представляет собой коэффициент нормальной пористости породы; отношение n''/m называют коэффициентом макропористости породы и обозначают e_m. Этот коэффициент вычисляют по данным компрессионных испытаний по формуле

$$e_m = e_\sigma - e'_\sigma,$$

где e_σ — коэффициент пористости породы, уплотненной нагрузкой σ, кгс/см²; e'_σ — коэффициент пористости того же образца породы после искусственного увлажнения, при той же нагрузке σ, кгс/см². Если коэффициент макропористости равен нулю, то, следовательно в породе нет макропор, это либо не лёссовая порода, либо деградированная лёссовая порода, утратившая свой характерный диагностический признак. Чем выше значение коэффициента

макропористости, тем больший объем в породе составляют макропоры, тем менее плотно ее сложение. У лёссовых пород его значение изменяется от 0,03—0,07 до 0,37—0,40.

Пределы текучести и пластичности у лёссовых пород обычно пониженные, т. е. такие же, как у пылеватых и сильно пылеватых глинистых пород. По значению числа пластичности они, как правило, умеренно глинистые и при увлажнении легко могут переходить в текучее состояние. Лёссовые породы водонеустойчивы, *они очень легко и быстро размокают и размываются*. Ско-

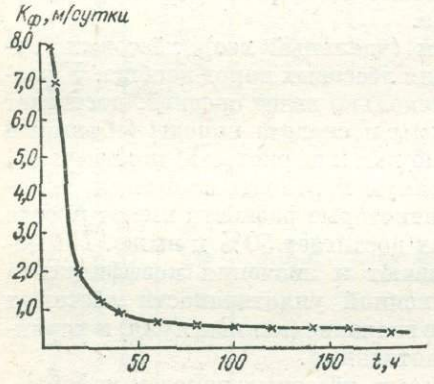
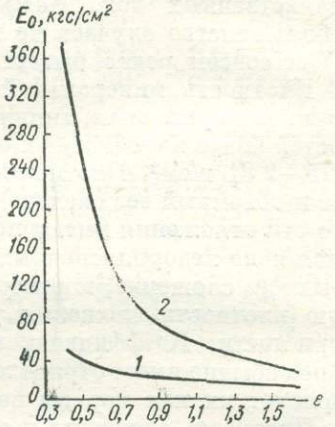


Рис. VI-5. Результаты определения водопроницаемости лёссовых пород методом инфильтрации воды из шурфа.



Ри . VI-6. Изменение модуля общей деформации лёссовых пород в зависимости от коэффициента пористости (по И. А. Агишеву).

1 — по данным испытаний пород в компрессионных приборах; *2* — по данным полевых ис ытаний пород методом пробных нагрузок.

рость их размокания в лабораторных условиях измеряется минутами, при этом они распадаются на мельчайшие частицы и агрегаты, т. е. по характеру разрушения отличаются от других глинистых пород. Быстрое и характерное их размокание указывает на водонеустойчивость их структурных связей и породы в целом, определяет легкую их размываемость и развитие других геологических процессов и явлений, с ними связанных.

Лёссовые породы средневлагоемки и слабо- или очень слабоводопроницаемы. Коэффициент фильтрации $K_ф$ их изменяется от долей метра до нескольких метров в сутки. В вертикальном направлении (в направлении ориентировки макропор) их водопроницаемость значительно выше, чем в горизонтальном, и в этом отношении они очень анизотропны. Кроме того, их водопроницаемость существенно изменяется во времени. На рис. VI-5 приведены результаты определения водопроницаемости лёссовых пород на одной строительной площадке методом инфильтрации воды из шурфа. Как видно, через 10 ч инфильтрации воды коэф-

фициент фильтрации лёссовых пород в вертикальном направлении уменьшился примерно с 8 до 2 м/сутки, а через 50 ч — до 0,6—0,7 м/сутки. В дальнейшем значение коэффициента фильтрации более или менее стабилизировалось. Такое изменение водопроницаемости лёссовых пород связано с их размоканием и оплыванием стенок макропор.

Лёссовые породы естественной влажности и плотности при действии на них умеренной нагрузки являются средне- или даже слабосжимаемыми породами. Коэффициент сжимаемости их в интервале нагрузок от 1 до 2 кгс/см² измеряется сотыми и тысячными долями квадратного сантиметра на килограмм-силу. Модуль общей деформации по результатам их испытаний пробными нагрузками штампом площадью 5000 см² в различных районах характеризуется данными, приведенными в табл. VI-4.

Таблица VI-4

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ МОДУЛЯ ОБЩЕЙ ДЕФОРМАЦИИ ЛЁССОВЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ИСПЫТАНИЙ ПРОБНЫМИ НАГРУЗКАМИ (ПО Ю. М. АБЕЛЕВУ И М. Ю. АБЕЛЕВУ)

Породы	Влажность, %	Пористость, %	Модуль общей деформации, кгс/см²
Лёсс	10—17	47—48	225—320
Лёссовидный суглинок	6—8	46—48	220—280
» »	8—14	47—49	190—220
» »	12—18	43—45	100—400
» »	22—25	40—45	100—240
» »	22—25	45—48	80—150
» »	25—30	40—45	70—130
» »	25—30	45—48	45—90

Как видно из этой таблицы, лёссовые породы при умеренно, естественной влажности, несмотря на большую общую пористость обладают сравнительно умеренной деформируемостью. Модуль их общей деформации измеряется сотнями килограмм-сил на квадратный сантиметр. Однако как только влажность лёссовых пород повышается выше обычной естественной, выше «нормы», податливость их деформациям значительно возрастает, и они в этом отношении должны оцениваться как слабые породы. Модуль общей деформации их измеряется первыми десятками килограмм-сил на квадратный сантиметр.

Как показывают сопоставления результатов исследований деформационных свойств лёссовых пород, данные лабораторных испытаний обычно дают заниженные значения величины модуля их общей деформации и характеризуют их как породы более податливые, чем они есть на самом деле (рис. VI-6). Проведенные исследования показали, что переходный коэффициент от значений

E_0, полученных по лабораторным испытаниям, к значениям E_0, полученным по полевым испытаниям, равен 2.

При проектировании и строительстве сооружений на лёссовых породах при оценке их деформационных свойств главное внимание уделяют не этим, обычным для любых других горных пород показателям, а тем, которые характеризуют их просадочность, т. е. деформируемость при замачивании (водонасыщении) в ненагруженном и нагруженном состояниях. Поэтому ниже особое внимание уделяется оценке и прогнозу просадочности лёссовых пород. Здесь же подчеркнем только, что они при обычной умеренной влажности являются достаточно устойчивыми, средне- или слабосжимаемыми породами.

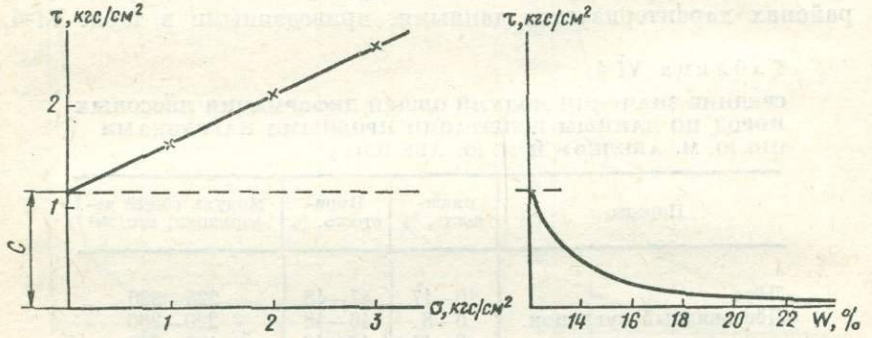


Рис. VI-7. Релаксация сил сцепления в лёссовой породе при изменении ее влажности.

Прочность лёссовых пород, как и их деформируемость, в значительной степени зависит от их влажности и плотности. Обобщенные значения, характеризующие прочность (сопротивление их сдвигу) приведены в табл. VI-5. Эти данные можно считать типичными, они хорошо отражают в количественном и качественном отношениях прочность лёссовых пород. При умеренной влажности они имеют сравнительно высокие значения сопротивления сдвигу. *Угол внутреннего трения достигает 28—30° и выше*, а сцепление — 0,80—1,20 кгс/см² и более. Однако при повышении их влажности прочность структурных связей и породы в целом снижается.

Выше уже обращалось внимание на то, что лёссовые породы в естественных обнажениях держат вертикальные откосы высотой от 2—3 до 4—5 м, но при увлажнении они быстро размокают и оплывают, их сопротивление сдвигу резко снижается — стремится к нулю. Происходит резкая «релаксация» сил сцепления и прочности пород в целом (рис. VI-7).

Оценка и прогноз просадочности лёссовых пород. Просадки в лёссовых породах нередко хорошо выражены в рельефе в виде блюдцеобразных плоских понижений, западин,

Таблица VI-5

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СОПРОТИВЛЕНИЯ СДВИГУ ЛЁССОВЫХ ПОРОД (ИЗ РАБОТЫ Ю. М. АБЕЛЕВА И М. Ю. АБЕЛЕВА)

Плотность скелета породы, г/см³	Влажность, %	φ	tg φ	σ, кгс/см²
1,25—1,27	4	39° 20′	0,819	0,70
	7	33 50	0,670	0,52
	15	31 20	0,611	0,32
	19	30 10	0,581	0,21
	24	26 20	0,495	0,06
	28	26 00	0,487	0,02
1,36—1,38	6	36 50	0,74	0,80
	10	35 00	0,70	0,65
	13	31 20	0,61	0,46
	15	29 00	0,55	0,35
	21	28 20	0,54	0,20
	25	26 30	0,50	0,10
	27	25 20	0,47	0,05
1,42—1,44	7	34 10	0,68	0,96
	12	28 50	0,55	0,58
	16	28 30	0,54	0,46
	18	28 20	0,54	0,40
	22	27 00	0,51	0,26
	23	26 30	0,50	0,20
	26	25 50	0,49	0,10
1,48—1,50	8	37 10	0,76	1,57
	10	33 00	0,65	1,20
	14	28 20	0,54	0,80
	19	26 30	0,50	0,52
	24	26 00	0,49	0,20
1,53—1,55	14	36 10	0,73	1,32
	18	34 30	0,69	1,00
	22	31 20	0,61	0,70
	24	26 10	0,49	0,42
	26	25 40	0,48	0,31
	27	25 10	0,47	0,26

ложбин и воронок, встречающихся как отдельно, так и группами, охватывающими большие площади. Так, например, в окрестностях г. Иркутска широко распространены замкнутые воронкообразные понижения. Воронки встречаются то отдельно одна от другой, то группами, образуя нередко сплошные поля. Воронки имеют самую разнообразную форму и различные размеры. Форма их

чаще круглая, эллиптическая, диаметр достигает 10—15 м, когда они распространены группами, и 40—50 м, когда встречаются одиночно. Глубина обычно 2—3 м, склоны крутые, плавно сливаются с дном и разделяющими их буграми. Группы воронок часто соединяются между собой радиальными понижениями, от чего приобретают трех-, четырех- и пятилучевую форму. Воронки, заполненные водой, образуют небольшие озерки. В районах с широким развитием воронок рельеф приобретает характер «мелкосопочника». Такой рельеф наблюдался нами в районе г. Иркутска на III и частично на IV террасах р. Ангары, на склоне Сенюшиной горы в долине р. Иркута, в долине р. Лены в районе г. Качуга. В. И. Москвитин (1940 г.) приводит описание мелкобугристого рельефа на лёссовых породах в пределах Канского угленосного бассейна, а также в бассейне р. Вихоревой (левый приток р. Ангары) в пределах Красноярского края. В литературе имеются многочисленные указания на развитие блюдцеобразных понижений, ложбин и воронок просадочного происхождения почти во всех районах распространения лёссовых пород.

Для выяснения причин образования этих форм рельефа проведено исследование физико-механических свойств лёссовых суглинков района г. Иркутска из воронок и из прилегающих к ним более повышенных участков. Оказалось, что пористость первых меньше, чем вторых. На основании этих данных еще в 1938 г. нами было высказано предположение о просадочном происхождении воронок и образовании мелкобугристого рельефа. Эти просадочные явления действительно связаны с изменением плотности сложения лёссовых суглинков при их доуплотнении под влиянием долговременного увлажнения.

При оценке просадочности лёссовых пород необходимо учитывать, что они всегда макропористы, во многих районах имеют весьма умеренную или низкую естественную влажность, общую пористость 40—45% и выше, коэффициент пористости 0,72—0,82 и более, плотность скелета (объемный вес скелета) 1,50—1,60 г/см³ и меньше, а коэффициент насыщения часто не превышает 0,5—0,6. Анализ данных исследований лёссовых пород СССР показывает, что при таких значениях показателей физических свойств лёссовые породы в большинстве случаев являются просадочными.

В соответствии с действующими Строительными нормами и правилами (СНиП II-Б.2—62) к просадочным относятся породы, имеющие коэффициент насыщения меньше 0,6 и значение

$$\frac{e_0 - e_т}{1 + e_0} \geqslant -0{,}1,$$

где e_0 — коэффициент пористости породы естественного сложения и влажности; $e_т$ — коэффициент пористости той же породы при влажности на пределе текучести.

При инженерных расчетах обычно пользуются величинами относительных деформаций горных пород, т. е.

$$a_0 = \frac{\Delta h}{h} = \frac{e_0 - e_\sigma}{1 + e_0},$$

где a_0 — коэффициент относительной сжимаемости породы после уплотнения ее нагрузкой σ; Δh — величина, на которую изменилась высота образца породы при полной стабилизации ее уплотнения от данной нагрузки σ и соответственно при изменении ее пористости от e_0 до e_σ; h — первоначальная высота испытуемого образца породы, мм.

При оценке просадочности лёссовых пород необходимо знать величину относительной деформации породы от действия одного лишь замачивания, которую называют коэффициентом относительной просадочности a_m.

Значение a_m по аналогии с вышеприведенной формулой вычисляют следующим образом:

$$a_m = a'_0 - a_0,$$

где a_0 — относительная деформация породы после уплотнения ее нагрузкой σ; a'_0 — относительная деформация того же образца породы после искусственного увлажнения при той же нагрузке σ.

Аналитическое определение коэффициента относительной просадочности a_m производят по формуле

$$a_m = \frac{e_m}{1 + e_\sigma}.$$

Если a_m больше 0,02, порода обладает просадочными свойствами, если меньше 0,02, то порода слабо реагирует на замачивание, сложение ее устойчиво. Значения коэффициента макропористости e_m и коэффициента относительной просадочности a_m различны при разной величине удельного давления; максимальные значения e_m и a_m часто наблюдаются в интервале давлений от 2,0 до 4,0 кгс/см^2.

Согласно СНиП II-Б.2—62 величина относительной просадочности породы a_m определяется по формуле

$$a_m = \frac{h - h'}{h_0},$$

где h — высота образца породы (мм) естественного сложения и влажности, уплотненного в компрессионном приборе нагрузкой σ, кгс/см^2, равной давлению от веса сооружения и собственного веса вышележащей породы; h' — высота того же образца породы (мм) после его замачивания при той же нагрузке σ; h_0 — высота того же образца породы (мм) естественного сложения и влажности, уплотненного в компрессионном приборе нагрузкой σ (кгс/см^2), равной весу вышележащих пород (природная нагрузка).

Как показывает опыт изучения просадочности лёссовых пород, она, как и другие их свойства, может изменяться как на разных участках, так и в пределах одного строительного участка по простиранию и на глубину (табл. VI-6). Непосредственное изучение и оценку просадочности лёссовых пород производят по данным их испытаний как в лабораторных, так и в полевых условиях. В лабораторных условиях их испытывают на компрессию по

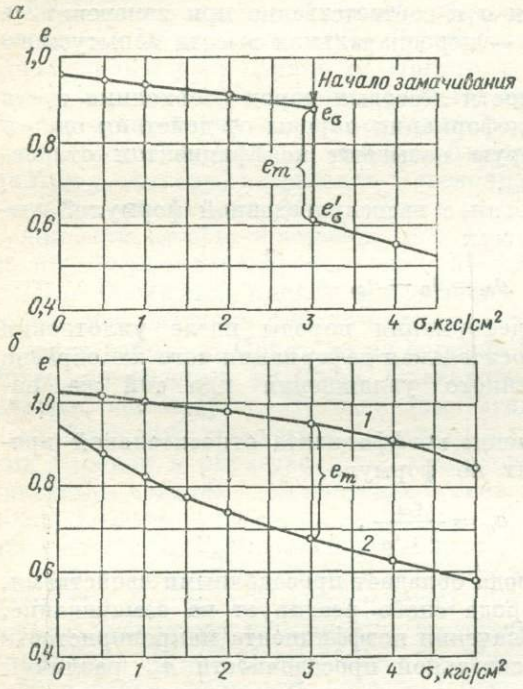


Рис. VI-8. Компрессионные кривые лёссовых пород при испытании по методу одной (*а*) и двух (*б*) кривых.

1— кривая для образца естественной влажности; *2* — кривая для образца, искусственно увлажненного.

методу одной или двух кривых [10, 11]. Результаты этих испытаний изображают в виде компрессионных кривых (рис. VI-8) и по ним определяют значения e_m и a_m. При испытании породы по методу двух кривых представляется возможным выявить, при какой уплотняющей нагрузке порода обладает максимальной просадочностью.

В полевых условиях просадочность лёссовых пород наиболее часто исследуют испытанием их в шурфах или скважинах методом пробных нагрузок (см. «Специальная инженерная геология»). Показателем просадочности M при этом является отношение величины просадки опытного штампа от замачивания $S_{пр}$ к величине осадки его только от нагрузки $S_{ос}$, т. е.

$$M = \frac{S_{пр}}{S_{ос}}.$$

Таблица VI-6

МАКСИМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПРОСАДОЧНОСТИ ЛЁССОВЫХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНОВ СССР (ПО Ю. М. АБЕЛЕВУ И М. Ю. АБЕЛЕВУ; 1968 г.)

Район	Коэффициент относительной просадочности	Район	Коэффициент относительной просадочности
Одесса	0,05—0,015	Грозный	0,08—0,12
Херсон	0,05—0,09	Нальчик	0,04—0,08
Никополь	0,06—0,12	Сумгаит	0,04—0,10
Днепропетровск	0,03—0,08	Петропавловск	0,03—0,06
Запорожье	0,07—0,11	Чимкент	0,05—0,10
Кременчуг	0,04—0,08	Алма-Ата	0,03—0,07
Пенза	0,04—0,11	Тюмень	0,06—0,09
Саратов	0,04—0,08	Барнаул	0,05—0,10
Куйбышев	0,04—0,06	Новосибирск	0,03—0,08
Волжский	0,04—0,08	Кемерово	0,03—0,09
Ростов-на-Дону	0,04—0,06	Красноярск	0,04—0,08
Таганрог	0,04—0,07		

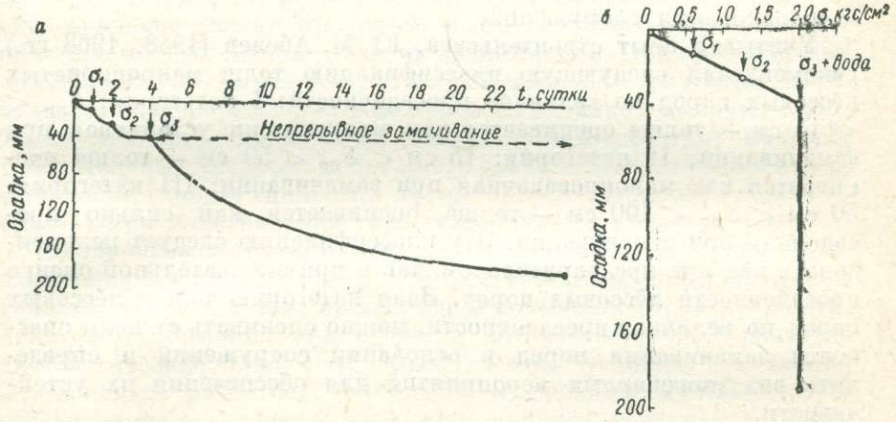


Рис. VI-9. Результаты испытаний лёссовых пород на просадочность методом пробных нагрузок.

а—б — графики зависимости осадки: *а* — от времени, *б* — от нагрузки.

Величина этого показателя для лёссовых пород различных районов изменяется от 2 до 18 [2]. На рис. VI-9 приведены результаты испытаний лёссовых пород методом пробных нагрузок, из которых видно, что показатель просадочности равен 4,8.

В Строительных нормах и правилах (СНиП II-Б.2—62) лёссовые породы в зависимости от склонности к просадкам от их собственного веса при замачивании подразделяются на два типа:

I тип пород, просадка которых от собственного веса не превышает 5 см, т. е. практически мала; II тип пород, просадка которых от собственного веса превышает 5 см, т. е. становится достаточно заметной, значительной.

При проектировании оснований и фундаментов зданий и сооружений и выборе мероприятий, обеспечивающих их устойчивость, недостаточно знать тип пород, необходимо оценивать просадочность всей толщи пород, расположенных в зоне влияния здания или сооружения (активная зона). Согласно СНиП II-Б.2—6-2 возможная величина просадки здания и сооружения определяется по формуле

$$S_{\text{пр}} = \sum_{1}^{i} a_{mi} h_i m,$$

где a_{mi} — коэффициент относительной просадочности каждого слоя породы в пределах основания сооружения при средней действующей нагрузке в его пределах; h_i — мощность каждого слоя породы, выделенного в активной зоне основания сооружения; m — коэффициент условий работы основания, равный 2 для слоя, непосредственно примыкающего к подошве фундамента, и 1,5 — для всех нижележащих; i — число слоев, выделенных в активной зоне основания сооружения.

Учитывая опыт строительства, Ю. М. Абелев (1948, 1968 гг.) рекомендовал следующую классификацию толщ макропористых лёссовых пород по величине просадочности: I категория: $S_{\text{пр}} < 15$ см — толща оценивается как практически устойчивая при замачивании; II категория: 15 см $< S_{пр} < 50$ см — толща оценивается как малопросадочная при замачивании; III категория: 50 см $< S_{\text{пр}} < 100$ см — толща оценивается как сильно просадочная при замачивании. Эту классификацию следует рекомендовать как при предварительной, так и при окончательной оценке просадочности лёссовых пород. Зная категорию толщи лёссовых пород по величине просадочности, можно оценивать степень опасности замачивания пород в основании сооружений и определять *вид инженерных мероприятий для обеспечения их устойчивости.*

Формирование свойств лёссовых пород. В геологической истории формирования лёссовых пород в земной коре, как и других осадочных пород, надо различать два основных этапа: 1) накопление осадков и 2) преобразование их при литификации в лёссовые породы. Степень выраженности лёссовых признаков и свойств в известной мере определяется способом и условиями накопления осадков, за счет которых формируются лёссовые породы. Наиболее благоприятными являются условия накопления эоловых осадков, менее благоприятными — делювиальных и пролювиальных и наихудшими — аллювиальных.

Отмечая влияние генезиса осадков на формирование свойств лёссовых пород, необходимо обратить внимание на то важное значение, которое в этом отношении имеет этап литификации, т. е. этап превращения континентальных осадков в лёссовые породы. Именно этот этап является ведущим в формировании внешнего облика и специфических свойств лёссовых пород, определяющих условия строительства на них сооружений.

Глинистые осадки континентального происхождения на поверхности суши подвергаются прежде всего воздействию почвообразовательных процессов, которые преобразуют их в глинистые породы (лёссовые породы) и наделяют отличающимися от пород типично субаквального происхождения (морских, лагунных, озерных) особенностями состава, состояния и свойств. Следовательно, почвообразовательные процессы с геологической точки зрения нужно рассматривать как процессы диагенетические, а почву, подобно илу, накапливающемуся на дне водоемов, как первую стадию существования и изменений континентальных осадков при литификации [9]. Любопытно заметить, что В. И. Вернадский (1922 г.) указывал на некоторое сходство илов, слагающих дно океанов, с почвами, покрывающими сушу, и на то, что как те, так и другие «мало могут быть названы горными породами». Естественно, что почвообразовательные процессы имеют диагенетическое значение только при нормальном развитии осадконакопления, при прогрессивном развитии литификации. При преобладании эрозии над аккумуляцией, при регрессивном развитии литификации почвообразовательные процессы активно участвуют в развитии элювия — коры выветривания. Следовательно, почвообразовательные процессы могут иметь двойственное значение в формировании свойств глинистых пород: при литификации осадков — одно, а при выветривании горных пород — другое.

Почвообразовательные процессы протекают неодинаково в разных географических зонах. Лёссовые породы распространены главным образом в зоне степей, где в почвенном горизонте континентальных осадков, как среде, в которой получают развитие диагенетические процессы, геохимические условия отличаются интенсивным развитием биогенных и физико-химических процессов, высоким содержанием перегнойного вещества, органических коллоидов и соответственно повышенной минерализацией почвенных вод. Почвенный горизонт постоянно находится под влиянием суточных, сезонных и многолетних изменений климатических условий, регулирующих интенсивность диагенетических процессов.

При диагенетических преобразованиях континентальных осадков, как и при типичных субаквальных, наблюдаются изменения состава. Эти изменения прежде всего проявляются в степени дисперсности. Атмосферная пыль или тонкодисперсный глинисто-пылеватый материал, приносимый водными потоками, осаждается на поверхности суши и сравнительно быстро вовлекается в сферу

воздействия биогенных процессов при почвообразовании. В результате этого в свежеотложившемся осадке возникают микро- и макроагрегаты. Их образованию способствует уплотнение осадка под влиянием давления фильтрационных потоков воды, поступающей в почву из атмосферы; давления, возникающего от усадки почвы при испарении влаги, а также давления, оказываемого корнями растений и микроорганизмами, пронизывающими почву. Образование агрегатов происходит в результате коагуляции коллоидов при замерзании и высушивании почвы, а также вследствие склеивания минеральных частиц почвенными коллоидами и другими органическими и минеральными соединениями.

Возникновению агрегатов могут способствовать и другие факторы. Некоторые первичные минералы (полевые шпаты, слюды, амфиболы и др.) при почвообразовательных процессах оказываются неустойчивыми, разлагаются (выветриваются). В результате этого в почве увеличивается содержание минерального вещества в тонкодисперсном коллоидном состоянии, которое и усиливает процессы образования агрегатов. Возникшие таким образом микро- и макроагрегаты изменяют дисперсность осадков и, естественно, их гидрофизические свойства. Такие изменения наиболее заметны в самых верхних горизонтах почвенного покрова. С глубиной часть агрегатов, менее устойчивых и прочных, при воздействии на них влаги, поступающей из атмосферы, разрушается, и дисперсность отложений вновь частично увеличивается.

При почвообразовательных процессах некоторым изменениям подвергается и минеральный состав осадков, так как одни минералы разрушаются, другие возникают вновь. Изменение минерального состава в процессе почвообразования обусловлено главным образом непосредственным воздействием организмов и почвенных растворов, содержащих продукты их жизнедеятельности и распада. Происходящие при этом процессы отличаются сложностью и разнообразием. В составе континентальных осадков могут находиться различные глинистые минералы, но существующие физико-химические условия в почвах степной зоны благоприятны для сохранения и развития минералов главным образом из группы монтмориллонита и гидрослюд. Многочисленные исследования минерального состава тонкодисперсной части почв степной зоны показывают, что в этих почвах преобладают именно монтмориллонит и гидрослюды, хотя в некоторых случаях встречается и каолинит. Однако каолинит в условиях таких почв нельзя считать устойчивым минералом.

Присутствие монтмориллонита и гидрослюд в почвах связано главным образом с привносом их в составе терригенного материала. Наряду с этим возникновение их может быть обусловлено и почвообразовательными процессами. Окислы, образующиеся в результате разложения растительных остатков и разрушения некоторых минералов, могут вступать во взаимодействие друг с другом и образовывать новые минералы, более устойчивые в существующих

физико-химических условиях среды, например минералы типа монтмориллонита и гидрослюд. В почвах степной зоны создаются благоприятные условия и для образования карбонатов. Эти почвы постоянно обогащаются значительным количеством углекислоты, выделяющейся как в процессе жизни населяющих почву животных и корней растений, так и при распаде их после отмирания. В результате взаимодействия углекислоты с основаниями, освобождающимися при разложении органических остатков и некоторых минералов, происходит образование солей угольной кислоты. Последние выделяются в различной форме. Они равномерно пронизывают и цементируют мелкозем, не создавая заметных скоплений, или образуют налеты, натеки, пятна, разнообразной формы стяжения.

Обогащение почвы карбонатами в присутствии углекислоты обусловливает насыщенность ими почвенных растворов, а поглощающего комплекса — кальцием и магнием. Все это ослабляет проявление глинистых свойств у почвы, способствует образованию агрегатов, упрочению внутренних структурных связей в почвенном слое. При почвообразовательных процессах происходят и другие сложные и разнообразные изменения минерального состава глинистых осадков, однако их значение в формировании свойств глинистых отложений пока недостаточно изучено.

В самых верхних горизонтах почвенного слоя накапливается значительное количество органического вещества, обусловливающего интенсивность биогенных и геохимических процессов. В ходе этих процессов происходит разложение органического вещества, и поэтому содержание его с глубиной постепенно уменьшается, достигая часто долей процента на глубине 1,0—1,5 м. С уменьшением содержания органического вещества заметно изменяются и свойства почвенных отложений.

При диагенетических почвообразовательных преобразованиях осадков континентального происхождения изменяются их состояние и свойства. Однако, в отличие от субаквальных осадков, диагенетические изменения континентальных осадков постоянно находятся под воздействием климатических факторов. Существенное значение при этом имеют и орографические особенности местности. Влияние этих естественноисторических факторов прежде всего выражается в изменениях состояния влажности осадков в зоне диагенеза в почвенном слое.

Самые верхние горизонты почвенного слоя характеризуются наиболее высокими значениями и наибольшей изменчивостью естественной влажности в течение года, тогда как в нижних горизонтах она бóльшую часть года меньше и более постоянна. С глубиной изменяются и другие свойства континентальных осадков в пределах почвенного слоя. Так, например, с глубиной постепенно возрастает значение плотности минеральной части породы и резко уменьшается максимальная молекулярная влагоемкость. Эти изменения связаны с уменьшением содержания перегноя

и увеличением содержания карбонатов с глубиной. Заметно увеличивается плотность отложений и уменьшается их пористость.

В самых верхних горизонтах почвенного слоя, где сосредоточена основная масса корней травянистых растений, пористость достигает 50—60% и характеризует значительную рыхлость его сложения. В нижних горизонтах, где меньше корней растений, пористость заметно уменьшается. После отмирания и разложения корней растений и других растительных остатков в почвенном слое и подстилающих его породах остаются пустоты — канальцы пронизывающие их главным образом в вертикальном направлении,

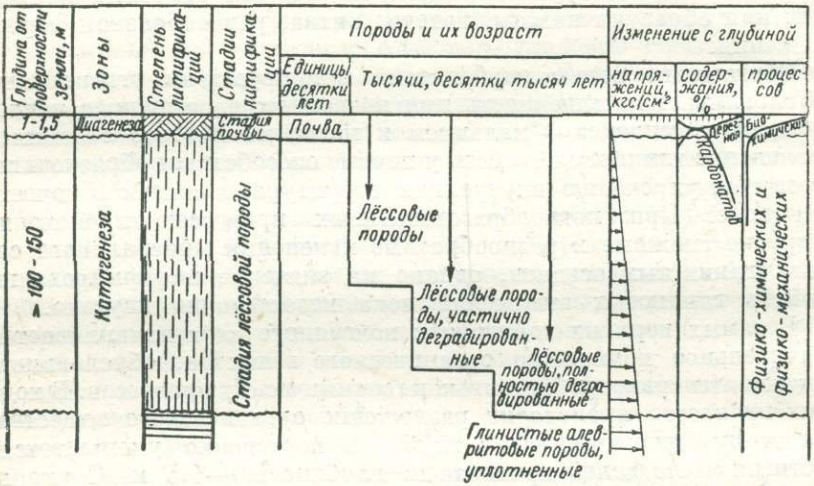


Рис. VI-10. Схема формирования свойств лёссовых пород (по В. Д. Ломтадзе)

как была ориентирована сетка корней и стеблей растений. По этим канальцам (макропорам) облегчается инфильтрация почвенных растворов, при испарении которых на стенках макропор образуются натеки и налеты, а часто они оказываются полностью выполненными теми или иными соединениями, среди которых обычно преобладают карбонаты.

Так возникает макропористость, являющаяся основным диагностическим признаком лёссовых пород. При увеличении плотности почвенных отложений с глубиной возрастает и прочность их структурных связей. В результате всех этих изменений континентальные осадки названной географической зоны, пройдя стадию почвы, под влиянием процессов диагенеза превращаются в лёссовые породы, обладающие особыми внешними признаками и физико-механическими свойствами. При развивающемся осадочном процессе они перекрываются новыми осадками, постепенно погружаются на все большие глубины земной коры, где в новых геохимических условиях под влиянием процессов

эпигенеза происходят дальнейшие изменения их состава, состояния и свойств, начинает частично уменьшаться макропористость и просадочность, а затем они полностью исчезают, происходит деградация признаков и свойств лёссовых пород (рис. VI-10).

Геологические и в том числе физические и химические процессы формирования свойств лёссовых пород изучены еще недостаточно, хотя лёссовая проблема существует уже столетие.

Проектирование и строительство сооружений на лёссовых породах. Из приведенного описания следует, что проблема проектирования и строительства сооружений на лёссовых, т. е. макропористых, породах связана в первую очередь с их водонеустойчивостью и склонностью к просадкам. Это строительство сооружений на просадочных породах. Основная причина просадки лёссовых пород состоит в том, что под воздействием воды в них разрушаются структурные связи и строение, происходят оплывание макропор и резкое доуплотнение породы либо только от собственного веса, либо под воздействием нагрузки от сооружения.

Опыт проектирования и строительства показывает, что нарушения устойчивости сооружений в большинстве случаев связаны с различными видами случайного замачивания лёссовых пород. Оно может происходить при скоплении дождевых и талых вод на отдельных участках в связи с отсутствием там или нарушением регуляции поверхностного стока, при отсутствии или нарушении гидроизоляции, ограждающей основания сооружений от увлажнения, от утечки воды из подземных коммуникаций, при местном подтоплении строительных площадок в связи с подъемом уровня подземных вод, неорганизованном сбросе производственных вод, промораживании строительных котлованов, а затем их оттаивании и т. д.

Наряду с различными видами случайного замачивания лёссовых пород может происходить и неизбежное их замачивание при орошении земель, строительстве каналов, водохранилищ и т. д. Случайное замачивание вначале обычно происходит на локальном участке, а затем распространяется как по площади, так и на глубину. В начальный момент оно вызывает резкую неравномерную просадку, которая впоследствии увеличивается медленнее с ростом общей средней просадки. Такое развитие деформаций лёссовых пород и составляет большую опасность для устойчивости и сохранности сооружений.

Наблюдения показывают, что общая просадка и ее неравномерность зависят от суммарной мощности просадочных пород в активной зоне сооружения, условий и длительности их замачивания. Общая просадка возрастает с увеличением мощности лёссовых пород, а ее неравномерность увеличивается при местном (локальном) и длительном замачивании. Просадка развивается по мере продвижения воды в толщу пород и увеличения зоны замачивания. Она может возникнуть в любой момент эксплуатации

сооружения, причем установить связь между общей величиной просадки и ее неравномерностью трудно или невозможно [15].

Согласно Строительным нормам и правилам (СНиП II-Б.2—62) прочность, устойчивость и эксплуатационная пригодность зданий и сооружений, возводимых на лёссовых просадочных породах, должна обеспечиваться следующими основными мероприятиями: 1) предохранением лёссовых пород от замачивания; 2) прорезкой лёссовых пород глубокими фундаментами; 3) устранением просадочных свойств лёссовых пород; 4) применением конструкций зданий и сооружений, малочувствительных к неравномерным просадкам.

Для предохранения лёссовых пород от замачивания применяют:

а) планировку строительной площадки и отвод с нее дождевых и талых вод нагорными и водоотводными канавами. Главная цель этого мероприятия состоит в быстром отводе поверхностных вод со строительной площадки, недопущении их скопления на ней и в защите ее от вод, стекающих к ней с более высоких элементов рельефа;

б) устройство изоляционных покрытий как вокруг зданий и сооружений, так и внутри их, а также по днищам и откосам канав, каналов, отстойников и других сооружений для предупреждения инфильтрации поверхностных и производственных вод в толщу лёссовых пород и их замачивания в основании зданий и сооружений и в зоне, к ним прилегающей;

в) прокладку водопроводной, паропроводной, канализационной сетей и других инженерных коммуникаций, транспортирующих воду, в водонепроницаемых лотках для предупреждения утечки воды и увлажнения лёссовых пород в зоне сооружений;

г) компоновку зданий, сооружений и подземных коммуникаций, при которой утечки воды из них не влияли бы на устойчивость соседних сооружений. При этом особое внимание обращают на расположение зданий и сооружений, связанных с водным технологическим процессом.

Прорезка просадочных лёссовых пород глубокими фундаментами применяется с целью передачи нагрузки от зданий и сооружений на нижележащие непросадочные породы. Прорезка может быть полной или частичной (только сильно просадочных пород) глубокими фундаментами или сваями. Частичная прорезка допускается в тех случаях, когда оставляемая часть лёссовых пород не вызовет просадки, опасной для устойчивости и сохранности сооружений.

Для устранения просадочных свойств лёссовых пород при их подготовке как основания сооружений наиболее часто применяют следующие методы: а) уплотнение грунтовыми сваями, трамбованием, взрывами; б) термическое закрепление пород; в) однорастворную силикатизацию пород; г) частичную замену просадочной породы непросадочной путем устройства грунтовых или

бетонных подушек; д) предварительное замачивание пород и соответственно их доуплотнение до строительства сооружения. Описание методов искусственного улучшения свойств лёссовых пород приведено в ряде работ [2, 10, 15].

Из конструктивных мероприятий для обеспечения устойчивости и сохранности зданий и сооружений применяют такие, которые снижают их чувствительность к неравномерным просадкам: а) разрезку сооружений на части осадочными швами; б) придание жесткости отдельным частям сооружения дополнительным армированием, устройством железобетонных поясов по цоколю фундаментов и по междуэтажным перекрытиям и др.; в) уменьшение удельной нагрузки на подошву фундаментов путем увеличения их опорной площади и др.

Все перечисленные инженерные мероприятия наиболее часто применяют при проектировании и строительстве сооружений на лёссовых породах. Необходимость в их применении и выбор того или иного из них должны обосновываться материалами инженерно-геологических исследований.

ГЛАВА VII

КАРСТ

Определение понятий. При растворении и выщелачивании поверхностными и подземными водами известняков, доломитов, мела, мергелей, гипсов, ангидритов, каменной и калийной солей на поверхности земли образуются воронки, провалы и другие формы рельефа, а в толще горных пород — разнообразные пустоты, каналы, пещеры. Все образовавшиеся таким путем поверхностные и подземные формы и называют карстом. Возникает карст в результате развития геологического карстового (коррозионного) процесса (растворение, разрушение), который проявляется в образовании своеобразных форм рельефа и в целом карстового рельефа, в образовании пустот в карстующихся породах и в формировании определенного типа подземных вод — карстовых вод с характерными для них особенностями движения, режима и химизма.

Карст возникает в тех районах, где распространены практически растворимые в воде горные породы — карбонатные, сульфатные, каменная и калийная соли. В соответствии с этим различают карст карбонатный, сульфатный и соляной. В других породах карст образовываться не может. Поэтому, когда еще выделяют «глиняный карст» по сходству образующихся форм рельефа на глинистых породах с карстовыми, совершают явную ошибку, так как не учитывают сущности карстового процесса и геологическую обстановку, при которой он получает развитие.

Растворимые породы могут находиться у дневной поверхности, т. е. непосредственно обнажаться, или быть задернованными и покрытыми рыхлыми образованиями небольшой мощности, или залегать на той или иной глубине среди нерастворимых пород того же возраста, или быть перекрытыми более молодыми образованиями. В соответствии с этим в первом случае получает развитие поверхностный (открытый) карст, проявляющийся заметно, сильно, ярко в рельефе местности, во втором — глубинный (подземный) карст с характерными для него образованиями в виде пустот, каналов, пещер и других подземных форм в карстующихся породах. Может иметь место и смешанный тип карста — поверхностный и глубинный, когда условия для его развития благоприятны. Примером развития такого карста может служить Гор-

ный Крым, где карст распространяется с поверхности на глубину до 1000 м и более.

При инженерно-геологической оценке территорий и условий строительства различных сооружений важно знать условия залегания закарстованных или карстующихся пород, т. е. какой тип карста — поверхностный, глубинный или смешанный (поверхностный и глубинный) — распространен в рассматриваемом районе.

Изучению карста и карстового процесса уделяется очень большое внимание. История их изучения достаточно полно освещена в ряде работ [2, 11, 18 и др.]. Библиографический список публикаций по этой проблеме огромен. В этих работах отражены результаты полевых, экспериментальных и теоретических исследований, а также частично опыт строительства сооружений в карстовых районах. К крупным из них относятся работы Д. С. Соколова «Основные условия развития карста» (М., 1962), Г. А. Максимовича «Основы карстоведения», т. 1, 2 (М., 1968, 1969), Н. А. Гвоздецкого «Проблемы изучения карста и практика» (М., 1972).

Роль карста при инженерно-геологической оценке территорий и устойчивости сооружений. Наличие карста в том или ином районе всегда вызывает сомнение в устойчивости местности, проектируемых и строящихся сооружений. Карст очень часто вызывает большие осложнения при производстве строительных и горных работ, обусловливает большие притоки воды в подземные выработки и строительные котлованы или большие утечки воды под плотинами, в обход их примыканий или из водохранилищ. В карстовых районах многочисленны примеры деформаций и провалов сооружений. Защита от опасных последствий развития карста достигается осуществлением разнообразных дорогостоящих мероприятий. Все это составляет проблему особых условий строительства сооружений в карстовых районах.

Карстовые явления на отдельных участках развиваются настолько интенсивно, что постоянно наносят ущерб жизни и деятельности населения. В районе г. Дзержинска, расположенного в долине р. Оки, на площади 300 км² насчитывается 3000 карстовых воронок. По данным И. А. Саваренского (1962 г.), здесь с 1935 по 1959 г. образовались 54 провала. Самый крупный из них имеет глубину 28 м, диаметр — 90 м. В Литве в пределах г. Паневежиса и в его окрестностях многочисленные воронки и провалы возникают постоянно на глазах у людей, вызывая деформации и разрушения зданий и сооружений. В районе г. Уфы за последние 60—65 лет зарегистрировано 80 карстовых провалов, в старой черте города — 26. Провалы образуются также в северной части города. Известен ряд случаев разрушения зданий, можно видеть покосившиеся здания в связи с карстовыми провалами. Все это создает неблагоприятные условия для застройки города. Карстовые провалы составляют постоянную угрозу для многих районов Предуралья. Они отмечены на ст. Чусовая, в г. Кунгуре,

в г. Альметьевске и др. Подобные явления известны и в других районах СССР.

На линии железной дороги Москва — Горький в марте 1943 г. на одном из участков произошел провал в основании насыпи. Воронка имела диаметр до 50 м. Борт ее захватил земляное полотно на протяжении 25 м. Насыпь дала осадку до 1 м. На засыпку воронки было израсходовано 15 вагонов балласта [12].

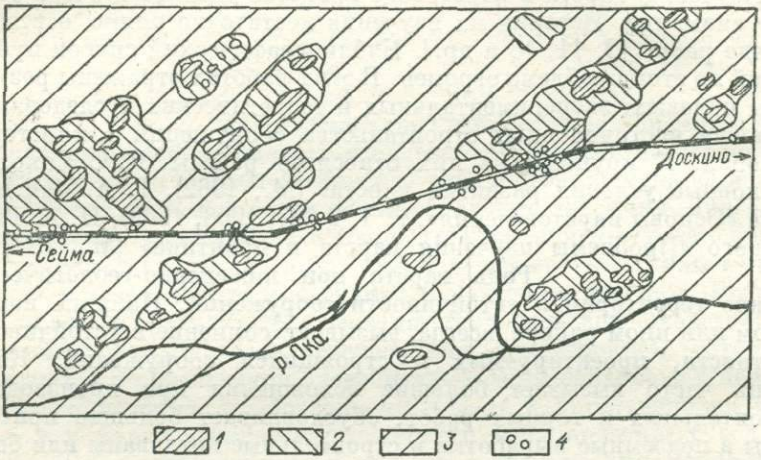


Рис. VII-1. Схема закарстованности участка вдоль дороги на перегоне Сейма — Доскино Горьковской железной дороги (по Е. И. Буйнакову, 1968 г.).
1—3 — карст: *1* — активный, *2* — умеренный, *3* — слабый; *4* — скважины, которыми вскрыты карстовые полости.

В августе 1959 г. на другом участке этой же дороги под одним из бараков произошел провал. Образовалась воронка диаметром до 25 м, глубиной до 10 м. В ноябре 1960 г. на третьем участке произошел провал земляного полотна под обоими путями, движение поездов было приостановлено на несколько часов. На Горьковской же дороге на перегоне Зеленый Дол — Табаши в 1961 г. произошел провал, деформировавший земляное полотно и вызвавший перерыв движения транспорта. 15 июля 1961 г. на другом участке Горьковской дороги на перегоне Агрыз — Дружинино произошел провал с левой стороны земляного полотна в 2,5 м от пути. Глубина провала 9,5 м, диаметр 5 м. На этом же перегоне в другом месте 24 сентября 1965 г. произошел опять провал, образовалась воронка диаметром и глубиной 5 м.

Примеров деформаций земляного полотна дорог в карстовых районах очень много (в Западной Украине, Литве, Донбассе, Приуралье и др.). На рис. VII-1 показан участок интенсивной закарстованности вдоль линии железной дороги. Другим примером, характеризующим степень закарстованности пород, может служить опытная цементация пород

на одном из участков Горьковской дороги, где в 20 опытных скважин было введено 1051 м³ цементного раствора.

Карст представляет большие трудности и сложности при проектировании и строительстве гидротехнических сооружений. В СССР построено, строится и проектируется ряд гидроэлектростанций в карстовых районах, например Пермская на р. Каме, Нарвская на р. Нарве, Каховская на Днепре, Ингурская на р. Ингури, Миатлинская на р. Сулак и др. Много гидроэлектростанций в карстовых районах построено и в других странах, причем имеются примеры весьма неудачного строительства. Например, в Испании (Андалузия) была построена арочная плотина Монте-Хаке высотой 72 м на закарстованных юрских известняках. При наполнении водохранилища обнаружилось, что осуществить это невозможно, так как вся вода стала уходить под плотину по карстовым пустотам и каналам. Во Франции плотина Сен-Гильельм-ле-Дезер на р. Эро, основанием которой служат юрские известняки, не удерживает ни одной капли воды, она вся просачивается под сооружение (М. Люжон, 1936 г.).

В Советском Союзе большие трудности в связи с закарстованностью известняков и доломитов раннепермского возраста необходимо было преодолеть при проектировании и строительстве Павловской гидроэлектростанции на р. Уфе. Здесь опытно-фильтрационными работами была установлена очень высокая водопроницаемость пород, коэффициент фильтрации достигал 1000—1500 м/сутки («Геология и плотины», т. 1, М., 1959). При проектировании Каховской плотины на Днепре детально рассматривался вопрос о фильтрации через водораздел Днепр — Черное море. Здесь отложения неогена, в которые врезана долина Днепра, в верхних горизонтах представлены преимущественно закарстованными известняками, которые под углом до 2° падают к Черному морю и отличаются высокой водопроницаемостью, коэффициент фильтрации их достигает 500—800 и даже 1100 м/сутки.

Главной особенностью строительства гидротехнических сооружений в карстовых районах является необходимость в создании противофильтрационных завес и часто в выполнении специальных работ по подготовке основания цементацией. Завесами в большинстве случаев приходится перегораживать долины рек на протяжении сотен метров и даже нескольких километров и опускать их на глубину 60—80 и даже до 100 м (рис. VII-2). Характерным примером, указывающим на определенную сложность возведения гидротехнических сооружений в карстовых районах, является также строительство прудов в Воронежской области, где развит меловой карст. Здесь в период с 1949 по 1951 г. было построено 950 прудов, из которых 154 не удерживают воду на проектной отметке, а 56 оказались вообще сухими, так как из них произошла утечка воды по карстовым пустотам.

Карст представляет большие трудности и при строительстве подземных сооружений. Горная практика подтверждает это

постоянно. Слабая устойчивость подземных выработок, связанная с обрушением горных пород в кровле и провалами в почве и с колоссальными водопритоками, достигающими в некоторых случаях

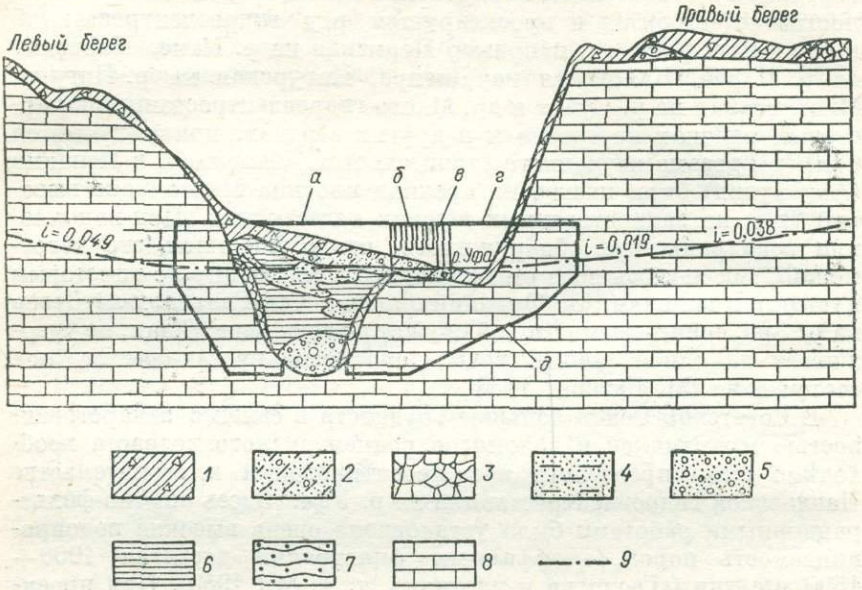


Рис. VII-2. Геологический разрез по створу Павловской плотины на р. Уфе (по А. Г. Лыкошину, 1959 г.).

1 — делювий; *2* — аллювий; *3* — элювий; *4—6* — неоген-палеогеновые отложения; *7* — палеоген-мезозойские отложения; *8* — пермские известняки; *9* — уровень грунтовых вод и его уклон; *а* — насыпная плотина; *б* — силовое здание; *в* — судоходный шлюз; *г* — намывная плотина; *д* — контур цементационной завесы.

3000—4000 м³/ч, — это главное обстоятельство, осложняющее подземное строительство в карстовых районах. Так, например, при строительстве деривационного туннеля из водохранилища

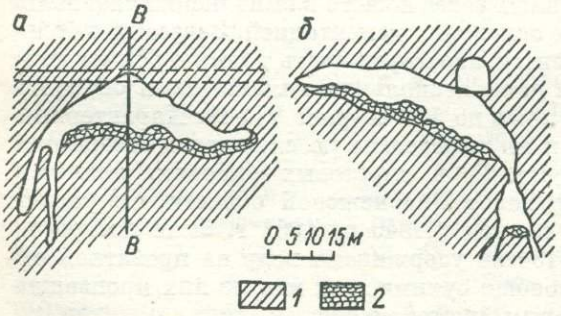


Рис. VII-3. Карстовая пещера, вскрытая туннелем *на участке железной дороги* Рим — Неаполь при пересечении горы Монте-Орсо.

а — разрез по оси туннеля; *б* — разрез по линии *В — В*. *1* — доломитовые известняки; *2* — осыпь со свода пещеры.

на р. Риони около г. Кутаиси была встречена пещера в известняках нижнего мела. Ширина ее по трассе туннеля равнялась 30 м,

а высота 20 м. Это вызвало необходимость в выполнении большого объема дополнительных работ. При строительстве железной дороги между Римом и Неаполем на одном из участков туннеля была встречена пещера в меловых известняках (рис. VII-3). По трассе туннеля эта пещера имела длину 70 м, высоту до 12 м, а по отдельным вертикальным провалам в почве туннеля глубину 50 м. В таких условиях продолжать строительство туннеля было невозможно, пришлось его оставить и проходить новый в обход пещеры.

Из приведенных примеров видно, что карст является одним из геологических явлений, составляющим действительно большую проблему при инженерно-геологической оценке территорий и условий строительства сооружений. Поэтому при проектировании любого вида строительства в карстовых районах инженерно-геологическое обоснование должно быть детальным и обстоятельным. Этому постоянно учит практическая деятельность человека.

Распространение карста. Растворимые в воде горные породы в толще земной коры континентов распространены широко. Как видно на рис. VII-4 и VII-5, карбонатные породы широко развиты как на платформах, так и в геосинклинальных областях, особенно альпийского возраста. Гипсы, ангидриты, каменная и калийные соли имеют меньшее распространение, хотя в разрезе пермских отложений и их роль значительна. На рис. VII-6 показана схема распространения растворимых, и в том числе закарстованных, пород на Русской платформе, из которой видно, что здесь нет ни одного бассейна крупной реки, в пределах которого не был бы развит карст. В пределах западного и северо-западного крыла Московской синеклизы закарстованы карбонатные и гипсоносные отложения каменноугольного и пермского возраста. Здесь карст выявлен на Онего-Двинском водоразделе, в долинах рек Северной Двины, Кулоя, Пинеги, Вытегры, Мсты, верхней Волги и в районе оз. Белого. По южному крылу Московской синеклизы закарстованы известняки и доломиты девонского и каменноугольного возраста, содержащие в нижних горизонтах пласты и линзы гипса значительной мощности. Здесь установлено несколько периодов карстообразования от раннепалеозойского (доугленосного) до современного [16].

На южном склоне Балтийского щита сильно закарстованы карбонатные породы ордовика и силура. В более южных районах Прибалтики карст связан с верхнедевонскими карбонатными породами и гипсами, с верхнепермскими и верхнемеловыми карбонатными породами. Он распространен в пределах Латвийской седловины, на крыльях Балтийской синеклизы и Белорусско-Литовского массива. Во всех этих районах Прибалтики карст местами проявляется резко, много карстовых озер, крупных провалов, образующихся и теперь, а дебиты карстовых источников достигают 500 л/сек и более. Восточнее отмеченных районов карст известен в бассейнах рек Сухоны, Оки, Клязьмы,

в Горьковском и Казанском Поволжье, в долине р. Вятки и ее притоков, где он связан с карбонатными породами карбона и карбонатными породами, гипсами и ангидритами разных стратиграфических горизонтов пермской системы.

Карст распространен в пределах Тимана (карбонатные, сульфатно-карбонатные и сульфатные породы девонского, каменноугольного и пермского возраста) и всего Преду-

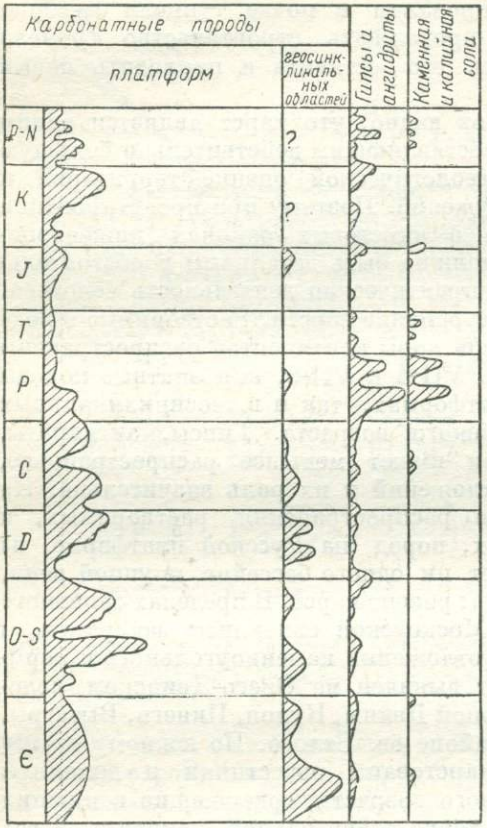


Рис. VII-4. Стратиграфическое размещение растворимых пород в земной коре (по Н. М. Страхову).

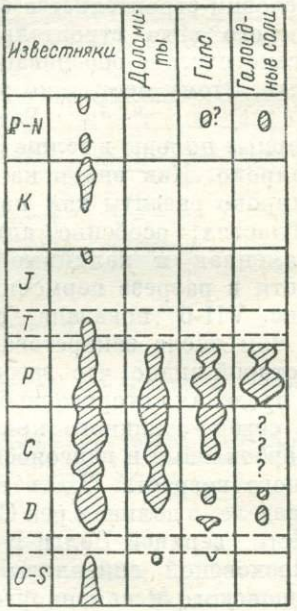


Рис. VII-5. Стратиграфическое размещение растворимых пород на Русской платформе (по Н. М. Страхову).

ралья. В Предуралье карст связан с карбонатными, сульфатными и соляными отложениями каменноугольного и пермского возраста. Здесь, по восточной окраине Русской платформы, карст проявился интенсивно в долинах рек Камы, Чусовой, Уфы, Ирени и в других районах. Наконец, необходимо указать на интенсивное развитие карста в обширном районе Самарской Луки на Волге. Здесь, в пределах Жигулевского свода, закарстованы известняково-доломитовые и гипсоносные породы палеозоя (карбон, пермь).

В южной половине Русской платформы, как было отмечено

выше, закарстованными являются мезозойские и отчасти кайнозойские отложения. Среди мезозойских растворимые породы встречаются главным образом в составе верхнего отдела меловой

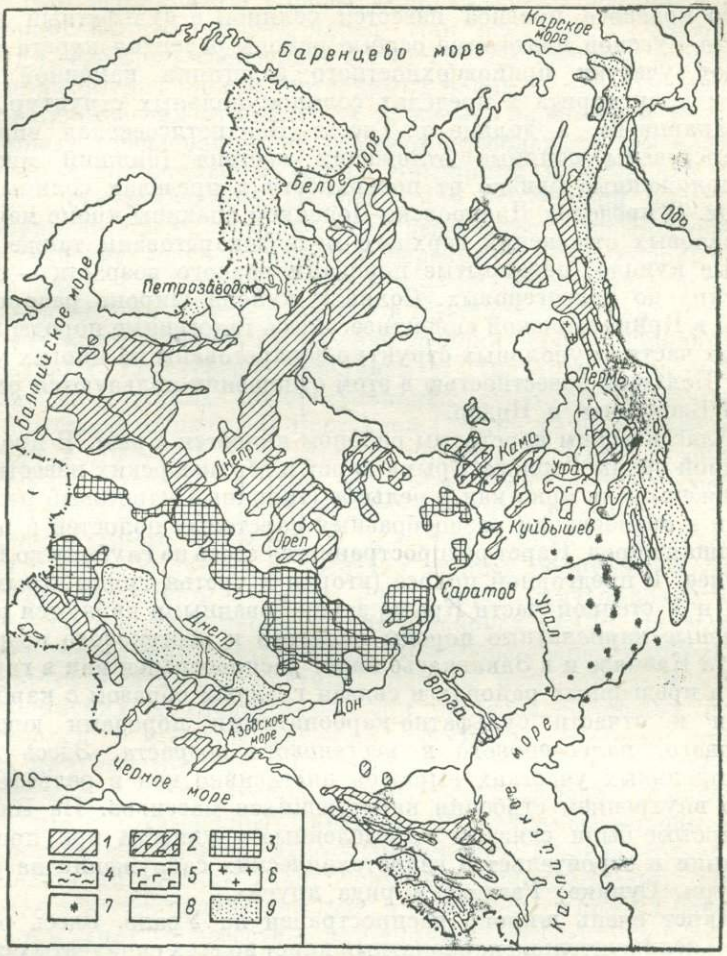


Рис. VII-6. Схематическая карта карстовых районов европейской части СССР, Урала и Кавказа (по Н. В. Родионову).

1—7 — закарстованные породы: *1* — известняки, доломиты, мраморы и др., *2* — сульфатно-карбонатные породы, *3* — мел, мергельно-меловые породы, *4* — карбонатный флиш, *5* — гипсы, ангидриты, *6* — соли, *7* — соляные купола; *8—9* — некарстующиеся породы: *8* — осадочные, *9* — изверженные, метаморфические и вулканогенные.

системы, где они представлены мелом, мелоподобными известняками и мергелями. Эти карбонатные породы занимают обширные пространства Среднерусской и Приволжской возвышенностей, а также в пределах Волынской возвышенности. Среди

кайнозойских отложений в южной половине Русской платформы закарстованы неогеновые органогенные известняки в пределах Причерноморской впадины и по долине Днепра в районе Каховки. Кроме того, в неогеновых отложениях в пределах Предкарпатского краевого прогиба известен соляной и сульфатный карст.

На Русской платформе особые районы развития карста составляют участки приповерхностного залегания каменной соли, гипса и ангидрита в пределах солянокупольных структур. Так, в Закарпатье, в долине р. Тиссы (Верхнетиссенская впадина) закарстованы соляные отложения неогена (нижний миоцен), расположенные близко от поверхности в пределах соляных куполов. В пределах Днепровско-Донецкой впадины кроме мергельно-меловых отложений верхнего мела закарстованы также и соляные купола, перекрытые породами разного возраста — от девонских до палеогеновых. Соляные купола широко распространены в Прикаспийской синеклизе. Здесь галогенные породы в сводовых частях купольных структур закарстованы на многих участках. Большой известностью в этом отношении пользуются районы озер Баскунчак и Индер.

Классическим карстовым районом является Крым. В пределах главной гряды Горного Крыма карст в верхнеюрских известняках выражен очень ярко как в рельефе (типичный карстовый рельеф), так и в образовании разнообразных карстовых полостей и пустот в толщах пород. Карст распространяется здесь на глубину до 1000 м и более. В предгорной полосе (вторая и третья гряды Крымских гор) и в степной части Крыма закарстованными являются разнообразные карбонатные породы мелового и неогенового возраста.

На Кавказе и в Закавказье карст распространен как в горных, так и предгорных районах и связан главным образом с карбонатными и отчасти сульфатно-карбонатными породами юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста. Здесь карст на отдельных участках выражен интенсивно как в рельефе, так и во внутреннем строении карстующихся массивов. На Кавказе с карстом были связаны определенные трудности при проектировании и строительстве гидротехнических сооружений на реках Ингури, Сулаке, Раздане и ряда других.

Карст очень широко распространен на Урале. Здесь развит почти исключительно карбонатный карст во всех складчатых структурах западного и восточного склонов, в строении которых принимают участие карбонатные породы протерозойского, ордовикского, силурийского, девонского и каменноугольного возраста. На Урале имеет место как поверхностный, так и глубинный карст. Из многочисленных районов наибольшей известностью здесь пользуются карстовые районы: Северо-Уральский, Кизиловский, Магнитогорский и др.

Переходя к рассмотрению распространения карста в Сибири, необходимо отметить, что здесь он изучен значительно слабее, чем в европейской части СССР, на Урале и в Крыму. В Сибири

карст развит широко, но неравномерно. В пределах Западно-Сибирской плиты в соответствии с ее геологическим строением карстовые явления не известны, тогда как в пределах Сибирской платформы растворимые породы распространены широко и соответственно широко развит карст. Как отмечает Д. С. Соколов (1962 г.), здесь по сравнению с Русской платформой стратиграфическая приуроченность растворимых пород значительно сужена. В большинстве они относятся к нижнему палеозою и верхнему докембрию. Среди растворимых пород преобладают карбонатные, а также распространены гипсы, ангидриты и каменная соль. В соответствии с общей геологической структурой платформы растворимые породы залегают непосредственно у дневной поверхности (или неглубоко от нее) или перекрыты более молодыми образованиями. На Сибирской платформе наиболее четкое проявление карбонатного карста отмечено в пределах северной части Алданского щита, в верхнем и среднем течении Лены, в Приангарье, по крыльям Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы, а также на участках солянокупольных структур Кемпендяйки и Хатангского прогиба. В Восточной Сибири карбонатный карст известен в пределах Байкальской складчатой зоны: в области Патомского нагорья, в Приморском и Баргузинском хребтах, на о. Ольхон на оз. Байкал, в Слюдянском районе и др.

Имеется много сведений о развитии карста в Казахстане, Средней Азии, а также в пределах горных сооружений Алтае-Саянской складчатой области. Здесь карст изучен значительно слабее, чем в других перечисленных районах СССР. На этой обширной территории растворимые, преимущественно карбонатные и реже сульфатно-карбонатные, породы встречаются в составе докембрийских и главным образом нижнепалеозойских пород, с которыми и связаны различные формы проявления карста.

На Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР, т. е. в области мезозойской и кайнозойской складчатости, сведения о явлениях карста имеют отрывочный характер. Растворимые породы здесь распространены сравнительно ограниченно. Проявления карста в большинстве связаны с карбонатными породами юры, триаса, палеозоя и докембрия в Приморье, в Приамурье и других районах. На Малом Хингане известны источники из известняков с дебитом до 1000—4000 л/сек. Имеются многочисленные указания на развитие карбонатного карста в Южной Якутии.

Следовательно, на территории СССР карст распространен только там, где в геологическом разрезе имеются растворимые породы, что связано с геологической историей того или иного района. Возраст растворимых пород самый различный — от докембрийского до неогенового включительно. На Русской платформе, где карст изучен наиболее детально, установлено, что в северо-западных и западных районах платформы он связан с карбонатными и сульфатно-карбонатными породами, а в восточных — как с карбонатными, так и с гипсами, ангидритами и солями.

В северной, значительной части платформы закарстованы преимущественно палеозойские породы, а в южных — мезозойские и кайнозойские. Вообще же на территории СССР как в пределах платформ, так и в горно-складчатых областях наиболее широко распространен карст в карбонатных породах докембрийского и раннепалеозойского возраста.

Н. В. Родионов (1963 г.), анализируя условия распространения карста, отмечает определенную его связь с тектоническими процессами, и особенно новейшими. В результате тектонических поднятий в карстовых районах наблюдается активизация карста и его развитие на глубину. В депрессиях и впадинах при опускании закарстованных территорий отмечается ослабление карстовых процессов. В области распространения многолетней мерзлоты процессы карстообразования в верхних горизонтах земной коры в целом ослаблены, что объясняется главным образом уменьшением скважности пород (трещины и пустоты заполнены льдом) и весьма замедленным движением подземных вод.

В заключение отметим, что карст широко распространен и в других странах всех континентов. Слово «карст» происходит от названия известнякового плато Карст в Югославии, примыкающего с юго-запада к Динарскому нагорью. Здесь карст связан с юрскими и меловыми известняками, выражен ярко как в рельефе, так и на глубине и служит классическим примером.

Поверхностные и глубинные формы карста. Карст проявляется в образовании как разнообразных форм рельефа на поверхности земли (поверхностных), так и различных пустот, каналов, пещер и других форм в толще горных пород на той или иной глубине от поверхности земли (глубинных). В совокупности поверхностные и подземные формы и составляют сущность геологического явления — карста.

Как отмечено выше, карст является результатом карстового (коррозионного) процесса, который может развиваться медленно, в течение геологического времени и визуально неуловим, но его проявления всегда заметны, видны и отражаются в изменении рельефа поверхности земли, глубинного строения карстующихся пород, в режиме поверхностных и подземных вод, в образовании особого типа подземных вод и т. д. Следовательно, понятия «карст» и «карстовый процесс» смешивать не следует, хотя они и неотделимы одно от другого.

Н. А. Гвоздецкий (1972 г.) отмечает, что различными поверхностными карстовыми формами являются: карры, воронки, слепые балки и овраги, карстовые желоба, котловины, понижения (полья), зияющие отверстия (поноры), отверстия устьев естественных колодцев и шахт, ниши в обрывистых, крутых склонах, открытые гроты и входы в пещеры, а также карстовые останцы. Все эти формы представляют собой важные элементы карстового ландшафта, оказывают влияние на другие компоненты ландшафта: гидрографию, растительный покров, типы почв, микроклимат

и др. Специфика карстового рельефа заключается в преобладающей в нем роли замкнутых отрицательных форм, образующихся при выносе с земной поверхности подземным путем через карстовые пустоты продуктов коррозионного процесса. При этом продукты растворения, выщелачивания и частично суффозионного выноса и размыва могут находиться в растворенном, взвешенном состояниях и даже в виде крупных обломков, образовавшихся при обрушении пород в подземных полостях [2].

Карры представляют собой мелкие формы рельефа. Это чередующиеся между собой борозды и гребни, образующиеся на обнаженной поверхности горных пород вследствие избирательного их растворения, т. е. выщелачивания дождевыми и талыми водами. Такое избирательное растворение определяется наличием систем трещин, слоистости в породах (например, чередование тонких слойков известняков различного состава), имеющих крутое или вертикальное падение. В результате расширения трещин, выщелачивания отдельных слойков и т. д. и образуются карры. Участки обнаженных пород, поверхность которых покрыта каррами, представляют собой карровые поля.

Воронки являются самой характерной формой карстового рельефа. Они встречаются на участках, где карстующиеся породы обнажены, и там, где они прикрыты более молодыми образованиями небольшой мощности. Воронки бывают самых различных размеров в поперечнике — от нескольких метров до 50—80—100 м и более и глубиной от 1—2 до 10—12, реже до 15—20 м. Они располагаются как по одной, так и группами, неравномерно по поверхности земли или по определенным направлениям, обычно совпадающим с направлением тектонических нарушений. Число воронок, как и их размеры, на том или ином участке местности характеризует интенсивность закарстованности пород. Известны примеры, когда на площади 1 км^2 насчитывалось до 100 воронок. По своей форме они также весьма разнообразны (круглые, эллипсоидальные и неправильных очертаний) в плане, а в поперечном сечении бывают симметричными, с пологими или крутыми склонами или очень часто асимметричными, когда один склон крутой, обрывистый, обнаженный, а другой пологий. Склоны и днища воронок обычно не только задернованы, но часто в какой-то степени покрыты кустарником. На днищах воронок иногда наблюдаются трещины — отверстия (поноры), поглощающие дождевые и талые воды в глубь карстующегося массива. Иногда в воронках накапливается вода и образуются временные или постоянные карстовые озера.

Воронки, расположенные на небольшом расстоянии друг от друга, могут соединиться и образовать одну вытянутую впадину — слепую долину, балку, овраг, желоб. Такие замкнутые впадины больших размеров обычно называют карстовыми котловинами, а очень больших размеров, достигающих десятков и сотен квадратных километров, — польями. Образование карстовых воронок

может происходить различными способами: 1) путем выщелачивания пород с поверхности по трещинам с постепенным их расширением и углублением (воронки выщелачивания); 2) при проседании или провале пород в результате обрушения сводов подземных пустот — пещер (провальные воронки); 3) при вмывании в трещины и пустоты карстующихся пород рыхлых покровных образований (воронки просасывания). Карстовые воронки могут образовываться и в результате сочетания различных способов.

Для карстового ландшафта характерны также разнообразные открытые отверстия — поноры, устья естественных колодцев и шахт, входы в пещеры, каналы и другие подземные полости. Все они возникают в результате растворения и выщелачивания пород по трещинам, системам трещин, зонам дробления, а частично в результате размыва и обрушения пород, подготовленных выщелачиванием.

Большое разнообразие имеют глубинные формы карста, размещающиеся в толще карстующихся пород на разной глубине в большинстве случаев неравномерно, но образующие иногда определенные зоны, горизонты или этажи. Самыми мелкими из них являются каверны, образующие кавернозность пород, т. е. пустоты округлой или неправильной формы с поперечным сечением, измеряемым миллиметрами или сантиметрами. Они часто образуются в определенном слое, зоне или толще пород, отличающихся неоднородностью состава или строения, при их выщелачивании.

Характерным проявлением карста на глубине является коррозионное расширение трещин, которые постепенно превращаются в более крупные полости, каналы, проходы, галереи переменного сечения, пронизывающие толщу карстующихся пород в самых различных направлениях. При сочетании и пересечении трещин, тектонических и нетектонических нарушений образуются крупные полости — пещеры разной формы и размеров, иногда со сводчатым или куполовидным потолком, с различными натечными формами (сталактиты, сталагмиты), представляющие собой гроты, залы и другой формы полости. Образование таких крупных подземных форм карста также связано с растворением и выщелачиванием пород, сопровождающимися их размывом потоками воды, осыпанием и обрушением пород.

При сочетании различных подземных форм карста (каналов, проходов, галерей, пещер и др.) часто образуются сложные лабиринты ветвящихся полостей, суммарная длина которых нередко измеряется десятками и сотнями километров. В Среднем Приднестровье длина Главной (Кристальной) пещеры равна 18 785, Озерной — 21 600, Энтузиастов — 9750 м. В Предуралье длина Кунгурской пещеры 4600 м; на дне ее располагается более 30 озер, самое крупное из которых имеет площадь 200 м² и глубину от 4 до 6 м. В США известна Мамонтова пещера (штат Кентукки), суммарная длина которой составляет 240 км. Высота пещер,

залов и гротов может достигать десятков метров. По днищам пещер встречаются многочисленные воронки, провалы, русла подземных потоков (рек) и озера.

Все перечисленное характеризует сложность устройства подземных карстовых полостей и соответственно сложность внутреннего строения карстующихся пород. Поэтому при инженерно-геологических исследованиях в карстовых районах, связанных с региональным изучением и оценкой территорий, с выбором участков (площадок для строительства), и при изысканиях на выбранной площадке для обоснования технического проекта сооружений детальность и глубинность разведочных работ должны быть повышены при непременном использовании комплекса методов — общегеологических, опытно-фильтрационных, геофизических и др.

Причины развития карста. Карст возникает в результате действия поверхностных и подземных вод на практически растворимые горные породы. Однако он может и не возникнуть или протекать очень медленно, несмотря на соприкосновение вод с растворимыми или даже легкорастворимыми горными породами. Для того чтобы коррозионный карстовый процесс получил развитие, необходимы определенные причины нарушения химического равновесия между действующими водами и растворяющимися породами. Условия, при которых возникает нарушение такого химического равновесия и происходит реализация коррозионного процесса, и следует называть причинами образования карста.

Впервые довольно полное определение причин образования карста дал Ф. П. Саваренский (1933 г.). Д. С. Соколов, развивая идеи Ф. П. Саваренского, дал наиболее полное, точное и теперь, по-видимому, общепризнанное определение условий образования карста (1962 г.). Этими условиями являются: наличие растворимых горных пород, их водопроницаемость, движущиеся воды и их растворяющая способность. Сочетание этих условий вызывает нарушение химического равновесия в системе растворимые горные породы — вода и неизбежность возникновения и развития коррозионного процесса и образования карста. Если исключить одно из перечисленных условий, причины возникновения коррозионного процесса не будет, или если он и возникнет то быстро прекратится. Например, если порода монолитна, нетрещиновата, то ее растворение и выщелачивание могут происходить только по поверхности, не проникая вглубь. Но в природе не существует «чистых» растворимых пород. Поэтому на их поверхности будет скапливаться нерастворимый остаток, обычно глинистое вещество, которое и изолирует породы от дальнейшего соприкосновения с водой, и их растворение прекратится. Если не будет движения воды (водообмена), то она в результате насыщения химическими компонентами при непосредственном или диффузионном растворении пород потеряет свою растворяющую

способность, возникнет химическое равновесие и дальнейшее развитие карстового процесса прекратится. Следовательно, для развития этого процесса необходимы не только наличие в трещиноватой породе воды, но и условия, обеспечивающие ее движение и вынос продуктов растворения пород [18].

Геохимия карстового процесса. Основные породообразующие минералы практически растворимых пород имеют кристаллическое строение. Их растворение в воде состоит в переходе ионов кристаллической решетки минералов в воду под влиянием собственных колебательных движений ионов и притяжения (разрушающего действия) со стороны молекул воды. Интенсивность этого процесса зависит от растворимости минеральных веществ, растворяющей способности поверхностных и подземных вод, являющихся природными растворами, и термодинамических условий окружающей среды. Растворимость основных породообразующих минералов карстующихся пород показана в табл. VII-1.

Таблица VII-1

РАСТВОРИМОСТЬ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАРСТУЮЩИХСЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ДИСТИЛЛИРОВАННОЙ ВОДЕ (ПО Н. А. ГВОЗДЕЦКОМУ, 1972 Г.)

Минералы	Температура, °С	Растворимость, г/л
$CaCO_3$	16	0,013
$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	25	0,015
$CaSO_4$	18	2,02
$CaSO_4$	20	2,05
$CaSO_4$	25	2,10
NaCl	10	357,2

Хлористый натрий, так же как и хлористый калий, из которых состоят каменная и калийная соли, являются легкорастворимыми (более 320 г/л), они растворяются в воде быстро и в небольшом ее объеме. Сульфат кальция, из которого состоят гипс и ангидрит, является среднерастворимым (2,1—2,6 г/л), растворяется медленно, и для полного его растворения необходимо большое количество воды. Карбонаты кальция и магния, из которых состоит кальцит и доломит — породообразующие минералы известняков, мела, доломита и мраморов, — являются труднорастворимыми соединениями (несколько сотен милиграммов в литре), в водный раствор они переходят в незначительных количествах, а в дистиллированной воде практически нерастворимы (см. табл. VII-1). Растворимость кальцита приблизительно составляет 1 часть на 30 000 частей воды, гипса — 1 часть на 480 частей воды, каменной соли — 1 часть на 3 части воды [17].

Сопротивляемость перечисленных кристаллических веществ растворению определяется в первую очередь суммарной энергией их кристаллических решеток, т. е. количеством энергии, необходимой для их разрушения [18]. Суммарная энергия каменной соли равна 183 ккал/моль, она в 3,5 раза меньше, чем гипса (650 ккал/моль), и в 4 раза меньше, чем кальцита (700 ккал/моль), соответственно неодинакова и их растворимость. Однако растворимость горных пород зависит еще и от некоторых других факторов. Например, растворимость мелкокристаллических пород больше, чем крупнокристаллических. Породы, содержащие при-

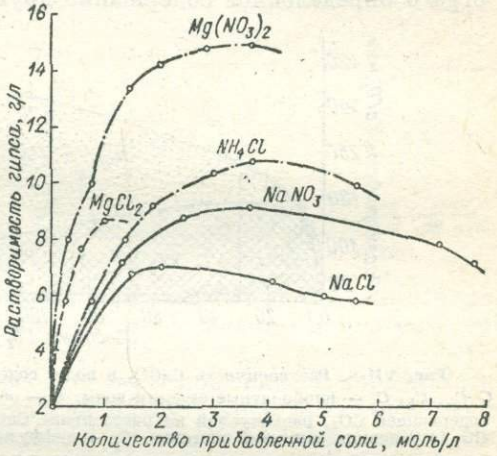


Рис. VII-7. Растворимость гипса в растворах разной минерализации и состава (из работы Д. С. Соколова, 1962 г.).

меси легкорастворимых минералов, растворяются и разрушаются быстрее и сильнее, чем породы с примесями труднорастворимых веществ. Экспериментальные наблюдения ряда исследователей [18] показали, что неодинакова скорость растворения различных граней кристаллов: выпуклые элементы поверхностей граней имеют бóльшую растворимость, чем плоские, а плоские бóльшую, чем вогнутые.

Общеизвестно, что растворимость веществ зависит также от температуры и давления окружающей среды. Однако температура и давление, при которых получает развитие карстовый процесс, практического значения не имеют. Из графика растворимости гипса в растворах различных солей при температуре 25° С (рис. VII-7) видно, что солевой состав и минерализация растворителя существенно влияют на растворимость гипса. С повышением минерализации растворимость его повышается до некоторой величины, разной в зависимости от состава растворителя, а затем начинает снижаться. Следовательно, минерализация и состав поверхностных и подземных вод также влияют на скорость и интенсивность развития карста.

Выше обращалось внимание на то, что карбонаты в дистиллированной воде практически нерастворимы. В воде, содержащей

свободную углекислоту, карбонаты начинают растворяться согласно уравнению

$$H_2O + CO_2 + (Ca,\ Mg)CO_3 = (Ca,\ Mg)(HCO_3)_2.$$

Растворение карбонатов в углекислых водах может происходить только тогда, когда нарушается карбонатное равновесие:

$$CO_2 \rightleftarrows H_2CO_3 \rightleftarrows \underset{\text{Жидкая фаза}}{(Ca,\ Mg)(HCO_3)_2} \rightleftarrows \underset{\text{Твердая фаза}}{(Ca,\ Mg)CO_3}.$$

Каждому определенному содержанию в воде CO_2 соответствует строго определенное содержание других компонентов уравнения,

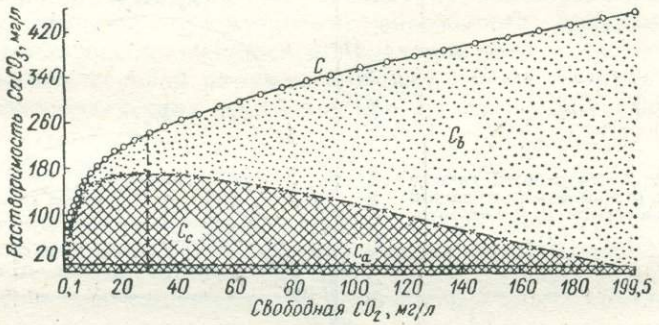


Рис. VII-8. Растворимость $CaCO_3$ в воде, содержащей свободную углекислоту. C, C_a, C_b, C_c — карбонатные емкости воды: C — общая, C_a — не содержащей CO_2, C_b — содержащей CO_2, расходуемой на растворение $CaCO_3$ без дополнительного поступления CO_2 (в условиях закрытой системы), C_c — диффузионная, которую в условиях открытой системы приобретает вода за счет поступления в раствор новых порций углекислоты взамен израсходованных на растворение.

отображающего подвижность химических реакций. С возрастанием CO_2 увеличивается содержание H_2CO_3, которая реагирует с твердой фазой карбонатов и переводит их в раствор в форме гидрокарбонатов. С уменьшением содержания CO_2 в растворе уменьшается содержание H_2CO_3 и растворимых гидрокарбонатов и часть карбонатного материала выпадает в осадок. То содержание свободной углекислоты, которое определяет содержание в воде H_2CO_3, находящейся в равновесии с твердым карбонатом, называется равновесной углекислотой. Если содержание свободной углекислоты в воде будет больше, чем необходимо для равновесия, то равновесие нарушится и начнется растворение карбонатов. Эта часть избыточной свободной углекислоты называется агрессивной, она определяет карбонатную емкость большинства природных вод. Как видно на графике (рис. VII-8), растворимость карбоната кальция в воде возрастает непрерывно с увеличением содержания свободной углекислоты. Относительная роль отдельных составляющих общей карбонатной емкости воды изменяется. Карбонатная емкость чистой воды, не содержащей CO_2, ничтожно мала. Относительная роль диффузионной карбонатной емкости

C_c при малом содержании CO_2 заметна, но затем снижается. Главное значение для общей карбонатной емкости воды имеет CO_2, содержащаяся в воде в данный момент, расходуемая на растворение $CaCO_3$.

Агрессивность поверхностных и подземных вод является одной из основных геохимических причин возникновения и развития карбонатного карста. Из приведенных данных видно, что она обусловлена в первую очередь присутствием в их составе свободной углекислоты. Главным источником углекислоты в водах являются биохимические процессы, развивающиеся на поверхности земли, в почвах и в приповерхностных толщах горных пород.

Рис. VII-9. График зависимости между скоростью выщелачивания гипса и скоростью фильтрации воды (по В. Г. Науменко, 1954 г.).

Некоторая часть углекислоты мобилизуется из атмосферы, а также из горных пород при их выветривании и поступает из недр Земли.

Агрессивность природных вод по отношению к карбонатным породам может быть обусловлена присутствием в них не только CO_2, но и других минеральных и органических соединений. Наблюдения многих исследователей, перечислить которых здесь невозможно, показывают, что водные растворы различных солей повышают растворимость карбонатов. При этом во всех случаях наблюдается, что она повышается до определенного предела минерализации растворов, неодинакового у растворов разного состава, выше которого начинает снижаться. Хорошим подтверждением сказанного могут служить данные, приведенные в табл. VII-2. Эти данные показывают, что умеренная температура не оказывает заметного влияния на растворимость $CaCO_3$, а влияние минерализации растворов наблюдается во всех случаях, несмотря на малую растворимость карбонатов вообще. Все это подтверждает то положение, что карбонатный карст может быть связан с агрессивностью вод, обусловленной присутствием в них не только свободной углекислоты, но и некоторых солей.

На скорость растворения и выщелачивания растворимых горных пород и, следовательно, на скорость развития карста существенное влияние оказывает также скорость движения водных потоков — интенсивность водообмена. Наглядной иллюстрацией этому может служить график, показанный на рис. VII-9.

Для анализа геохимических условий развития карста необходимо знать [15]: а) состояние химического равновесия в системе

Таблица VII-2

РАСТВОРИМОСТЬ $CaCO_3$ (МГ-ЭКВ/Л) В РАСТВОРАХ РАЗЛИЧНЫХ СОЛЕЙ В РАВНОВЕСИИ С АТМОСФЕРНОЙ CO_2 (ПО Н. М. СТРАХОВУ И А. И. ЗАРУБАЦКОЙ, 1951 Г.)

Температура, °С	Концентрация, %					
	1	3,5	8	15	20	25
			NaCl			
16—18	2,62	**2,94**	**2,94**	2,56	2,36	1,85
16—18	2,99	3,40	3,59	2,88	2,26	1,43
29—30	2,43	2,79	2,84	2,49	2,17	1,70
29—30	2,37	2,81	2,87	2,20	1,74	1,39
			$MgCl_2$			
29—30	3,09	4,28	5,83	8,58	8,58	7,89
			Na_2SO_4			
28—30	3,19	4,81	5,68	6,96	6,78	—
			$MgSO_4$			
16—18	3,48	4,41	**4,76**	3,57	3,48	—

Примечание. Полужирным шрифтом показаны максимальные значения растворимости.

подземные воды — карстующиеся горные породы, чтобы судить о возможности развития коррозионного процесса в данной точке, в данный момент отбора пробы воды; б) количество растворимой горной породы, выносимой подземными водами с единицы площади или объема карстующихся пород в единицу времени, чтобы судить о возможном масштабе развития карстового процесса в исследуемом районе; в) скорость растворения карстующихся пород. Такой анализ позволяет выделять участки, опасные в смысле возможного развития карста.

Определение состояния химического равновесия между подземными водами и карбонатными породами производится следующими способами:

1) сравнением произведения активностей ионов кальция и карбонатов ($a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$) с произведением растворимости карбоната кальция (K_{CaCO_3});

2) определением степени агрессивности подземных вод по отношению к карстующимся породам.

Произведение активностей ионов кальция и карбоната определяется из уравнения

$$a_{Ca^{2+}} a_{CO_3^{2-}} = 1/4 \cdot 10^{-6} y^{\pm}_{CaCO_3} [Ca^{2+}] [CO_3^{2-}],$$

где $[Ca^{2+}]$ и $[CO_3^{2-}]$ — миллиграмм-эквивалентные концентрации ионов кальция и карбоната по данным химического анализа; $y^{\pm}_{Ca\,CO_3}$ — средний коэффициент активности карбоната кальция. Он определяется из уравнения $\lg y^{\pm}_{Ca\,CO_3} = -1{,}98\sqrt{\mu}/(1+1{,}62\sqrt{\mu})$, где μ — ионная сила раствора, определяемая из уравнения $\mu = 1/2 \cdot 10^{-3} \quad [x_1]\, z_1^2 + [x_2]\, z_2^2 + \ldots + [x_n]\, z_n^2$, в котором $[x]$ — миллиграмм-эквивалентные концентрации всех присутствующих в растворе ионов; z — соответствующая валентность этих ионов.

Величина произведения растворимости карбонатов кальция равна $7{,}7 \cdot 10^{-9}$. В тех случаях, когда определение иона CO_3^{2-} аналитическими методами затруднительно, вычисление его концентрации в растворе производят из уравнения

$$CO_3^{2-} = \frac{3{,}77 \cdot 10^{-11}\,[HCO_3^-]}{10^{-[pH]}} f_{ср},$$

где $[HCO_3^-]$ — миллиграмм-эквивалентная концентрация иона HCO_3^- по данным химического анализа; [pH] — величина pH по данным химического анализа; $f_{ср}$ — коэффициент, зависящий от величины ионной силы, определяемый по специальным таблицам. Если произведение активностей равно или больше произведения растворимости, изучаемая система подземные воды — карбонатные карстующиеся породы находится в равновесии и коррозионный процесс развиваться не может; если произведение активности меньше произведения растворимости, то равновесия нет и развитие коррозионного процесса неизбежно.

Определение степени агрессивности подземных вод по отношению к карбонатным породам основывается на том, что количество карбоната кальция, которое может перейти в изучаемый водный раствор, должно быть не больше определенной величины. Если установится дефицит насыщения подземных вод этим соединением, воды будут агрессивны по отношению к карстующимся карбонатным породам. Количество карбоната кальция, способного перейти в раствор, определяется из уравнения произведения растворимости карбоната кальция

$$y^{2\pm}_{CaCO_3}([Ca^{2+}] + [x])\left([CO_3^{2-}] + [x]\right) = 0{,}038,$$

где $[x]$ — дефицит насыщения исследуемой воды карбонатом кальция, мг-экв./л; $[Ca^{2+}]$ и $[CO_3^{2-}]$ — миллиграмм-эквивалентные концентрации ионов кальция и карбонатов по данным анализа (CO_3^{2-} можно вычислять также из уравнения, приведенного выше); $y^{\pm}_{Ca\,CO_3}$ — средний коэффициент активности карбоната кальция, определяемый из уравнения, приведенного выше.

В условиях развития сульфатного карста определение состояния химического равновесия между подземными водами

и сульфатными породами производят путем сравнения произведения активностей ионов кальция и сульфатов $a_{Ca^{2+}} a_{SO_4^{2-}}$ с произведением растворимости сульфата кальция (K_{CaSO_4}).

Произведение активности сульфата кальция вычисляется из уравнения

$$a_{Ca^{2+}} a_{SO_4^{2-}} = 1/4 \cdot 10^{-6} y^{\pm}_{CaSO_4} [Ca^{2+}] [SO_4^{2-}],$$

где $[Ca^{2+}]$ и $[SO_4^{2-}]$ — миллиграмм-эквивалентные концентрации ионов кальция и сульфатов по данным химического анализа воды; $y^{\pm}_{CaSO_4}$ — средний коэффициент активности сульфата кальция, определяемый по уравнению

$$\lg y^{\pm}_{CaSO_4} = \frac{1{,}98\sqrt{\mu}}{1+1{,}3\sqrt{\mu}} + 0{,}0515\mu,$$

где μ — ионная сила раствора. Величина произведения растворимости сульфата кальция K_{CaSO_4} принимается равной $3{,}55 \cdot 10^{-5}$.

Состояние химического равновесия в условиях развития сульфатного карста оценивается так же, как и при карбонатном карсте. Если произведение активности ионов кальция и сульфатов меньше произведения растворимости сульфата кальция K_{CaSO_4}, это значит, что равновесия нет и развитие коррозионного процесса неизбежно. В условиях соляного карста состояние химического равновесия между подземными водами и карстующимися породами определяется путем сравнения степени минерализации вод с величиной максимальной растворимости соли в данном водном растворе. Если минерализация подземных вод ниже этой величины, значит, равновесия нет и будет происходить развитие процесса растворения.

Количество растворимой горной породы и выносимой подземными водами с какого-либо участка распространения карстующихся пород рекомендуется [15] вычислять по следующему балансовому уравнению:

$$q = \frac{(C_н - C_0^n) g_в^n + (C_н - C_0^a) g_в^a}{F},$$

где q — количество растворимой породы, выносимой подземными водами с единицы площади участка в единицу времени, г; $g_в^n$ — количество подземных вод, поступающих через границы участка в его пределы в ту же единицу времени, м³; $g_в^a$ — количество воды, поступающее с поверхности в подземные воды в пределах участка, м³; $C_н$ — среднее содержание соли соответствующей карстующейся породы в подземных водах после прохождения участка, г/м³; C_0^n — среднее содержание соли в подземных водах в момент поступления в пределы участка, г/м³; C_0^a — среднее содержание соли в водах, поступающих с поверхности в пределах участка,

в момент их поступления в толщу карстующихся пород, г/м³; F — площадь участка, м². В расчеты по этому уравнению допускается условие, что производительность подземного потока, поступающего в пределы участка, равна производительности потока, стекающего с него.

Рассчитав количество растворимой горной породы, выносимой подземными водами, определяют показатель активности карстового процесса A по Н. В. Родионову (1958 г.) в процентах за тысячелетие

$$A = \frac{v}{V} \cdot 100,$$

где v — объем растворенной горной породы, выносимой подземными водами за 1000 лет; V — объем карстующихся пород в пределах изучаемого участка. Показатель активности карстового процесса характеризует возможный его масштаб и является также сравнительной характеристикой скорости развития карста на разных участках в карстовых районах. По Н. В. Родионову (1958 г.), A для карбонатного карста Горного Крыма равен 0,008%, для района Сочи — 0,49%, для бассейна р. Северный Донец — 0,27%. По Г. Г. Скворцову (1955 г.), A для гипсового карста Башкирии равен 1,67%.

Для приближенного суждения о скорости растворения подземными водами поверхности пласта, полостей и трещин в карстующихся породах можно производить следующий расчет, предложенный А. Е. Ородовской (1956 г.).

$$B_x = \frac{1}{\gamma}(C_н - C_0)\, T \sqrt{\frac{Dv}{\pi x}},$$

где B_x — мощность слоя карстующейся породы, выносимой подземными водами, см; γ — плотность карстующихся пород (для карбонатных пород 2,7, для сульфатных — 2,3, для солей — 2,16 г/см³); $C_н - C_0$ — дефицит насыщения соответствующей солью подземных вод, омывающих поверхность растворимых горных пород; T — период времени, для которого производится определение скорости растворения и выщелачивания породы; D — коэффициент диффузии, равный для карбонатных пород $5{,}5 \cdot 10^{-6}$, для сульфатных — $5{,}5 \cdot 10^{-6}$, для солей — $1 \cdot 10^{-5}$ см²/сек; v — действительная скорость движения подземных вод, определяемая полевыми опытами; x — расстояние от растворяемой поверхности до точки, в которой производится определение дефицита насыщения подземных вод.

В заключение отметим, что геохимия карстового процесса очень сложна, многие вопросы условий развития карста в этом плане еще не выяснены. Тем не менее здесь важно обратить внимание на то, что все имеющиеся данные наблюдений и исследований показывают, что причиной образования карста всегда является несоответствие минерального состава карстующихся пород

геохимическим условиям окружающей подвижной водной среды, что и определяет естественную неизбежность развития коррозионного процесса. Скорость развития этого процесса в легкорастворимых породах (соляной карст) очень велика, в среднерастворимых (сульфатный карст) также достаточно значительна, но вполне соизмерима со сроками службы сооружений, и в труднорастворимых породах (карбонатный карст) мала, обычно исчисляется геологическими отрезками времени. Следовательно, в районах существующего или возможного развития соляного и сульфатного карста необходимо оценивать не только степень закарстованности пород, но и особенно условия возникновения и скорость развития карста — активность карстового процесса. В районах развития карбонатного карста главное значение имеет оценка степени закарстованности пород.

Условия, способствующие развитию карста. При изучении природы карста необходимо учитывать также условия, способствующие его развитию. Выше уже обращалось внимание на то, что при изучении любых геологических процессов и явлений не следует смешивать причины их образования и условия, способствующие их развитию. Из условий, наиболее часто способствующих образованию карста, следует назвать следующие: климат и рельеф местности, петрографические особенности карстующихся пород, условия их залегания, степень трещиноватости, раздробленности и нарушенности тектоническими движениями, современные и новейшие тектонические движения, инженерную и хозяйственную деятельность человека.

Карст встречается в самых различных географических зонах, однако наибольшее развитие он получает в условиях влажного и избыточно влажного климата. Относительно большое количество осадков, особенно в виде дождей, и малое испарение определяют повышенные значения поверхностного и подземного стока, большую интенсивность водообмена и циркуляции воды в приповерхностных горизонтах горных пород и соответственно развитие процессов растворения и выщелачивания. В этих зонах богатый растительный покров, особенно в тропических районах, и соответственно более интенсивное развитие биогенных процессов, выветривания и других, генерирующих углекислоту и усиливающих агрессивность вод относительно карбонатных пород.

В условиях сухого климата, наоборот, при малом количестве осадков и большом испарении влаги наблюдается исключительно малая промытость горных пород в приповерхностных горизонтах, что не способствует развитию карста. Свидетельством такого положения в зонах сухого климата являются не только часто большая засоленность почв и подпочвенных горизонтов горных пород, но и нередко встречающиеся обнажения соленосных пород, содержащих слои, горизонты и залежи легкорастворимых солей. В зонах влажного и избыточно влажного климата таких явлений не наблюдается. Все перечисленное, несомненно, указывает на

то, что в одних случаях климат способствует развитию карста, а в других сдерживает, тормозит этот процесс.

Определенное или даже значительное влияние на развитие карста оказывает рельеф поверхности земли. Как известно, карст встречается как на равнинах, так и в горных странах, но в последних он обычно проявляется сильнее, разнообразнее и охватывает толщи горных пород на более значительную глубину. В горных районах денудационные процессы всегда более интенсивны, поэтому именно здесь практически растворимые породы чаще выходят непосредственно на поверхность и быстрее вовлекаются в сферу действия коррозионного процесса. Поэтому в горных районах наиболее ярко выражены разнообразные поверхностные формы карста.

На равнинах карстующиеся породы чаще прикрыты толщами рыхлых или других более молодых пород, и поэтому поверхностные формы карста здесь не имеют большого разнообразия, хотя и возникают иногда неожиданно, катастрофически быстро в виде провалов и оседаний.

В горно-складчатых районах горные породы значительно дислоцированы, трещиноваты и раздроблены, что облегчает проникновение коррозионного процесса на глубину. Кроме того, здесь горные породы, обладая значительной скважностью, более интенсивно промываются, водообмен здесь сильнее, скорости движения подземных вод выше, так как значительны превышения областей их питания над областями разгрузки. Все это способствует развитию карста, распространению его на глубину и формированию различных глубинных форм.

На равнинах, имеющих обычно слаборасчлененный рельеф, сложенных нормально-осадочными породами, залегающими спокойно, почти горизонтально, и переслаивающимися с различными водоупорами, движение подземных вод замедленно, что не благоприятствует развитию карста и проникновению его на глубину. Превышения областей питания подземных вод над областями разгрузки здесь не такие значительные, как в горных районах. Только на участках, прилегающих к склонам речных долин, в зоне разгрузки и разуплотнения горных пород, облегчаются условия движения подземных вод и соответственно создаются более благоприятные условия для развития карста. Следует также заметить, что водный баланс горных стран более сложный. Здесь больше выпадает осадков, большее значение имеют поверхностный и подземный сток, меньше испарение, что определенным образом влияет на развитие и проявление карста.

С целью изучения влияния деталей рельефа на распространение карста Д. С. Соколов (1961 г.) при изысканиях для Араслановской ГЭС в верхнем течении р. Уфы, где карст связан с известняками и доломитами силура, девона и нижнего карбона, выполнил следующие наблюдения. На участке площадью 43,5 км^2 была зафиксирована 501 карстовая воронка. Из них 308 расположены

на ровных, почти повсеместно залесенных водораздельных участках, прикрытых суглинками и супесями средней мощностью 3—5 м. 186 воронок обнаружено в логах и только 7 в крупных речных долинах со значительной мощностью четвертичных отложений. При дальнейшем анализе наблюдений им были получены результаты, показанные в табл. VII-3. Из этих данных видно,

Таблица VII-3

ВЛИЯНИЕ УКЛОНА ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАРСТА (ПО Д. С. СОКОЛОВУ)

Уклон поверхности	Площадь воронок от общей площади распространения карбонатных пород, %	Число воронок	Процент воронок	Средняя плотность воронок на 1 км²
$< 0{,}02$	18	124	24	15,9
0,02—0,04	36	225	44	14,2
0,04—0,06	18	81	17	10,3
0,06—0,1	10	41	9	9,7
$> 0{,}1$	18	30	6	4,0
Всего:	100	501	100	11,5 (средняя)

что хотя на распространение карста влияют различные факторы, однако влияние уклона поверхности рельефа выступает наиболее отчетливо и является доминирующим фактором. При прочих равных условиях, на участках с малыми уклонами карст распространен значительно шире, так как там интенсивнее развивается инфильтрация дождевых и талых вод. Аналогичная зависимость установлена Л. С. Кузнецовым (1955, 1956 гг.) для одного из районов Кизеловского каменноугольного бассейна:

Уклон поверхности, град	Средняя плотность воронок на 1 км²
1—2	33
4—5	23
> 6	9

Данные, приведенные в табл. VII-4, указывают, что детали рельефа существенно влияют на распространение карста. В оврагах и на водоразделах, где небольшая мощность рыхлых отложений, карст распространен больше. В районах распространения сульфатных пород сульфатный карст интенсивно развивается и на склонах, т. е. не так, как в районах распространения карбонатного карста. Это связано с большей растворимостью сульфатов и с большей их пластичностью. В силу последнего влияние разгрузки на раскрытие трещин в этих породах сказывается только в присклоновых частях долин.

Таблица VII-4

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАРСТОВЫХ ВОРОНОК В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ (ПО Л. В. ГОЛУБЕВОЙ)

Район	Водоразделы	Склоны речных долин	Овраги	Речные террасы	Общая площадь и средняя плотность
Гипсы и ангидриты					
Ординский	22,8 / 270	1,9 / 302	2,2 / 320	2,7 / 4	30 / 240
Кунгурский	25 / 9	7 / 65	5,2 / 50	27,8 / 8	65 / 18
Известняки и доломиты					
Западная часть Кишертского и восточная часть Кунгурского	44,6 / 6	11,2 / 2	9,2 / 46	—	65 / 11

Примечание. В числителе — площадь (км²), в знаменателе — плотность воронок на 1 км².

Большое влияние на развитие карста оказывают петрографические особенности практически растворимых горных пород, подверженных коррозии. Первостепенное значение из них имеют минеральный состав пород, различные примеси в них (глинистого вещества, доломита, кремнезема и др.) и структура (микрозернистая — пелитоморфная, кристаллическизернистая, органогенная, обломочная, оолитовая и др.). Выше обращалось внимание на влияние всех этих петрографических особенностей горных пород на их устойчивость и растворимость, поэтому, не останавливаясь на рассмотрении значения всех этих факторов на развитие карста, отметим, что их влияние пока оценивается только качественно, количественных критериев имеется еще мало. Поэтому одними из важнейших теоретических и практических задач инженерной геологии являются изучение и разработка количественных методов оценки и прогноза развития коррозионного процесса.

На развитие карста существенное влияние оказывают условия залегания пород, их трещиноватость и раздробленность. В породах, прикрытых, изолированных с поверхности более молодыми водонепроницаемыми породами, карст развивается слабо или вообще не образуется, и, наоборот, в породах, обнаженных или прикрытых рыхлыми водопроницаемыми породами малой мощности, карст развивается легче. В горизонтально залегающих породах карст развивается главным образом по их простиранию,

в крутонаклонных или поставленных на голову — на глубину, а в моноклинально залегающих — как по простиранию, так и по падению. Следовательно, такое залегание пород наиболее благоприятно для развития карста, его глубинных форм. Велика роль при этом трещиноватости и раздробленности пород, создающих большую их скважность, облегчающую проникновение и движение подземных вод.

Как известно, тектонические трещины образуют взаимно пересекающиеся системы, которые определяют направление путей движения потоков воды, растворение и выщелачивание пород и соответственно пространственное распределение глубинных форм карста. Именно по трещинам и системам трещин и в местах их пересечений формируются карстовые каналы, проходы, галереи, пещеры и другие формы. Трещины нетектонические, такие как диагенетические (литогенетические), своеобразны у каждого слоя и горизонта пород. При формировании карста по таким трещинам возникают закарстованные слои и горизонты.

Разгрузка пород от действия сжимающих сил у поверхности земли под днищами и в бортах долин и горных склонов вызывает раскрытие скрытых и закрытых трещин, разуплотнение пород в сторону свободного пространства и появление новых трещин разгрузки или упругого отпора [7]. Трещины разгрузки развиваются более или менее параллельно обнаженной поверхности, с глубиной их число и раскрытость уменьшаются. При формировании карста по таким трещинам возникающие глубинные формы в присклоновых частях долин и под их днищами получают неодинаковое развитие в связи с различной степенью трещиноватости и водопроницаемости пород. Таким образом, трещиноватость горных пород не только способствует развитию карста, но определяет направленность его развития и формирование закарстованных зон, слоев и горизонтов.

Из геологических факторов значительное влияние на развитие карста оказывают также новейшие и современные тектонические движения. Колебательные движения положительного знака, проявляющиеся в поднятии территорий, поддерживают или усиливают контрастность (энергию) рельефа, большие градиенты и уклоны поверхности рельефа и уровня подземных вод, скорости их движения — все это при прочих равных условиях способствует интенсивности развития карста. И, наоборот, движения отрицательного знака, проявляющиеся в опускании территорий, не создают условий, благоприятствующих его развитию. Кроме того, новейшие и современные дифференцированные тектонические колебательные движения определяют неравномерность закарстованности пород на той или иной территории, а также формирование зон и горизонтов закарстованных пород, о чем еще будет сказано ниже.

Заканчивая краткое рассмотрение условий, способствующих развитию карста, необходимо обратить внимание также на роль

инженерной и хозяйственной деятельности человека. Строительство подпорных гидротехнических сооружений, интенсивная откачка воды из недр Земли, сброс производственных агрессивных вод в толщи пород и многие другие действия человека создают условия, способствующие развитию карста.

Некоторые закономерности распространения карста. Из рассмотрения причин и условий, способствующих развитию карста, можно сделать вывод, что его образование и распространение связаны с геологической историей того или иного участка земной коры. И действительно, особенности состава горных пород, условия их залегания, степень трещиноватости и раздробленности, гипсометрическое положение карстующихся горных пород в связи с новейшими и современными тектоническими движениями, их вскрытие процессами денудации и эрозии — все это определенные этапы геологической истории. Поэтому геологически вполне закономерно, что карст в одних районах распространен широко и проявляется ярко, в других распространен ограниченно, а в третьих отсутствует вообще.

Однако на таком общем геологическом фоне можно выделить и более конкретные закономерности его распространения и в первую очередь необходимо обратить внимание на повсеместно наблюдающееся уменьшение закарстованности горных пород с глубиной. Причина этой закономерности вполне определенна и заключается в уменьшении скважности и водопроницаемости горных пород с глубиной, в уменьшении градиентов напора, интенсивности водообмена, степени агрессивности вод и др. Естественно, что изменения степени закарстованности горных пород с глубиной не везде одинаковы, что зависит от орографических условий (горные и равнинные районы), особенностей геологического разреза, условий залегания карстующихся пород и других факторов, но общая тенденция затухания карста с глубиной наблюдается действительно везде.

Коррозионный процесс в какой-то мере регулируется положением базиса коррозии, т. е. уровнем или, точнее, зоной, к которой стекают поверхностные воды с карстующейся поверхности земли и где происходит разгрузка подземных карстовых вод. Базис коррозии — это дренирующая зона, в пределах которой дальнейшее растворение и выщелачивание горных пород практически прекращаются. Он может располагаться на уровне базиса эрозии либо гипсометрически ниже или выше его, являться местным по отношению к карстующемуся массиву или быть общим для всего карстового района.

Заметим, что базис коррозии отнюдь не везде ограничивает глубину распространения коррозионного процесса. В условиях напорных карстовых вод имеет место восходящее их движение в сторону дренирующего влияния зоны базиса коррозии. В этих условиях коррозионный процесс может развиваться глубже базиса коррозии и базиса эрозии. Следовательно, при установлении

положения базиса коррозии необходимо ясно представлять себе гидродинамическую схему движения карстовых вод как водонапорной системы, а не просто гипсометрическое положение какого-то уровня, как это иногда допускают. В этом суть отличия базиса коррозии от базиса эрозии, ниже которого поток действительно теряет свою живую силу и размыв прекращается.

По отношению к базису коррозии в пределах карстующегося массива горных пород можно выделить определенные зоны, различающиеся по степени развития карста, условиям движения подземных вод и их режиму. Д. С. Соколов (1962 г.) для областей,

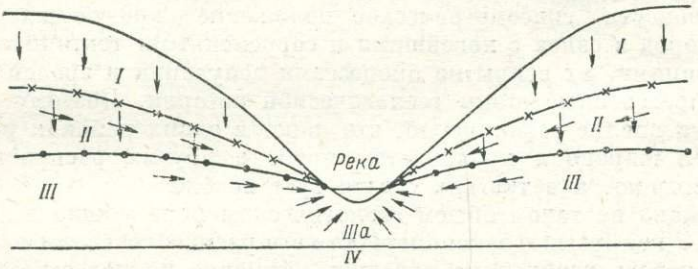


Рис. VII-10. Условия движения подземных вод в различных вертикальных зонах закарстованного массива горных пород (по Д. С. Соколову).

I—IV — зоны: *I* — аэрации, *II* — сезонного колебания уровня подземных вод, *III* — полного насыщения в сфере дренирующего воздействия долины (*IIIa* — сфера разгрузки подземных вод на дне долины), *IV* — глубинной циркуляции подземных вод, расположенная вне влияния местной гидрографической сети. Стрелки показывают направление движения воды.

сложенных мощными толщами растворимых пород, выделил следующие четыре вертикальные зоны (рис. VII-10).

I. Зона аэрации, отличающаяся большей закарстованностью, в пределах которой осуществляется главным образом нисходящее движение инфильтрационных и инфлюационных вод с большими и сравнительно большими скоростями. Во многих карстовых районах в этой зоне располагаются висячие карстовые воды на местных локальных водоупорах. Водный режим этой зоны определяется главным образом количеством выпадающих атмосферных осадков и распределением их в течение года.

II. Зона сезонного колебания уровня карстовых вод, занимающая промежуточное положение между зонами аэрации и следующей, III зоной.

III. Зона полного насыщения, отличающаяся обычно меньшей или средней закарстованностью, находящаяся в сфере дренирующего воздействия местной гидрографической сети, прорезающей карстующуюся толщу горных пород. Скорости движения подземных вод в этой зоне по сравнению с зоной аэрации значительно меньше. В этой зоне могут встречаться аномальные участки повышенной закарстованности и высокой водопроницаемости гор-

ных пород. Режим вод хотя и испытывает влияние атмосферных факторов, но во времени изменяется более плавно.

IV. Зона глубинной циркуляции, где движение подземных вод с малыми скоростями осуществляется в сторону удаленных дрен (очагов разгрузки), вне непосредственного влияния местной гидрографической сети. Это зона малой закарстованности пород. Карст здесь проявляется в кавернозности пород, некотором расширении трещин, поэтому общая скважность пород в этой зоне мала по сравнению с верхними зонами.

Отмеченные закономерности распространения карста с глубиной иногда нарушаются, что бывает связано с теми или иными обстоятельствами. Например, если в толще растворимых пород встречаются слои или горизонты пород более растворимых благодаря особенностям минерального состава, строения, развития густой сети литогенетических трещин и т. д., то по таким слоям начинает интенсивно развиваться карст. В результате этого в толще пород образуются слои, горизонты или зоны аномально повышенной закарстованности. Формирование таких слоев и зон может происходить также и при следующих обстоятельствах.

На рис. VII-10 видно, что река дренирует толщу карстующихся пород, слагающих склоны долины. Уровень подземных карстовых вод обычно связан с уровнем воды в реке, и здесь, в зоне II, и в верхней части зоны III, где наблюдается более интенсивная горизонтальная циркуляция подземных вод, формируется зона или горизонт повышенной закарстованности пород. Если после какого-то продолжительного стационарного положения река углубится в толщу пород вследствие опускания базиса эрозии или поднятия массива карстующихся пород, уровень карстовых вод снизится и здесь, в новой зоне активной горизонтальной циркуляции вод, начнет формироваться новая зона повышенной закарстованности. Таким образом в толще карстующихся пород может образоваться несколько горизонтальных зон (этажей пород) с аномальной, повышенной закарстованностью, которые гипсометрически бывают связаны с надпойменными террасами реки. Если карстующийся массив будет испытывать погружение под влиянием современных тектонических движений, зона повышенной закарстованности пород может оказаться ниже современного уровня воды в реке и расположится в подрусловой части долины. Следовательно, распространение карста в рассматриваемых случаях оказывается подчиненным истории формирования речной долины.

На рис. VII-11 показана схема распространения повышенной закарстованности пород в различных геологических условиях. Из нее видно, что карст связан с дренирующим влиянием:

1) эрозионных врезов; в бортах речных долин наиболее благоприятными путями развития карста являются трещины разгрузки — упругого отпора;

2) удаленных эрозионных врезов или других очагов разгрузки подземных вод; здесь наиболее благоприятными путями развития карста являются наиболее слабые растворимые горизонты и слои пород благодаря их петрографическим особенностям и повышенной трещиноватости (литогенетические трещины);

3) зон тектонических нарушений при нисходящем и восходящем движении подземных вод.

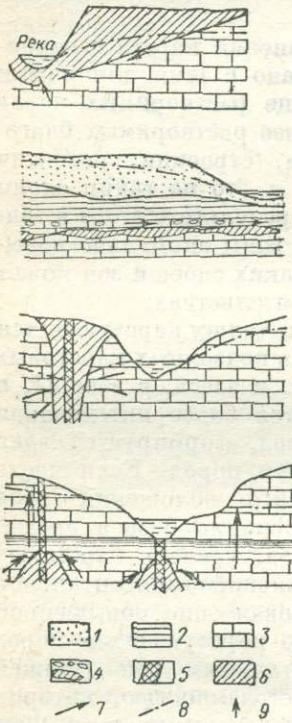


Рис. VII-11. Схемы распространения повышенной закарстованности пород в разных геологических условиях (*по А. Г. Лыкошину, 1968 г.*).

1 — песок; *2* — глина; *3* — известняки; *4* — каверны и карстовые полости; *5* — тектоническая зона; *6* — зона интенсивного развития карста; *7* — направление движения подземных вод; *8* — уровень подземных вод; *9* — напор подземных вод.

Приведенные примеры показывают, что распространение карста всегда подчиняется определенным закономерностям, на что и хотелось обратить внимание. Изучение этих закономерностей находится пока еще только на начальной стадии, хотя установление и изучение их имеют огромное значение для оценки условий строительства сооружений в карстовых районах.

Оценка степени закарстованности горных пород. Под степенью закарстованности горных пород следует понимать степень нарушенности их монолитности в результате образования разнообразных пустот и полостей при выщелачивании и растворении. Это — скважность пород по Ф. П. Саваренскому (1934 г.), образовавшаяся в результате развития карста, характеризующая современное состояние толщ пород, т. е. нарушенность их монолитности и устойчивости, увеличение водо-

проницаемости и условия обводненности. Количественно закарстованность пород можно оценивать относительным объемом карстовых пустот и полостей в рассматриваемом объеме горных пород, т. е.

$$З = \frac{v}{V} \cdot 100,$$

где $З$ — показатель закарстованности пород, доли единицы, или %; v — объем пустот в изучаемом объеме пород; V — объем пород, в пределах которого измерен объем карстовых пустот.

Отметим, что показатель закарстованности пород $З$ и показатель активности карста $А$ (по Н. В. Родионову, 1958 г.) имеют разный смысл. Показатель активности карста характеризует интенсивность развития карстового процесса (в долях единицы или в процентах за тысячелетие), а показатель степени закарстованности (скважность) — пустотность пород в данный момент, возникшую в результате карстового процесса безотносительно времени образования.

Как было отмечено выше, оценка современного состояния закарстованности пород имеет большое практическое значение для районов развития карбонатного карста. В районах развития сульфатного и соляного карста необходимо знать не только степень закарстованности пород, но и, особенно, условия и скорость развития карста, так как в гипсах, ангидритах и солях он развивается с большой и очень большой скоростью.

Оценка степени закарстованности пород обычно сопряжена с определенными трудностями, так как измерить объем пустот в изучаемом объеме пород всегда сложно. Поэтому ее оценивают обычно различными, главным образом косвенными, приемами по данным: 1) геоморфологических наблюдений; 2) наблюдений и непосредственных замеров карстовых пустот в обнажениях и в самих карстовых пустотах; 3) наблюдений при проходке горных выработок и буровых скважин; 4) геофизических разведочных работ; 5) специальных гидрогеологических и гидрологических наблюдений; 6) опытных фильтрационных и опытных цементационных работ; 7) наблюдений за деформациями сооружений.

Геоморфологические наблюдения при определении степени закарстованности пород в пределах того или иного участка или района в условиях приповерхностного залегания карстующихся пород часто дают убедительные данные. Так, например, число различных поверхностных карстовых форм рельефа, таких как воронки, котловины, провалы и другие пустоты на единице площади территории характеризует плотность их распространения и соответственно позволяет оценивать степень закарстованности территории и горных пород, ее слагающих.

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

где P — показатель плотности распространения поверхностных карстовых форм на единице площади поверхности рельефа, например плотность распространения воронок на 1 км^2; n — число поверхностных карстовых форм, обнаруженных на изучаемой территории; F — площадь изучаемой территории, км^2.

Если измерить площадь карстовых форм и их объем на рассматриваемой территории, то можно получить более полные сравнительные данные о закарстованности пород. Естественно, что такие данные являются приближенными, так как они не учитывают размеров глубинных карстовых форм, тем не менее в условиях распространения поверхностного карста они весьма полезны. Чтобы повысить надежность оценки степени закарстованности пород, геоморфологические наблюдения следует дополнять данными наблюдений и измерений карстовых пустот в обнажениях и в самих карстовых пустотах (пещерах), а также данными наблюдений при проходке горных выработок и буровых скважин. Зарисовка обнажений, стенок горных выработок (рис. VII-12) и определение «свободного профиля» пород или коэффициента пустотности [7], производство специальных маркшейдерских съемок подземных карстовых пустот и пещер (рис. VII-13) позволяют с большей точностью определять объем пустот в изучаемом объеме карстующихся пород и надежнее оценивать степень их закарстованности.

Важным средством обнаружения, прослеживания и оконтуривания глубинных карстовых форм и соответственно оценки закарстованности пород являются наблюдения при проходке буровых скважин и выполнении разведочных геофизических работ. Наблюдения при проходке буровых скважин за выходом керна, расходом промывочной жидкости, проскоками (провалами) бурового снаряда, внешним обликом керна, извлекаемого из скважин, также позволяют судить о степени скважности (закарстованности) пород. На все это обращалось большое внимание в первой части курса — «Инженерной петрологии» [4].

Комплекс геофизических методов разведки (электроразведка, гравиметрия, сейсморазведка, магниторазведка, ядерные методы, разные виды каротажа) позволяет выделять в геологическом разрезе типы карстующихся пород, выявлять особенности погребенного рельефа на участках распространения карстующихся пород, глубину их залегания, устанавливать местоположение и контуры карстовых зон и карстовых полостей. Кроме того, данные геофизических исследований позволяют определять наиболее целесообразный план дальнейших разведочных и опытных работ по изучению и оценке закарстованности пород.

Исключительно важное значение для оценки закарстованности пород имеют гидрогеологические и гидрологические наблюдения и опытные фильтрационные работы. В этом плане первостепенную роль играют наблюдения за разнообразными водопроявлениями в карстующихся породах и особенно данные о дебитах и режиме

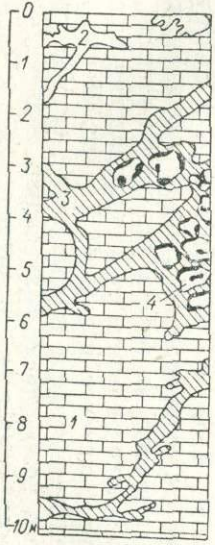


Рис. VII-12. Зарисовка стенки скважины большого диаметра («Геология и плотины», т. 1. М., 1959).

1 — известняки; *2* — зияющие карстовые полости; *3* — карстовые полости, заполненные глиной со щебнем известняка; *4* — обломки известняка.

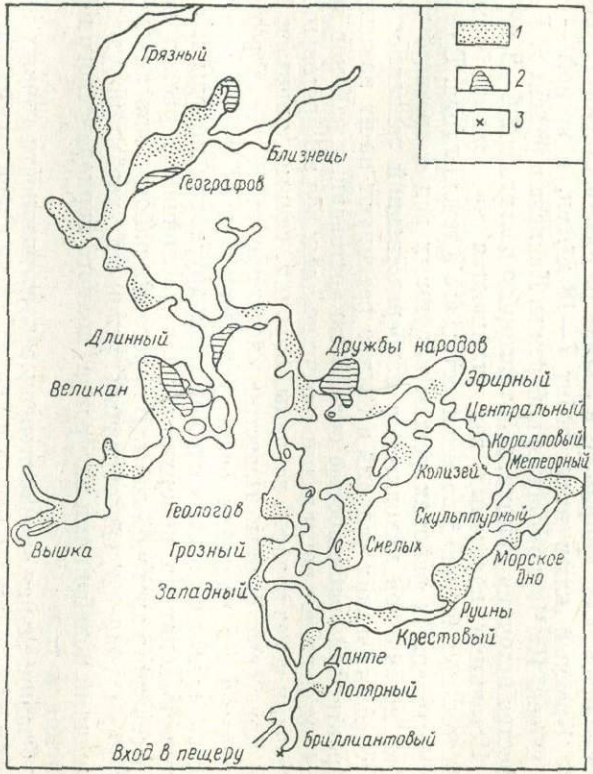


Рис. VII-13. План Кунгурской карстовой пещеры (из работы И. В. Попова, 1959 г.) с названиями гротов.

1 — глыбово-глинистые осыпи; *2* — подземные озера; *3* — старый вход в пещеру.

источников. Общеизвестно, что максимальными дебитами в самых различных районах обладают, как правило, источники карстовых вод. Только карстовые водоносные горизонты и зоны могут обладать самой большой производительностью и образовывать источники с дебитом в десятки кубических метров в секунду. Имеется много примеров таких мощных источников, и все они указывают на большую закарстованность пород. Общеизвестно, что чем больше дебит источников карстовых вод, тем больше закарстованность пород. Так, например, в долине р. Уфы в Башкирии источник Красный ключ имеет дебит 7—18 м³/сек, а весной — 30—52 м³/сек. На Черноморском побережье Кавказа в районе г. Гагры известен источник Репруа, дебит которого достигает 2,4—8 м³/сек.

Источники карстовых вод отличаются не только большим дебитом, но и большой изменчивостью его в течение года. В сильно закарстованных районах режим карстовых вод и соответственно дебит источников находятся в непосредственной зависимости от метеорологических условий и быстро реагируют на их изменение. Характерной особенностью сильно закарстованных районов является интенсивное поглощение поверхностных вод закарстованными породами через поноры, колодцы, воронки, слепые долины и другие карстовые формы. Известно много примеров, когда реки на определенных участках резко уменьшают свой расход или полностью исчезают в закарстованные подрусловые породы и затем вновь выходят на поверхность или увеличивают расход после пересечения карстовой зоны. В карстовых районах многочисленны примеры озер со своеобразным режимом, характеризующимся большими колебаниями их уровня, полного периодического исчезновения и т. д.

Сравнительная оценка степени закарстованности горных пород может производиться также по результатам специальных опытных фильтрационных работ — опытных нагнетаний и наливов воды (или цементных растворов при цементации) в скважины и горные выработки и опытных откачек воды из скважин или горных выработок, если породы водоносны. Водопроницаемость и водообильность практически растворимых горных пород определяется обычно их закарстованностью и отчасти трещиноватостью. Поэтому если, например, в скважину, вскрывшую такие породы, нагнетать воду, можно судить об их закарстованности. Точно так же, если из скважины, вскрывшей горизонт карстовых вод, откачивать воду, то водообильность и водопроницаемость пород будут характеризовать степень их закарстованности.

Специальные опытные работы для оценки степени закарстованности горных пород и основаны на определении их водопоглощения, водопроницаемости и водообильности. Мерой водопоглощения и водопроницаемости горных пород служат удельное водопоглощение и коэффициент фильтрации, пользуясь которыми их можно классифицировать по степени закарстованности (табл. VII-5). О степени закарстованности пород можно судить также

по количеству растворенной горной породы, выносимой подземными водами с какого-либо участка. Наконец, важным дополнительным критерием этого могут служить данные наблюдений за провалами и деформациями сооружений.

Таблица VII-5

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД ПО СТЕПЕНИ ВОДОПРОНИЦАЕМОСТИ, ЗАКАРСТОВАННОСТИ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Горные породы	Коэффициент фильтрации, м/сутки	Удельное водопоглощение, л/мин
Практически водоупорные, незакарстованные и нетрещиноватые	$< 0{,}01$	$< 0{,}005$
Очень слабоводопроницаемые, слабозакарстованные и слаботрещиноватые	0,01—0,1	0,005—0,05
Слабоводопроницаемые, слабозакарстованные и слаботрещиноватые	0,1—10	0,05—5
Водопроницаемые, закарстованные и трещиноватые	10—30	5—15
Сильноводопроницаемые, сильнозакарстованные и сильнотрещиноватые	30—100	15—50
Очень сильноводопроницаемые, сильнозакарстованные и сильнотрещиноватые	> 100	> 50

При изучении степени закарстованности горных пород для большей надежности необходимо применять комплекс методов, что позволяет всесторонне осветить состояние карстующихся пород и соответственно оценить их устойчивость и условия строительства на них различных сооружений. При этом закарстованность горных пород и территорий можно характеризовать и оценивать как качественными (описательными), так и количественными сравнительными методами.

Проектирование и строительство сооружений в карстовых районах. Наличие карста в том или ином районе, и тем более в пределах определенной территории или участка, всегда указывает на возможное нарушение монолитности и устойчивости пород, увеличение их водопроницаемости и очень часто большую обводненность. Поэтому проектирование и строительство разнообразных сооружений в карстовых районах и хозяйственное освоение территорий всегда должны основываться на результатах более детальных инженерно-геологических исследований, чем в некарстовых районах. В материалах таких исследований со степенью детальности, соответствующей стадии инженерных изысканий и проектирования, должны получить характеристику и оценку следующие вопросы:

1) глубина залегания растворимых горных пород от поверхности земли, рельеф их поверхности, мощность, состав и свойства покрывающих отложений;

2) мощность растворимых пород, степень их закарстованности, пространственное расположение поверхностных и глубинных форм карста и их влияние на устойчивость территории;

3) активная зона проектируемых сооружений, величина распространения ее в пределы закарстованных пород, их несущие способности, а также покровных отложений;

4) водопроницаемость и водообильность закарстованных пород, глубина залегания уровня карстовых вод и их напор при проектировании сооружений глубокого заложения, подземных и гидротехнических;

5) интенсивность развития карста, виды, формы и частота его проявления, причины и условия, способствующие его развитию;

6) применяемые принципы и методы строительства сооружений и обеспечения их устойчивости на основании обобщения опыта строительства и эксплуатации сооружений в рассматриваемом районе.

На стадиях начальных и региональных исследований территорий главное внимание необходимо уделять их инженерно-геологической оценке, выявлению закарстованных участков, зон, горизонтов и предварительной оценке угрожаемости карста для устойчивости местности, существующих и проектируемых сооружений. В результате таких исследований производят инженерно-геологическое районирование территории, дающее материал для обоснования проекта ее планировки, а также программы дальнейших исследований.

При районировании территорий и оценке их устойчивости, особенно в связи с хозяйственным их использованием и проектированием массовых видов строительства (города, населенные пункты, дороги и др.), главное внимание следует уделять определению глубины залегания растворимых горных пород (особенно гипсов, ангидритов и солей), их мощности, изучению состава и свойств покровных отложений, а также возможности образования карстовых провалов и оседаний земной поверхности. И. А. Саваренский (1967 г.), разрабатывая принципы районирования карстовых территорий, рекомендует для количественной оценки их устойчивости определять: а) среднегодовое количество провалов, отнесенное к единице площади, и б) среднегодовую поражаемость территорий карстовыми провалами. Эти показатели рекомендуется дополнять графиками распределения провалов по их величине (рис. VII-14).

Среднегодовое количество карстовых провалов, отнесенное к единице площади [случаев/(км^2·год)], рассчитывают по формуле

$$P = \frac{n}{Ft},$$

где n — число провалов, зарегистрированное на площади F (км^2) за промежуток времени t (лет).

Среднюю повторяемость провалов, показывающую, через какой промежуток времени на площади 1 км^2 появляется 1 провал, определяют по формуле

$$T = \frac{1}{P} = \frac{Ft}{n}.$$

Среднюю поражаемость территории карстовыми провалами (%/год) определяют по формуле

$$B = \frac{\sum f}{Ft} \cdot 100,$$

где Σf — сумма площадей провалов (м^2), образовавшихся на площади F (м^2) за промежуток времени t (лет).

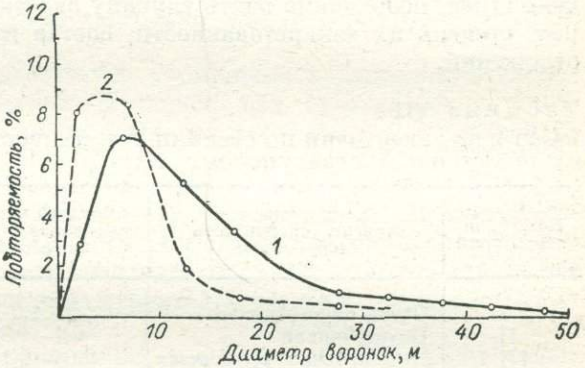


Рис. VII-14. Кривые распределения карстовых воронок (*1*) и провалов (*2*) по величине их диаметра для района г. Дзержинска (по И. А. Саваренскому, 1967 г.).

Среднегодовое количество провалов и поражаемость ими территорий рекомендуется [14, 15] определять по данным: инженерно-геологической съемки, сопровождающейся сбором сведений о ранее образовавшихся провалах; дешифрирования аэрофотоснимков, выполненных в разные годы; определения возраста существующих карстовых воронок различными методами; стационарных наблюдений, организованных на определенных площадях, в пределах которых систематически регистрируются случаи образования провалов и производится их съемка и изображение на планах и картах.

Следует заметить, что среднее количество провалов, их повторяемость и среднюю поражаемость ими территорий за промежуток времени t (лет) целесообразно определять только в районах развития сульфатного и соляного карста. В этих породах карст развивается со скоростью, соизмеримой по времени с человеческой историей, сроками строительства и эксплуатации сооружений. Карбонатный карст, как правило, развивается со скоростью, измеряемой геологическими отрезками времени, поэтому перечисленные выше показатели P и B следует вычислять безотноси-

тельно времени образования числа провалов n суммарной площадью Σf на рассматриваемой площади F. В условиях развития карбонатного карста эти показатели должны характеризовать плотность распространения провалов и среднюю поражаемость территории этими явлениями за геологическое время, т. е. современное состояние рассматриваемой территории.

В районах развития сульфатного и соляного карста в соответствии с показателями, приведенными в табл. VII-6, в зависимости от повторяемости карстовых провалов выделяют категории территорий по степени устойчивости. Следует отметить, что показатели, приведенные в этой таблице, очень важны, но полагаться только на них при оценке территорий нельзя. Карст, особенно карбонатный, часто бывает не выраженным, не проявившимся в рельефе, но это не дает основания оценивать такую территорию как устойчивую. Для оценки устойчивости территорий, как отмечено выше, необходимо знать глубину залегания растворимых пород, степень их закарстованности, состав и свойства покровных отложений.

Таблица VII-6

КАТЕГОРИИ ТЕРРИТОРИЙ ПО СТЕПЕНИ УСТОЙЧИВОСТИ В КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ (ПО И. А. САВАРЕНСКОМУ, 1967 г.)

Категория территории	Характеристика степени устойчивости территории	Среднее число провалов в год на площади 1 км²	Один провал на площади 1 км² за время, годы
I	Очень неустойчивая	$> 1{,}0$	1
II	Неустойчивая	0,1—1,0	1—10
III	Недостаточно устойчивая	0,05—0,1	10—20
IV	Несколько пониженная устойчивость	0,01—0,05	20—100
V	Относительно устойчивая	$< 0{,}01$	> 100
IV	Устойчивая	Образование провалов исключается	

При районировании территорий необходимо учитывать весь комплекс данных и строго соблюдать принципы их инженерно-геологической оценки. Районирование всегда должно иметь определенный прикладной (специализированный) характер и дополнять региональное изучение территорий, отображаемое на инженерно-геологических картах, подчеркивать те важнейшие и особые условия, которые необходимо учитывать при проектировании и строительстве конкретных сооружений [8].

При инженерно-геологическом районировании территорий распространения карста для массовых видов строительства необходимо подчеркивать влияние карста на условия строительства сооружений, а поэтому необходимо составлять схему расположения конкретных территорий, выделяемых по следующим признакам.

1. Территории устойчивые и относительно устойчивые, в пределах которых растворимые породы слабо закарстованы и среднегодовое число провалов на площади 1 км² не превышает 0,01 (см. табл. VII-6), а также такие, где слабозакарстованные породы залегают на глубине более 10 м и перекрыты плотными и устойчивыми породами. На таких территориях разнообразные здания и сооружения массовой застройки строят без учета их закарстованности, а плотность застройки территории определяют согласно строительным нормам и правилам (СНиП II-К. 2—62).

2. Территории с несколько пониженной устойчивостью, где растворимые породы имеют повышенную закарстованность, среднегодовое число провалов на площади 1 км² достигает 0,01—0,05, повторяемость их больше (см. табл. VII-6), где мощность покровных отложений мала или недостаточна по сравнению с мощностью активной зоны сооружений. На таких территориях рекомендуется [14, 15] ограничивать высотность зданий (преимущественно до 5 этажей) и плотность застройки жилой территории до 20% (СНиП II-К. 2—62).

3. Территории недостаточно устойчивые характеризуются повышенной закарстованностью пород, где среднегодовое число провалов и оседаний поверхности достигает 0,05—0,1 и они проявляются сравнительно часто (см. табл. VII-6), где мощность покровных отложений мала или недостаточна, чтобы уменьшить опасность устойчивости территории и сооружений. На таких территориях допускается [14, 15] строительство зданий и сооружений высотой до 5 этажей в исключительных случаях, при специальном обосновании возможности их строительства, а плотность застройки жилой территории до 10%.

4. Территории неустойчивые, где растворимые породы имеют повышенную закарстованность, провалы и оседания поверхности наблюдаются часто (см. табл. VII-6). На таких территориях строительство капитальных зданий и сооружений не допускается.

Таким образом, на начальных и региональных стадиях инженерных изысканий в районах развития карста главное внимание должно уделяться оценке устойчивости территорий, которая выражается в их инженерно-геологическом районировании и описании. На последующих стадиях инженерно-геологических исследований, связанных с обоснованием проектов застройки, на каждом конкретном участке проводят детальные изыскания с целью окончательной оценки условий строительства сооружений, обеспечения их устойчивости и обоснования необходимых противокарстовых мероприятий. Такие изыскания, особенно на участках с несколько пониженной и недостаточной устойчивостью, должны быть исчерпывающими и совершенно однозначно характеризовать степень и масштаб закарстованности пород и пространственное расположение всех поверхностных и глубинных форм карста. При этом важно подчеркнуть, что провалы и проседания из-за их внезапности представляют главную опасность для устойчивости

территорий и сооружений в карстовых районах. Они образуются в местах развития различных глубинных форм карста — крупных пустот, каналов, проходов, галерей, пещер и др.

При детальных изысканиях состав вопросов, подлежащих изучению, тот же, что и на предыдущей стадии, но эти изыскания и исследования проводятся для каждого конкретного сооружения или комплекса сооружений и должны завершаться количественными оценками и прогнозом их устойчивости. Детальные исследования должны давать материал для обоснования проекта противокарстовых мероприятий. В соответствии с этим они обычно распадаются на два этапа: на первом (в результате детального изучения инженерно-геологических условий участка) определяют компоновку сооружений, т. е. местоположение конкретно каждого сооружения или их комплексов, а на втором — выполняют детальные работы для обоснования технического проекта каждого сооружения и в том числе противокарстовых мероприятий.

При застройке закарстованных территорий не рекомендуется размещать капитальные сооружения непосредственно на месте старых поверхностных карстовых форм (воронки, впадины и др.) и вблизи от их скоплений. Такие участки при компоновке сооружений целесообразно использовать для размещения парков, садов, бульваров, площадей и др.

При выполнении детальных инженерно-геологических исследозаний в карстовых районах, при проектировании отдельных крупных сооружений, не относящихся к массовым типам застройки, таких как мосты, туннели и другие подземные сооружения, гидроэлектростанции и др., план инженерных изысканий, последовательность их выполнения и состав вопросов, подлежащих изучению, в общем те же, что и при массовых видах застройки, однако детальность изысканий, глубина разведочных работ и направленность изучения инженерно-геологических условий строительных площадок должны быть конкретизированы в соответствии с требованиями для каждого проектируемого сооружения. Инженерные изыскания и для таких сооружений должны завершаться количественными оценками условий строительства и устойчивости сооружений и выбором инженерных мероприятий для обеспечения долговечности и безопасности их эксплуатации.

Выбор противокарстовых мероприятий производят в зависимости от конкретных особенностей инженерно-геологических условий строительной площадки: типа карста (карбонатный, сульфатный, соляной), глубины залегания растворимых пород, степени их закарстованности и обводненности, а также типа проектируемого сооружения. При этом важно учитывать, будут ли закарстованные породы надежным естественным основанием и средой для сооружений, нет ли опасности больших притоков воды и их затопления, не возникнут ли большие потери воды на фильтрацию после строительства сооружения и впоследствии при его эксплуатации в связи с возможной активизацией развития карста и т. д.

Следовательно, выбор противокарстовых мероприятий должен основываться на учете комплекса данных, позволяющих обосновать техническую и экономическую целесообразность применения.

В районах распространения карста в зависимости от всех перечисленных условий наиболее часто применяют следующие комплексы мероприятий: 1) планировку территорий, сопровождающуюся регуляцией поверхностного стока и устройством канализации для отвода производственных вод; 2) каптаж подземных вод и дренаж обводненных пород; 3) площадную подготовку основания; 4) устройство опор глубокого заложения; 5) искусственное уплотнение и укрепление пород; 6) устройство противофильтрационных завес; 7) разнообразные конструктивные мероприятия.

Планировка территории, обычно сопровождающаяся тампонажем трещин глинистым грунтом, заделкой провалов, засыпкой воронок и других неровностей рельефа, является одним из важнейших мероприятий по инженерной подготовке территорий. Одновременно с планировкой территорий целесообразно устройство системы нагорных и водоотводных канав для отвода дождевых и талых вод и устройство канализации для отвода хозяйственных и производственных вод. Регуляция поверхностного стока необходима как на застраиваемых территориях, так и на непосредственно к ним прилегающих.

Каптаж подземных вод и дренаж обводненных пород часто необходимы при проектировании подземных и наземных сооружений, когда приток воды и высокое стояние уровня карстовых вод затрудняют ведение строительных и горных работ и нормальную эксплуатацию этих сооружений. Для регуляции подземного стока в зависимости от условий залегания карстовых вод, условий их выхода на поверхность и топографических условий местности применяют различные системы вертикальных и горизонтальных дренажей. В тех случаях, когда растворимые горные породы являются непосредственным основанием сооружений или попадают в их активную зону, для придания им монолитности, повышения их прочности, устойчивости и водонепроницаемости производят площадную их цементацию на глубину, зависящую от типа сооружения, достаточную для обеспечения его устойчивости. При такой подготовке основания цементационные скважины располагают в шахматном порядке на площади расположения сооружения. Порядок производства работ по искусственному улучшению свойств горных пород рассмотрен в первой части курса «Инженерной геологии» [7].

В тех случаях, когда мощность закарстованных пород невелика, их прорезают сваями, опускаемыми в предварительно пробуренные скважины, или заполняют скважины и колодцы железобетоном (заполнение арматурой с последующей цементацией). Такие опоры глубокого заложения обеспечивают необходимую устойчивость сооружений.

При строительстве подземных сооружений, глубоких котлованов и карьеров нередко возникает необходимость в уплотнении и упрочнении пород, в придании им монолитности, водонепроницаемости и устойчивости по контуру сооружения. В этом случае производят цементацию пород по контуру сооружения, а в подземных сооружениях часто за их обделку.

При строительстве гидротехнических сооружений с целью предупреждения потерь воды на фильтрацию под плотинами или в их обход, для повышения их устойчивости и предупреждения развития разнообразных фильтрационных деформаций, развития и активизации карстового процесса устраивают противофильтрационные завесы путем нагнетания цементного раствора в скважины, разбуренные по линии напорного фронта плотины. Цементационные скважины располагают в 1 или 2 ряда. Длина таких завес нередко достигает многих сотен метров, а глубина до 100 м и более. Противофильтрационные завесы устраивают также для защиты котлованов и подземных частей сооружений. В этом случае для уплотнения пород и снижения их водопроницаемости в скважины нагнетают глинистый раствор, битумы или цементный раствор.

Конструктивные противокарстовые мероприятия разнообразны. Можно регулировать глубину заложения фундаментов и тем самым изменять глубину распространения дополнительных напряжений от сооружения (активная зона сооружения) в закарстованные породы. С этой же целью и с целью придания необходимой устойчивости сооружениям в основании их фундаментов устраивают подушки из щебня, бетона или железобетона. Важным конструктивным мероприятием является армирование сооружений с целью придания им большей монолитности и жесткости путем устройства железобетонных поясов по обрезу фундаментов и в междуэтажных перекрытиях. Выше уже отмечалось, что в карстовых районах необходимо соблюдать ограничения в этажности зданий и плотности застройки территорий. Применяют и некоторые другие специальные мероприятия: неразрезные ленточные фундаменты, уменьшение веса сооружений и др.

В карстовых, как и в других районах, где строительство сооружений ведется в особых условиях, обычно приходится применять комплекс мероприятий, позволяющих управлять опасным геологическим явлением или предупреждать его возникновение, ограничивать его влияние на устойчивость сооружения и безопасность эксплуатации или полностью исключать его. Опыт показывает, что это вполне достижимо, если инженерно-геологические условия изучены достаточно полно и если при проектировании и строительстве сооружений не возникнет неожиданных явлений, не выявленных при изысканиях.

ГЛАВА VIII

ПЛЫВУНЫ И СУФФОЗИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Определение понятий. В строительной и горной практике плывунами называют пески тонко- и мелкозернистые, пылеватые и сильнопылеватые, водоносные, которые при вскрытии котлованами и горными выработками плывут. Их оплывание может происходить как медленно толстым слоем, так и быстро и даже катастрофически быстро, в виде прорыва, как только их вскрывают или подрабатывают, так что оставленный целик пород не в состоянии удержать их напора. Если плывуны приходят в движение, значит, нарушена их устойчивость, а также устойчивость вмещающих их пород и соответственно склонов, откосов, оползней, подземных выработок, территорий и расположенных или строящихся на них сооружений.

Катастрофически быстрые движения плывунов представляют большую опасность при производстве строительных и горных работ. Так, например, если в нижней (опорной) части склона, откоса или оползня начинается выплывание пород, то вышележащие массы пород лишаются опоры, в результате чего по склону и откосу возникают заколы (трещины) и как следствие образуются новые оползни или активизируются существующие. Происходит общее нарушение устойчивости склона или откоса. Если плывуны вскрываются подземной выработкой, то они медленно, быстро или катастрофически быстро заполняют ее, а вышележащие массы пород, потеряв опору, начинают сдвигаться, приходят в движение. Зона влияния подземной выработки в таких случаях иногда достигает поверхности земли, и тогда на ней возникают провалы, проседания, деформации ее и расположенных здесь сооружений. В Ленинграде в 1974 г. при строительстве метро проходили подземную выработку в плывунах на глубине примерно 80 м после их замораживания. Однако, как затем было установлено, на одном из участков эти плывунные пески оказались непромороженными и образовался прорыв. Тысячи кубических метров плывуна быстро заполнили часть готовой выработки, а на поверхности земли образовалась мульда оседания. Следовательно, в результате прорыва плывунов в подземную выработку произошло общее нарушение устойчивости толщи пород.

Плывуны часто имеют недостаточную плотность сложения, и поэтому под нагрузкой они уплотняются, выдавливаются из-под нее и образуют выпоры. Это указывает на то, что они являются неустойчивыми не только при вскрытии и подработке, но и слабыми, ненадежными как основание для проектируемых сооружений.

Таким образом, плывуны — это слабые, неустойчивые породы, требующие применения специальных методов ведения строительных и горных работ и специальных инженерных мероприятий для обеспечения устойчивости сооружений. По инженерно-геологической классификации горных пород плывуны относятся к пятой группе, т. е. к породам особого состава, состояния и свойств [8].

Выше уже было отмечено, что плывуны — это обычно водоносные мелко- и тонкозернистые пылеватые и сильнопылеватые пески. Поэтому понятие «плывун» всегда ассоциируется с породами именно такого состава. Это типичные, истинные плывуны, обладающие рядом характерных только для них признаков, описание которых приводится ниже. Здесь же отметим, что в строительной и горной практике известны примеры, когда под большим напором воды плывут и грубообломочные породы — грубозернистые пески, гравий, галечники и другие образования, однако как только ослабевает («рассеивается») напор воды, эти породы начинают легко фильтровать воду, теряют подвижность и приобретают устойчивость.

Только в редких, исключительных, обычно временных условиях эти породы плывут, или, точнее, вынуждены течь, и как только изменяются такие исключительные условия, изменяется и их поведение. Точно также некоторые глинистые породы при увлажнении легко размокают, теряют связность, приобретают текучую консистенцию и начинают течь — оплывать. Однако как только их влажность уменьшается, изменяется консистенция, их оплывание (течение) прекращается.

Таким образом, известны примеры, когда грубозернистые и глинистые породы при особых условиях плывут (оплывают), т. е. сходны с плывунами. Однако называть их плывунами только по одному этому признаку нельзя. Поэтому иногда их называют псевдоплывунами [5].

Распространение плывунов. Плывуны распространены сравнительно широко не только среди четвертичных, но и среди коренных пород. Поэтому при выполнении геологоразведочных, строительных и горных работ с ними приходится встречаться часто. Так, например, известно много случаев обнаружения плывунов при проходке буровых скважин и котлованов на поймах и первых надпойменных террасах в долинах Волги, Днепра, Дона, Камы, Амударьи, Сырдарьи и др. Плывуны здесь встречаются, как правило, в разных горизонтах руслового и в нижних горизонтах пойменного аллювия на глубине от 2—3 до 40—

80 м. Залегают они в виде слоев, линз или залежей неправильной формы мощностью до 3—4 м и более, простирающихся на десятки и даже сотни метров. При строительстве каналов Беломорско-Балтийского и им. Москвы, метрополитена в Ленинграде и Москве на многих участках были встречены плывуны среди отложений озерных, ледниково-озерных, озерно-болотных, флювиогляциальных. В северо-западных районах Русской равнины плывуны часто встречаются в моренных отложениях в виде внутриформационных линз и неправильной формы залежей мощностью до 4—5 м. В Прибалтике многочисленны примеры распространения плывунов на приморских равнинах среди голоценовых и верхнеплейстоценовых морских отложений.

В южных районах Русской платформы плывуны встречаются среди неогеновых и палеогеновых отложений. В области распространения железорудных месторождений Курской магнитной аномалии большие трудности приходится преодолевать при проходке плывунов, встречающихся в аптских и неокомских отложениях нижнего мела, а под Москвой и в Поволжье — среди верхне- и нижневолжских отложений верхней юры. Вдоль западного и южного крыла Подмосковного угленосного бассейна линзы и прослои плывунов широко распространены в угленосной толще нижнего карбона на глубинах до 100 м. При разработке бокситов (Тихвинский район), огнеупорных глин (Боровичско-Любытинский район) и углей плывуны создают большие трудности, а нередко являются причиной аварий.

Из приведенного видно, что плывуны генетически связаны с субаквальными отложениями различного происхождения, образуют слои, линзы, залежи и могут залегать на разных глубинах. Геоморфологически плывуны в четвертичных отложениях наиболее часто связаны с речными долинами, аллювиальными и приморскими равнинами, а в коренных породах — с осадочным чехлом платформ.

Характерные признаки плывунов. В естественном состоянии, т. е. непосредственно при вскрытии буровыми скважинами и горными выработками, истинные плывуны имеют светло-серый, зеленовато-серый или синевато-серый цвет темных или светлых оттенков в зависимости от содержания примесей органического вещества и других составляющих. На воздухе их окраска быстро и неравномерно изменяется: они становятся более светлыми, желтоватыми, местами охристыми в результате окисления закисных форм железа и других минеральных соединений.

Кусок плывуна естественного состояния выглядит обычно как влажная порода с затхлым запахом, матовой поверхностью, с которой вода не стекает благодаря большой влагоемкости и малой водоотдаче. Однако при встряхивании образец покрывается каплями и пленками воды, выступающей изнутри, и поверхность его становится блестящей. Плывун, состоящий как

бы из отдельных глыб, загруженный в самосвалы, при их движении превращается в однородную массу, растекается слоем, на поверхности которого образуется слой мутной воды цвета, близкого к цвету жидкого цементного раствора.

При вскрытии горной выработкой или котлованом плывуны начинают течь как вязкая жидкость: медленно, быстро или даже иногда катастрофически быстро в зависимости от величины напряженного состояния. Если оно обусловлено только собственным весом плывуна, то он оплывает медленно, а если гидростатическими и гидродинамическими силами большой и очень большой величины, то плывун движется быстро или очень быстро, образуя в таких случаях прорыв.

При проходке буровыми скважинами в плывунах образуются пробки: порода поднимается по скважине выше забоя. Высота пробки может достигать 10—15 м. Образование пробок связано главным образом с возникающей при проходке скважины разностью напора в водоносной породе в затрубном пространстве скважины и внутри ее. Пробки в скважинах — явление неблагоприятное и опасное, они затрудняют бурение и часто приводят к авариям, так как «прихватывают» и заклинивают буровой снаряд. Поэтому плывуны надо проходить быстро, без остановок, с соблюдением определенных правил.

Плывуны трудно разрабатываются. Штыковая лопата врезается в плывун с трудом, и его разработка возможна только тонкими срезами; толстый срез от забоя не оторвать. Трудность разработки плывунов связана также с тем, что объем выполненных земляных работ при разработке котлованов и проходке горных выработок не согласуется с фактическим объемом котлованов и выработок, так как они непрерывно заплывают. Это постоянно вносит путаницу в учет выполненных работ.

Характерной особенностью многих плывунов является их склонность к тиксотропным превращениям, т. е. разжижаться при сотрясении и вибрации под влиянием механических воздействий и затем, после прекращения этих воздействий, вновь самопроизвольно с большей или меньшей скоростью, полностью или частично восстанавливать свое первоначальное состояние. Так, например, они быстро переходят в особенно жидкое, неустойчивое состояние на участках работы экскаваторов, автомобильного транспорта там, где производятся работы по погружению свай, шпунтов и др. С поверхности плывуны на таких участках превращаются в «зыбун» — труднопроходимую вязко-жидкую массу. Если встать на плывун в котловане и начать переминаться с ноги на ногу, он разжижится, ноги увязнут и вытащить их из плывуна будет трудно.

Наконец, следует отметить, что при высыхании плывун превращается в связную, достаточно твердую, более светлую, чем первоначально, породу, которая ломается, крошится и с трудом растирается руками, пачкая их беловато-серой пылью. При бу-

рении плывун обычно проходят желонкой, из которой его выливают на поверхность земли или на доску. При высыхании он образует ломкие плитки. Гнезда ящиков для образцов плывун заполняет плотно, а при высыхании становится твердым, поэтому образец можно извлечь из ящика только с помощью ножа, просто руками его взять невозможно. Все это характеризует не только пылеватость, но и какую-то степень глинистости плывунов.

Таковы некоторые внешние признаки типичных, истинных плывунов. В совокупности они составляют их характерные и весьма отличительные особенности, свойственные только им, что подтверждает правильность отнесения их к группе пород особого состава, состояния и свойств.

Состав и физико-механические свойства плывунов. В гранулометрическом составе типичных, истинных плывунов, как правило, преобладают тонкозернистые (0,1—0,05 мм) или мелкозернистые (0,25—0,1 мм) фракции, либо они в сумме составляют основную массу породы (табл. VIII-1, VIII-2, VIII-3). Кроме того, для них характерно повышенное или высокое содержание пылеватых (алевритовых) фракций (0,05—0,002 мм) и обязательное присутствие того или иного количества глинистых (тонкодисперсных) частиц (<0,002 мм). При этом содержание пылеватых фракций в плывунах обычно больше, чем сумма всех песчаных фракций, кроме доминирующей, что обязывает относить их к пылеватым и сильно пылеватым разностям. Содержание глинистых фракций в плывунах может

Таблица VIII-1

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛЫВУНОВ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ (Q_{IV}) (ПО М. И. ЕВДОКИМОВУ-РОКОТОВСКОМУ, 1941 г.)

Район	Содержание фракций							Потери при прокаливании, %
	> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,002	< 0,002	
Днепропетровск, ул. Мостовая	—	—	17	37	25	8	13	1,47
Горький, стройплощадка	—	—	73	18	4	3	2	3,40
То же	—	—	18	17	48	9	8	2,28
Ленинград, стройплощадка	Следы	Следы	10	41	27	14	6	2,20
То же	—	5	4	59	14	2	2	4,14
Томск, набережная р. Ушайки	—	—	4	46	27	10	6	6,4
Р. Унда, стройплощадка	—	—	14	51	12	10	6	8,2
Р. Ока, стройплощадка	—	Следы	19	26	48	3	2	0,9

изменяться от долей процента до единиц, а иногда достигать 10% и более. В последнем случае их следует относить к глинистым или даже к сильно глинистым разностям. Такие плывуны четвертичного возраста можно классифицировать как мелко- и тонкозернистые глинистые супеси.

А. В. Лебедев [7], много занимавшийся изучением плывунов, установил, что в тонкодисперсной (глинистой) части их обычно

Таблица VIII-2

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛЫВУНОВ В КОРЕННЫХ ПОРОДАХ (ПО И. М. ГОРЬКОВОЙ, В. Ф. ЧЕПИК И К. Н. РЯБИЧЕВОЙ, 1957 г.)

Район	Возраст пород	Содержание фракций, %						
		> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,002	< 0,002
Москва	J_3 v s	10	19	59		5	1	8
	»	3	8	78		2	1	6
	»	2	4	81		4	2	7
	J_3 v i	1	1	89		3	2	3
	»	1	1	86		3	3	4
КМА (Михайловка)	K_1 ap	—	1	79		8	2	11
	K_1 ne	—	1	85		6	2	6
	J_2 bt	—	30	68		1	Следы	1
	»	—	8	88		1	»	3
	»	—	Следы	95		1	1	2
	»	—	3	82		8	2	6
	»	—	1	91		4	1	4
	»	—	Следы	94		5	Следы	1
	»	—	»	98		1	1	1
	»	—	3	92		2	1	3

Таблица VIII-3

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛЫВУНОВ В НИЖНЕКАРБОНОВЫХ КОРЕННЫХ ПОРОДАХ (C_1 v) МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОГНЕУПОРНЫХ ГЛИН «ПРОЛЕТАРИЙ» БОРОВИЧСКОГО РАЙОНА (ПО Е. Н. ШМИДТ, 1975 г.)

Номер образца	Содержание фракций, %						
	> 0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	0,01—0,002	< 0,002
1	—	Следы	1	30	44	8	17
2	—	»	1	34	40	10	15
3	1	1	3	45	29	8	15
4	—	—	2	29	45	9	15
5	Следы	1	3	25	44	10	17
6	»	1	8	42	32	5	12
7	—	Следы	1	32	47	6	16
8	—	»	1	33	45	6	15
9	—	1	18	55	9	5	12
10	—	1	2	21	48	12	16

содержатся коллоиды (дисперсные частицы размером $<0{,}1$ мкм). Поэтому если истинный плывун взболтать с водой, коллоидная его часть оказывается очень устойчивой и не оседает в течение многих месяцев. Эта активная в физико-химическом отношении часть истинных плывунов предопределяет наряду с общей их глинистостью повышенную гидрофильность и другие свойства, в том числе текучесть под воздействием касательных напряжений. Наличие коллоидной составляющей в плывунах установили также М. И. Евдокимов-Рокотовский [5], И. М. Горькова, В. Ф. Чепик и К. Н. Рябичева [3] и многие другие. Грубодисперсные фракции ($>0{,}5$ мм) в составе истинных плывунов обычно составляют ничтожно малые количества — следы и редко доли или единицы процентов.

Все перечисленное указывает на то, что плывуны — это действительно породы характерного гранулометрического состава. Обращая на это внимание, необходимо иметь в виду, что в природе встречаются и некоторые отклонения, выражающиеся в изменении степени глинистости, пылеватости плывунов, содержания в них грубодисперсных фракций и других свойств, что видно из данных, приведенных в табл. VIII-1, VIII-2, VIII-3. Характерность гранулометрического состава плывунов следует рассматривать как проявление статистического распределения частиц по размеру в их составе, поэтому нельзя относить породу к плывунам только по гранулометрическому составу. Важно знать, как особенности состава сказываются на их способности к течению (оплыванию).

Следует заметить, что часто гранулометрический состав плывунов изучают не корректно, без достаточного учета их особенностей. Не определяют содержание в них характерных фракций — мелкозернистых, тонкозернистых, пылеватых, тонкодисперсных (собственно глинистых) размером менее 0,002 мм (отмучиванием, по скорости свободного падения частиц, по Стоксу). Часто гранулометрический состав плывунов определяют по высушенным образцам, что дает неправильное представление о содержании в них тонкодисперсных частиц. При высушивании плывуна тонкие коллоидные частицы, как правило, необратимо коагулируют, и поэтому при анализе выход этих частиц уменьшается, а более грубых — увеличивается.

Минеральный состав истинных плывунов достаточно однообразен. Основная масса тонкодисперсной (глинистой) части кроме органического вещества состоит из глинистых минералов группы гидрослюд, часто каолинита той или иной степени дисперсности, нередко монтмориллонита, глауконита, а также окислов кремнезема, глинозема и железа. Более грубозернистая часть, представленная пылеватыми и тонко- и мелкозернистыми песчаными частицами, в подавляющей массе состоит из зерен кварца той или иной степени окатанности с примесями полевых шпатов, слюд, реже цветных минералов.

Таков вещественный (гранулометрический и минеральный) состав плывунов. Подводя итог его описанию, важно обратить внимание на то, что для плывунов характерен не только специфический гранулометрический состав, но и состав их тонкодисперсной (глинистой) и в том числе коллоидной части. Обычно он представлен компонентами, предопределяющими повышенную гидрофильность плывунов и их склонность к подвижности (течению) под воздействием даже ничтожно малых сил.

Исследование физико-механических свойств плывунов сопряжено с большими трудностями, так как отбор из них монолитов естественного сложения и их испытания, так же как и испытания этих пород в условиях естественного залегания, очень сложны и не всегда доступны, поскольку для их проведения требуются специальные технические средства. Поэтому пока имеется мало надежных данных для характеристики их физического состояния и свойств. Значительно больше данных накоплено по результатам их испытаний при нарушенных сложении и влажности и наблюдений за их поведением при строительных и горных работах.

По имеющимся данным плывуны обычно имеют пониженную плотность, повышенные пористость и влагоёмкость, малые или даже очень малые водопроницаемость и водоотдачу. В табл. VIII-4 в качестве примера приведены данные, характеризующие физические и водные свойства плывунов района Москвы и КМА. Здесь плывуны-пески распространены среди меловых и юрских отложений. Из этой таблицы видно, что плотность скелета этих пород изменяется от 1,14 до 1,58 г/см^3, пористость — от 36 до 58%, а коэффициент пористости от 0,67 до 1,39. Все эти данные, несомненно, характеризуют далеко не плотное сложение пород в условиях их естественного залегания. Кроме того, они показывают, что пески-плывуны по своему физическому состоянию существенно отличаются от других петрографических типов песков, не обладающих плывунными свойствами. Из приведенных данных также видно, что рассматриваемые плывуны имеют очень небольшую водопроницаемость, что вообще является для них типичным. По данным многолетних наблюдений в различных районах их водоотдача изменяется от 30 до 70%, а коэффициент водоотдачи обычно не превышает 0,20 [8].

Плывуны в условиях естественного залегания обладают очень малым сопротивлением сдвигу. Угол их естественного откоса изменяется от 3—4 до 8—9°. Однако если определять его по высушенным образцам, он достигает 25—30° и даже больше, что совершенно не соответствует наблюдаемым в условиях естественного залегания. Следовательно, это лишний раз подтверждает наблюдения о необратимости изменения свойств плывунов при их высушивании.

Плывуны под действием нагрузки в условиях невозможности выдавливания и вытекания имеют определенную податливость, однако часто не такую значительную, при которой они не могли

Таблица VIII-4

ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ПЛЫВУНОВ (ПО И. М. ГОРЬКОВОЙ, В. Ф. ЧЕПИК И К. Н. РЯБИЧЕВОЙ, 1957 Г.)

Район	Возраст пород	Глубина взятия пробы, м	Естественная влажность, %	Плотность, г/см³			Пористость, %	Коэффициент пористости	Максимальная молекулярная влагоемкость, %	Коэффициент фильтрации, м/сутки
				минеральной части породы	породы	скелета породы				
Москва	J_3 ms	63	42	2,74	1,72	1,21	56	1,26	12	Не фильтрует
	»	68	35	2,70	1,71	1,27	53	1,12	8	То же
	»	69,5	48	2,72	1,69	1,14	58	1,39	8	»
	J_3 vi	74	35	2,68	1,73	1,28	45	1,10	7	»
	»	79	39	2,69	1,72	1,25	54	1,15	8	»
КМА (Михайловка)	K_1 ap	32	27	2,64	1,92	1,51	43	0,75	11	0,02
	K_1 nc	38	25	2,64	1,95	1,56	41	0,70	7	0,03
	J_3 bt	96	26	2,63	1,90	1,54	42	0,71	4	0,17
	»	97	23	2,62	1,90	1,54	41	0,71	3	2,58
	»	98	23	2,64	1,93	1,58	36	0,67	3	0,78
	»	100	27	2,65	1,89	1,53	41	0,73	3	—

бы быть использованы в качестве естественного основания. Многочисленные наблюдения за поведением сооружений, возведенных на плывунах, и результаты испытаний их пробными нагрузками показывают, что модуль общей деформации их достигает 100 кгс/см² и более. Такие значения показателя деформационных свойств плывунов характеризуют иногда не так уж малую плотность их сложения. Однако эти величины модулей общей деформации плывунов, полученные при статических испытаниях, никак не могут всегда служить критерием для положительной оценки их строительных свойств. Плывуны часто имеют и более низкие значения модулей общей деформации, и, главное, они легко разжижаются при динамических воздействиях, резко снижают свою устойчивость и несущую способность в пределе до нуля. Все это требует определенной осторожности, индивидуальной оценки их природной плотности в каждом конкретном случае и соблюдения определенных правил строительства сооружений.

Природа плывунности плывунов. Объяснение природы плывунности плывунов можно найти в работах ряда исследователей, занимающихся изучением условий строительства на них сооружений [3, 5, 7, 8, 9, 10, 13, 14], ссылки на главные из них были сделаны выше. Здесь же отметим, что К. Терцаги (1933 г.), один из выдающихся ученых в области механики горных пород, плывунность песков объяснял исключительно действием на них гидродинамического давления. Он подчеркивал, что плывунность присуща не какому-то особому роду песков.

А. Ф. Лебедев (1935 г.), уделивший много внимания изучению плывунов, пришел к выводу, что их плывунность связана не только с гидродинамическими условиями, но и с особенностями состава. Из описания его наблюдений и исследований следует, что плывун — это не просто песок, который может оплывать. Типичный песок-плывун имеет особый состав и характерные отличительные признаки. Такие водоносные пески-плывуны он предложил называть истинными плывунами.

Впоследствии выводы А. Ф. Лебедева нашли подтверждение в работах других исследователей [3, 5, 8, 14, 15]. В этом плане необходимо обратить особое внимание на результаты исследований Н. Н. Маслова (1959, 1968, 1971 гг.), который пришел к выводу, что разжижение и оплывание песков связано не только с особенностями их состава, но также и с особенностями их свойств и состояния. Он показал, что плывунность свойственна только таким пескам, в которых силы внутреннего трения не находят своего проявления, а силы связности либо отсутствуют, либо незначительны. В 1972 г. было объявлено об открытии В. В. Радиной (СССР) влияния микроорганизмов на плывунность истинных плывунов, о чем будет сказано ниже.

Как было отмечено выше, истинные (типичные) плывуны имеют характерный состав, предопределяющий их повышенную гидрофильность и склонность к подвижкам (текучести) под воз-

действием даже ничтожно малых сил. Такими силами могут быть силы тяжести, гидростатического взвешивания и гидродинамического давления. На рис. VIII-1, *а* показана схема распределения напряжений в водонасыщенной песчаной породе — плывуне. Полное напряжение σ в такой породе на глубине $H_1 + z$ от уровня воды в цилиндре равно

$$\sigma = \bar{\sigma} + u.$$

Оно слагается из веса столба воды $u = (H_1 + z)\gamma_в$, т. е. порового давления, передающегося на поровую воду, и веса слоя гидростатически взвешенной (облегченной) породы $\bar{\sigma} = z\gamma'$, т. е.

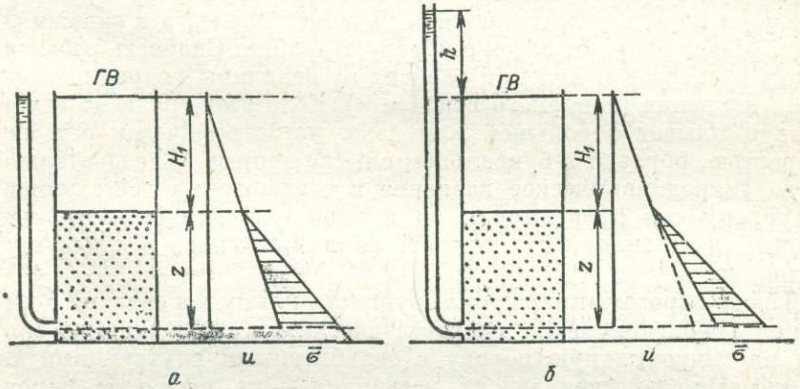


Рис. VIII-1. Распределение напряжений в водонасыщенной песчаной породе — плывуне.

$\bar{\sigma}$ — эффективное напряжение; u — поровое давление.

эффективного напряжения, передающегося на скелет породы. Если поровое давление равно атмосферному, его называют нулевым.

В гидрофильной породе, где силы взаимодействия между частицами и так ослаблены физически связной водой, уменьшение эффективного напряжения в результате гидростатического взвешивания еще больше ослабляет взаимодействие между частицами, в результате чего снижается устойчивость породы в целом и она становится более склонной к оплыванию. Поэтому если такую *породу вскрыть откосом котлована (в забое), она начнет плыть* даже под действием собственной массы, как вязкая жидкость, так как сразу же в откосе (забое) возникнет сдвигающее усилие. Кроме того, в поровой воде возникает поровое давление, не равное нулю, и сдвигающая составляющая силы тяжести увеличивается на величину гидродинамического давления. В этом состоит причина плывунности плывунов. На рис. VIII-1, *б* видно, что если уровень воды в пьезометрической трубке повысить

на величину h, то начнется движение воды снизу вверх и в плывуне возникнет гидродинамическое давление

$$D_{гд} = \frac{H_1 + z + h}{z} \cdot \gamma_в = I\gamma_в.$$

Гидродинамическое давление уменьшит эффективное напряжение на величину $D_{гд}$

$$\bar{\sigma} = z\gamma' - D_{гд},$$

что еще больше снизит устойчивость породы. Если гидродинамическое давление достигнет величины $z\gamma'$, эффективное напряжение будет равно нулю. Напорный градиент $I = (H_1 + z + h)/z$ в этом случае будет критическим $I_{кр}$, так как при таких гидравлических условиях порода разрыхляется и начинает плыть, а в скважинах поднимается вверх от забоя и образует пробки. Скорость развития таких процессов и явлений зависит от величины гидродинамического давления (напорного градиента). Если этот градиент велик, плывун плывет с большой или даже катастрофически большой скоростью, образуя в буквальном смысле прорыв. Следовательно, когда гидродинамическое давление в соотношении действующих на породу сил превалирует, то именно оно является главной действующей силой, приводящей ее в движение, в плывунное состояние.

Таким образом, природа плывунности плывунов связана с действием гравитационных, гидростатических и гидродинамических сил на гидрофильную породу с ослабленными внутренними силами взаимодействия между частицами — на песчаную породу с малой прочностью (сопротивлением сдвигу). Причина плывунности плывунов состоит в особенностях состава, состояния и свойств песчаной породы, находящейся под воздействием гравитационных, гидростатических и гидродинамических сил, доминирующая роль которых может изменяться в зависимости от геологического строения: условий залегания плывуна и условий его вскрытия.

Новейшие исследования В. В. Радиной (1972, 1973 гг.) показали, что микроорганизмы, населяющие истинные плывуны, оказывают воздействие на их минеральный состав, дисперсность, строение и напряженное состояние. «Установлено неизвестное ранее явление образования истинных плывунов, заключающееся 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» [12]. Если внутреннее давление в плывуне достигает величины общего давления, действующего на породу, то начинается процесс ее разуплотнения [13]. Следовательно, новые данные расширяют наши знания о возможных силах, которые могут вызывать подвижность плывунов. К сожалению, пока

не известно, какие виды микроорганизмов могут участвовать в образовании истинных плывунов и при каких условиях. Изучение этой проблемы должно продолжаться.

Условия строительства сооружений на участках распространения плывунов. Распространение плывунов на том или ином участке всегда вызывает необходимость соблюдения определенной осторожности при проектировании и строительстве сооружений. Это должно быть очевидным из приведенного описания и характеристики плывунов. Поэтому в случае необходимости строительства сооружений на участках распространения плывунов, оно должно быть полно обосновано инженерно-геологическими данными. Необходимо четко знать следующее:

1) на какой глубине залегают плывуны, условия их залегания (мощная толща, пласт, линза, залежь неправильной формы и т. д.), мощность плывунных пород и их распространение по простиранию; состав и состояние пород, вмещающих плывун; условия залегания плывунов, а также перекрывающих и подстилающих их пород должны быть четко обозначены на геологических разрезах и картах;

2) геоморфологические условия участка распространения плывунов (не обнажаются ли плывунные породы по склонам и откосам поверхности рельефа, в оврагах, размывах, нет ли признаков или возможности их выплывания, выдавливания и т. д.);

3) состав и физико-механические свойства плывунов и особенно плотность сложения, степень выраженности тиксотропных свойств, водоотдачу и водопроницаемость, сопротивление сдвигу и деформируемость в условиях естественного залегания (в крайнем случае в образце при естественном сложении и влажности). Свойства перекрывающих и подстилающих пород;

4) гидрогеологические особенности плывунов, глубину залегания уровня подземных вод, величину их напоров и направление уклонов поверхности подземных вод и пьезометрической поверхности. Эти данные также должны быть показаны на геологических разрезах и картах.

При оценке инженерно-геологических условий рассматриваемого участка необходимо учитывать расположение уже существующих сооружений, их устойчивость и условия возведения, а также и то, какие сооружения проектируются, какова возможная зона их влияния на устойчивость окружающей среды и в том числе уже существующих сооружений. Естественно, что при этом необходимо оценивать условия производства строительных и горных работ и определять необходимые инженерные мероприятия, обеспечивающие безопасность ведения работ, устойчивость и долговечность сооружений.

Практические задачи проектирования и строительства сооружений на участках распространения плывунов в большинстве случаев бывают связаны с оценкой: 1) условий строительства на плывунах, с использованием их в качестве основания сооружений,

с проектированием и строительством фундаментов сооружений; 2) условий строительства в плывунах, с необходимостью их разрабатывать и сооружать в них глубокие выемки, карьеры, подземные горные выработки, туннели и др.

Плывуны могут служить основанием фундаментов сооружений в естественном состоянии, т. е. как естественное основание, или после их предварительного искусственного уплотнения и укрепления, т. е. как основание искусственное. При расположении фундаментов сооружений на плывунах как на естественном основании обычно их проектируют так, как на слабых основаниях,

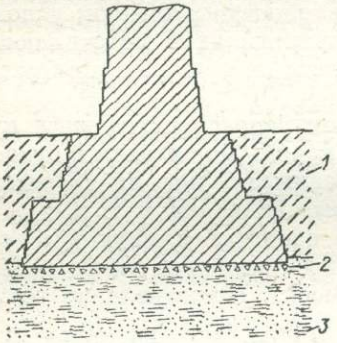


Рис. VIII-2. Фундамент, расположенный непосредственно на плывуне. К основанию фундамент расширен.
1 — суглинок; *2* — щебень; *3* — плывун.

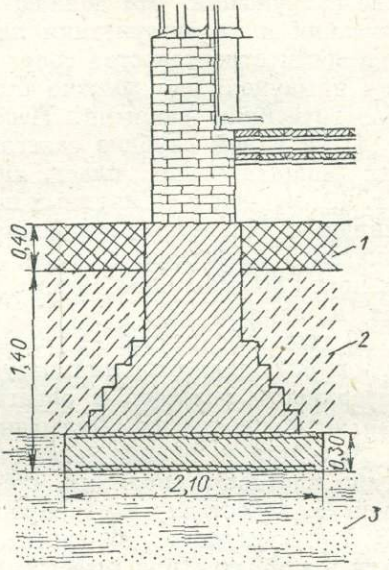


Рис. VIII-3. Фундамент, расположенный на плывуне. В основании фундамента железобетонная подушка (по М. И. Евдокимову-Рокотовскому).
1 — подсыпка; *2* — суглинок; *3* — плывун. Размеры приведены в метрах.

строго соблюдая условие, при котором нагрузка на плывун не должна вызывать осадки сооружения, опасной по величине и неравномерности для его устойчивости и нормальной эксплуатации. С этой целью при неглубоком заложении фундаментов приходится ограничивать величины нормативных напряжений на плывуны, устраивать уширенные фундаменты (рис. VIII-2), предусматривать мероприятия по сохранению естественного сложения плывунов, исключающие возможность их вытекания, выдавливания, разрыхления, а также устраивать под фундаментами гравелистые, щебенистые или (в особо ответственных случаях) бетонные подушки (рис. VIII-3). Кроме того, обычно осуществляют определенные конструктивные мероприятия, обеспечивающие жесткость сооружений (армированные пояса, осадочные швы

и др.) и их сопротивляемость возможным повышенным и неравномерным осадкам.

При неглубоком залегании плывунов от поверхности земли и небольшой их мощности фундаменты обычно закладывают на подстилающих их более плотных и устойчивых породах или на щебенистых, гравелистых подушках. В последнем случае принимают меры по предупреждению вытекания плывуна в строительные котлованы (шпунтовое ограждение) и нарушения устойчивости территорий и сооружений, расположенных в зоне влияния возводимого сооружения (рис. VIII-4). Во всех подобных условиях заложения фундаментов возникают определенные трудности при производстве котлованных работ. Для их преодоления обычно устраивают шпунтовые ограждения, понижают уровень грунтовых вод путем дренирования плывуна, а также организуют водоотлив из котлованов. В связи с малой водопроницаемостью и плохой водоотдачей плывунов их осушение обычно протекает медленно и требует определенного времени. Поэтому работы по дренированию плывунов надо начинать заблаговременно, до начала котлованных работ.

При необходимости глубокого заложения фундаментов, которая определяется геологическими условиями или особенностями проектируемого сооружения, теперь широко применяют свайные фундаменты — сваи висячие, сваи-стойки длиной до 40 м, сваи-оболочки, поверху объединенные плитой-ростверком (рис. VIII-5), а также опускные колодцы глубиной до 70 м (рис. VIII-6) и кессоны глубиной до 40 м.

Для искусственного улучшения плывунов широко используют двухрастворную силикатизацию и электроосмотическое их осушение, описание которых приведено в первой части курса «Инженерной геологии» («Инженерная петрология») [8]. Кроме того, известны примеры улучшения свойств плывунов методом их уплотнения вибрированием на глубине (виброуплотнение).

При строительстве сооружений в плывунах применяют специальные способы проходки подземных выработок, которые могут быть подразделены на следующие группы.

1. Проходка подземной выработки с помощью специальных ограждающих крепей, опережающих забой (рис. VIII-7, VIII-8). Такая проходка сопровождается водоотливом и иногда понижением уровня подземных вод водопонижающими скважинами, располагающимися по контуру подземной выработки.

2. Проходка подземной выработки после замораживания пород (рис. VIII-9). Замораживание пород производят их охлаждением до температуры — 20° С рассолом, циркулирующим в замораживающих колонках, устанавливаемых в скважины, разбуренные в зоне расположения вертикальной или горизонтальной подземной выработки.

3. В плывунах, обладающих повышенным напором, проходку подземных выработок часто осуществляют с помощью проход-

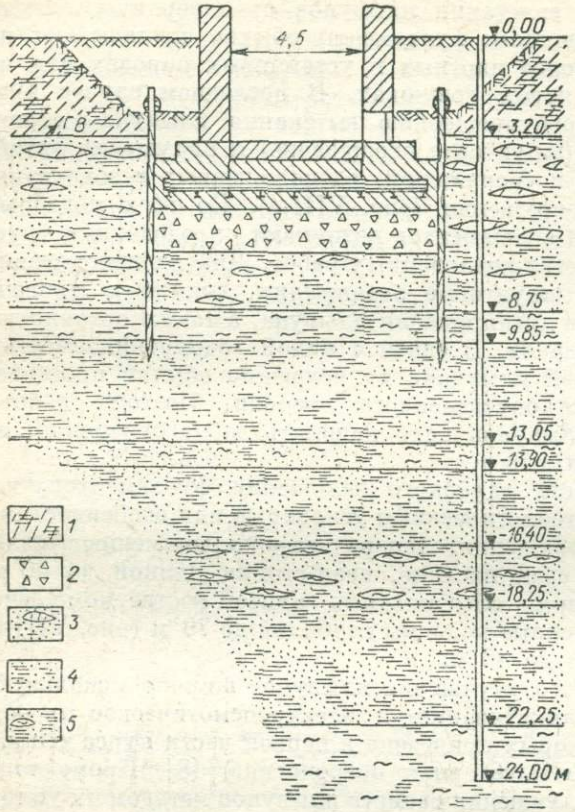


Рис. VIII-4. Фундамент, расположенный на плывуне. В основании фундамента подушка из щебня. Работы выполнялись под защитой шпунтового ряда (по М. И. Евдокимову-Рокотовскому).

1 — суглинок; *2* — щебень; *3* — пески-плывуны с прослойками суглинков и глин; *4* — песок-плывун; *5* — песок-плывун с прослойками глины.

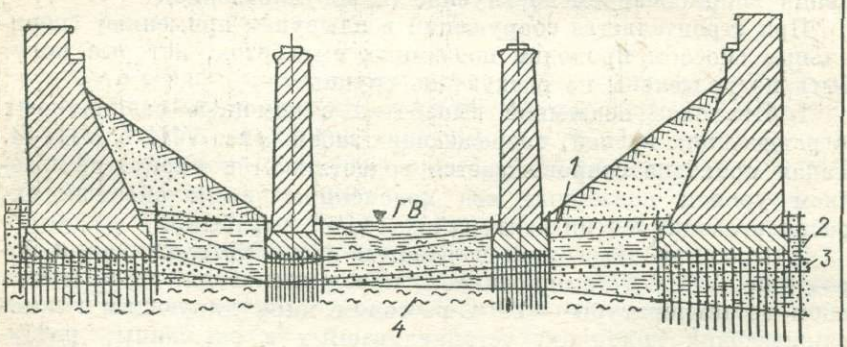


Рис. VIII-5. Свайные фундаменты под опорами моста (по М. И. Евдокимову-Рокотовскому).

1 — суглинок; *2* — песок-плывун; *3* — крупный песок; *4* — глина.

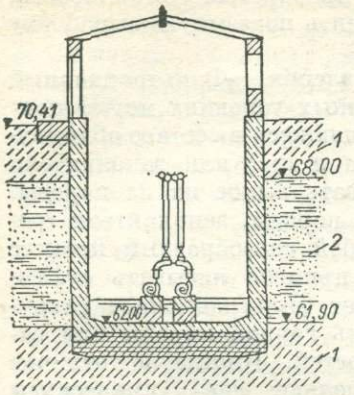


Рис. VIII-6. Опускной железобетонный колодец при постройке насосной станции (по М. И. Евдокимову-Рокотовскому).

1 — суглинок; *2* — песок-плывун.

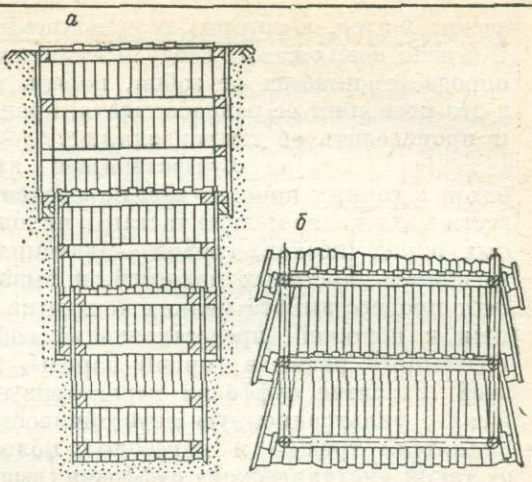


Рис. VIII-7. Проходка вертикальной горной выработки в плывунах с помощью забивной крепи.

а — прямая вертикальная забивная крепь; *б* — косая (наклонная) забивная крепь.

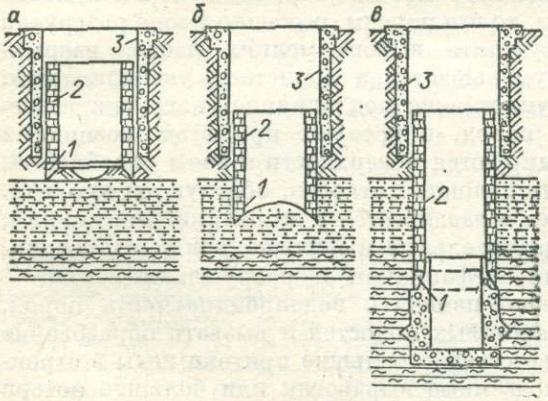


Рис. VIII-8. Проходка вертикальной горной выработки в плывунах с помощью опускной крепи.

а, б, в — последовательные стадии опускания крепи; *1* — режущий башмак; *2* — стенки опускной крепи; *3* — устье подземной выработки.

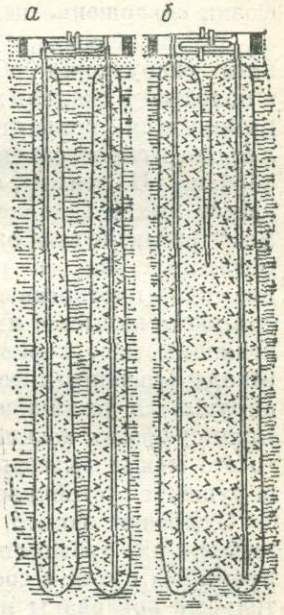


Рис. VIII-9. Схема, показывающая состояние замороженных пород на участке, подготовляемом для проходки подземной выработки.

а — в начале замораживания; *б* — в конце замораживания.

ческих щитов, в которых создают повышенное давление воздуха. Под действием сжатого воздуха плывун или вода в водонасыщенной породе отжимается от забоя, порода приобретает устойчивость, и это позволяет ее разрабатывать, крепить подземную выработку и производить ее гидроизоляцию.

Суффозионные явления. Фильтрационный поток в горных породах при определенных условиях может привести в движение мелкие частицы, находящиеся в составе обломочных пород (песков, гравия, галечника и др.) или заполнителя трещин и карстовых полостей, и вызвать вынос их из породы. Этот процесс выноса мелких частиц из породы, заполнителя трещин и полостей, представляющий собой своеобразный процесс подземного размыва горной породы, принято называть суффозией. Развитие суффозии характеризует фильтрационное разрушение, фильтрационную неустойчивость горной породы или заполнителя трещин и карстовых полостей. Иногда в отличие от такой «механической» суффозии выделяют еще «химическую» суффозию, под которой понимают процесс выщелачивания солей из горной породы. Выщелачивание солей — это коррозионный процесс (см. гл. VII), он не имеет ничего общего с собственно суффозионным процессом, поэтому говорить о химической суффозии совершенно неправомерно и неправильно.

Таким образом, суффозия — это один из видов фильтрационного разрушения обломочных пород или заполнителя трещин и полостей в скальных и полускальных горных породах. Суффозия развивается сравнительно медленно (годы, десятки лет), но широкораспространена в природе и проявления ее весьма разнообразны. Например, если в основании склона или откоса наблюдается выход водонасыщенных песчано-галечных пород и имеет место развитие суффозии, то эти породы, особенно в зоне разгрузки подземных вод, в результате выноса мелких частиц разрыхляются — плотность их уменьшается, а пористость увеличивается. Это часто вызывает их уплотнение под влиянием нагрузки вышележащих масс горных пород, в которых при этом возникают заколы (трещины), формируются поверхности и зоны ослабления, нарушается устойчивость склонов и откосов, образуются оползни. Если суффозия возникает и развивается в основании сооружений, то это может вызвать значительные и неравномерные их осадки, нарушение устойчивости, деформации и разрушения.

Суффозия может резко изменить водопроницаемость пород, заполнителя трещин и карстовых полостей и вызвать образование промытых путей и соответственно большие притоки воды в строительные котлованы и подземные выработки или большие потери воды на фильтрацию под плотинами, в обход плотин и т. д. Суффозия часто является причиной различных видов деформаций поверхности земли в результате образования западин и воронок проседания, провалов, трещин и др. Такие деформации возникают в породах над подземными коммуникациями, поло-

стями, горизонтами и т. д., в зоне которых получает развитие суффозия.

Суффозионные процессы очень часто приводят к нарушению нормальной работы дренажей, фильтров водозахватывающих сооружений, обратных фильтров вследствие кольматажа, т. е. вмывания мелких частиц в поры и пустоты заполнителя дренажей и фильтров, в результате чего их водопроницаемость уменьшается и они выходят из строя.

Основными действующими силами, вызывающими развитие суффозии, являются либо большие скорости движения фильтрационного потока, который вымывает частицы, размывает породы, либо возникающее гидродинамическое давление в фильтрационном потоке. Если гидродинамическое давление велико, оно может при соответствующих условиях привести в движение всю массу породы, т. е. привести ее в плывунное состояние. Если оно мало, то в движение приходят только более мелкие частицы, находящиеся в составе породы.

Реализация действия фильтрационного потока подземных вод на породу, которое проявляется в нарушении ее фильтрационной устойчивости, в подземном размыве (в развитии суффозии) возможна при следующих условиях:

1) определенной неоднородности породы, при которой возможно передвижение более мелких частиц среди более крупных и их вынос;

2) определенных градиентах потока, вызывающих образование повышенных скоростей фильтрации воды или определенной величины гидродинамического давления в породе;

3) наличии области выноса, разгрузки породы от мелких частиц, т. е. при выходе пород на поверхность, вскрытии их котлованами, выемками, карьерами, подземными выработками, дренажами или при соприкосновении — контактировании с породами более водопроницаемыми, скважность которых больше, способными поглощать мелкие частицы, выносимые потоком из пород, подверженных размыву. Сочетание этих условий определяет нарушение внутреннего равновесия в породе и неизбежность развития суффозии.

Таблица VIII-5

РАЗМЫВАЮЩИЕ СКОРОСТИ ПОДЗЕМНОГО ПОТОКА, ПРИ КОТОРЫХ НАЧИНАЕТСЯ СУФФОЗИЯ (ПО Д. Д. ДЖАСТИНУ, 1936 г.)

Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин	Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин
5	13,23	0,1	1,83
3	10,37	0,08	1,67
1,0	5,91	0,05	1,31
0,8	5,3	0,03	1,04
0,5	4,18	0,01	0,59
0,3	3,08		

Из сказанного следует, что в зависимости от геологической обстановки суффозия может развиваться в определенном слое или толще неоднородных по гранулометрическому составу пород; на контакте двух слоев, различающихся по составу; в неоднородном по составу заполнителе трещин и карстовых полостей; на контакте породы с заполнителем фильтров, дренажей и др угих искусственных присыпок и засыпок.

Как показали исследования Н. М. Бочкова (1936 г.), А. Н. Патрашева (1938, 1945 гг.), В. С. Истоминой (1957 г.), суффозия развивается преимущественно в породах, у которых коэффициент неоднородности гранулометрического состава больше 20, а гидравлический градиент больше 5, т. е.

$$K_{н} = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 20 \text{ и } I > 5,$$

где d_{60} — контролирующий диаметр частиц; d_{10} — действующий, или эффективный, диаметр частиц.

Так как суффозия возникает при повышенных скоростях движения фильтрационного потока или при повышенном гидродинамическом давлении в горной породе, то при оценке и прогнозе развития этого процесса одни исследователи отдают предпочтение определению скоростей фильтрации потока — размывающих скоростей, другие — определению величины градиентов потока, в зависимости от которых находится величина гидродинамического давления ($D_{гд} = I\gamma_{в}$). При оценке влияния скоростей потока на условия развития суффозии уже давно пользуются данными, приведенными в табл. VIII-5. В этой таблице за расчетный диаметр частиц в неоднородной породе принимается диаметр частиц, с выносом которых и более мелких при соответствующей скорости потока начинается суффозия.

Для определения начальной скорости потока (м/сек), при которой начинается суффозия, нередко пользуются также формулой Зихарда

$$v_{раз} = \frac{\sqrt{K_{ф}}}{15},$$

где $K_{ф}$ — коэффициент фильтрации породы, м/сек.

При наличии двух смежных слоев разного гранулометрического состава скорость выноса частиц из слоя, сложенного более мелкозернистыми песками, определяется по формулам, предложенным С. В. Избашем (1933 г.) и Л. И. Козловой (1934 г.). Формула С. В. Избаша имеет вид

$$v_{р} = v_{0} + f\left(\frac{d^2}{D^2}\right),$$

где v_0 — скорость потока, при которой преодолевается вес частицы; d и D — средние диаметры частиц двух слоев.

Л. И. Козлова экспериментально уточнила формулу С. В. Избаша и показала, что скорость выноса частиц из размывающегося слоя зависит от соотношения контролирующих диаметров частиц двух смежных слоев и выражается формулой

$$v_р = 0{,}26 d_{60}^2 \left(1 + 1000 \frac{d_{60}^2}{D_{60}^2}\right),$$

где d_{60} и D_{60} — контролирующий диаметр частиц, мм.

К. Терцаги (1933 г.), рассматривая фильтрационную устойчивость песков, показал, что их разрушение восходящим фильтрационным потоком возможно при градиенте

$$I_р = (\gamma_м - 1)(1 - n),$$

где $\gamma_м$ — плотность минеральной части песка (удельный вес), г/см³; n — пористость песка, %. Для таких же условий фильтрационного потока Е. А. Замарин (1931, 1954 гг.) установил, что фильтрационное разрушение неоднородных песчаных пород происходит при градиентах

$$I_р = (\gamma_м - 1)(1 - n) + 0{,}5n.$$

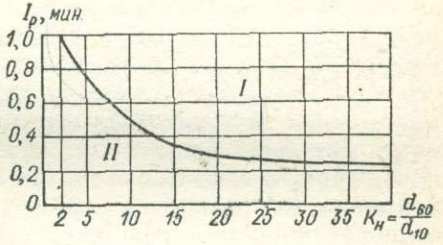


Рис. VIII-10. График для оценки возможности развития суффозии (по В. С. Истоминой, 1957 г.).

I — область разрушающих градиентов фильтрационного потока; *II* — область безопасных градиентов.

В. С. Истомина (1952, 1957 гг.), исследуя условия развития суффозии, пришла к выводу, что чем больше неоднородность породы, тем при меньших градиентах начинается суффозия, и выразила эту зависимость графиком (рис. VIII-10). Теперь этим графиком часто пользуются при прогнозе развития суффозии.

Таковы некоторые критерии для оценки и прогноза развития суффозии. Из сказанного следует, что при инженерно-геологических исследованиях для обоснования проектирования и строительства различных сооружений при прогнозе развития суффозии необходимо оценивать: а) неоднородность гранулометрического состава пород, вызывающих сомнение в их фильтрационной устойчивости; б) возможные гидравлические условия фильтрационного потока, его скорости и градиенты; в) наличие условий для выноса мелких частиц, т. е. условий для разгрузки размываемых пород от мелких частиц под воздействием фильтрационного потока. При этом необходимо обращать внимание на геоморфологические условия выхода водоносных горизонтов на поверхность,

вскрытия их котлованами, подземными выработками, дренажами и др.

Для предупреждения суффозии наиболее часто применяют такие меры, которые оказывают влияние на уменьшение градиентов и скоростей фильтрационного потока. Поэтому снижают уровни подземных вод дренажами в опасных участках; с целью уменьшения градиентов потока устраивают шпунтовые ограждения и противофильтрационные завесы для увеличения длины пути фильтрации потока или полного ограждения от него защищаемого участка. Для уменьшения выходных градиентов и скоростей подземного потока в зоне его разгрузки часто устраивают обратные фильтры, т. е. отсыпку водопроницаемых пород слоями в порядке постепенного возрастания размера частиц от мелких к крупным в направлении фильтрационного потока.

ГЛАВА IX

ОПОЛЗНИ

Общие понятия. Оползнем следует называть массу горных пород, сползшую или сползающую вниз по склону или откосу (искусственный склон) под влиянием силы тяжести, гидродинамического давления, сейсмических и некоторых других сил. Образование оползня есть результат геологического оползневого процесса, проявляющегося в вертикальном и горизонтальном смещениях масс горных пород вследствие нарушения их устойчивости — равновесия.

Оползни разрушают склоны и откосы, изменяют их очертания, создают специфический оползневой рельеф (рис. IX-1). Кроме того, оползневые смещения создают своеобразные формы внутреннего строения оползневых накоплений, т. е. их структуру. Сползание масс горных пород при оползневом процессе всегда происходит по одной или нескольким поверхностям скольжения, которые являются обязательным и характерным элементом структуры каждого оползня. Следовательно, оползневые явления всегда сопровождаются изменением рельефа местности, ее геологического строения и указывают на то, что горные породы на склоне или в откосе потеряли устойчивость под влиянием каких-то причин.

Оползни весьма разнообразны по размерам (масштабам) явления, виду смещения масс горных пород, причинам нарушения их равновесия, динамике развития процесса и другим признакам. Об этом будет сказано ниже. Здесь же обратим внимание на то, что каждый оползень образует определенный оползневой участок, захватывающий малую или большую площадь склона или откоса и прилегающей к ним местности. Известны примеры, когда на высоких склонах оползни возникали на разной высоте, образуя два или несколько ярусов. Часто один оползневой участок склона примыкает непосредственно к другому или располагается на каком-то расстоянии от него, или они спорадически появляются на склоне, простирающемся на километры, десятки или даже сотни километров, образуя целый оползневой район.

Каждый оползень обладает той или иной степенью устойчивости. Когда массы горных пород сползли и причины, вызвавшие их смещение, полностью или временно устранены, оползень

устойчив. Когда причины устранены только частично, оползень неустойчив. При проектировании, строительстве и эксплуатации сооружений важно не только выявлять распространение оползней, прогнозировать возможность их образования, но и оценивать степень их устойчивости, чтобы в необходимых случаях предупредить их развитие, приостановить или локализовать их действие (движение).

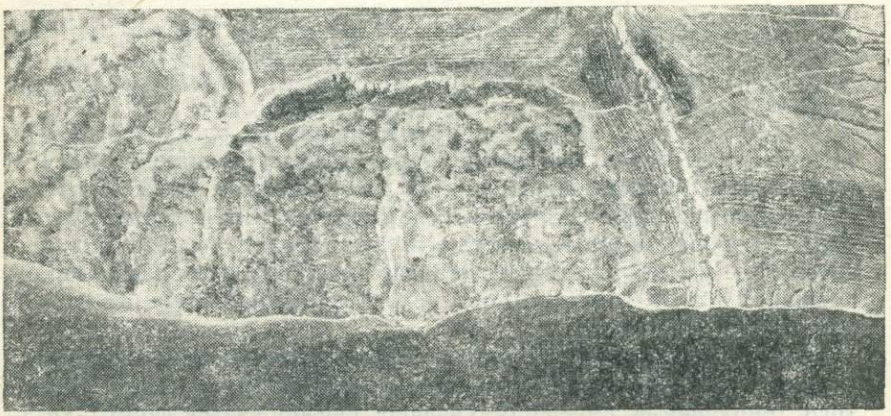


Рис. IX-1. Крупный оползень на левом склоне долины Волги в пределах Куйбышевского *водохранилища.*
Верхнемеловые мергели сместились по нижнемеловым глинам. Четко выделяется главный уступ оползневого цирка. Фото Е. Я. Алексеенко.

Роль оползневых явлений в общей устойчивости местности и инженерных сооружений. Строительство сооружений и их эксплуатация в районах распространения или возможного образования оползней *является сложной проблемой.* Многовековой опыт показывает, что оползни — это грозное и часто грандиозное геологическое явление. В отдельных районах они существенно изменяют рельеф поверхности земли, уничтожают расположенные на них угодья (рис. IX-2), нарушают устойчивость сооружений, зданий, дорог, каналов, целых комплексов сооружений, городов, разрушают их, вызывая катастрофы с *человеческими жертвами и большими материальными убытками.* Все это приводит к необходимости постоянно производить мелиоративные работы по улучшению таких территорий и строить разнообразные противооползневые сооружения.

Примеров оползневых явлений много. Так, например, 9 октября 1963 г. в Италии, в долине р. Пьяве, близ одной из высочайших в мире арочных плотин — плотины Вайонт (265,5 м), постройка которой была завершена в 1960 г., произошла катастрофа. С левого борта каньонообразной долины в верхнем бьефе

сползли огромные массы горных пород, образовав оползень объемом более 240 млн. м³. Чаша водохранилища на участке длиной 2 км в течение 15—30 сек оказалась заполненной сползшими породами на высоту до 175 м над уровнем воды. Скорость движения оползня составляла от 15 до 30 м/сек. Оползень вызвал значительные сейсмические толчки, которые были зарегистрированы даже в Вене и Брюсселе. При оползании масс горных пород

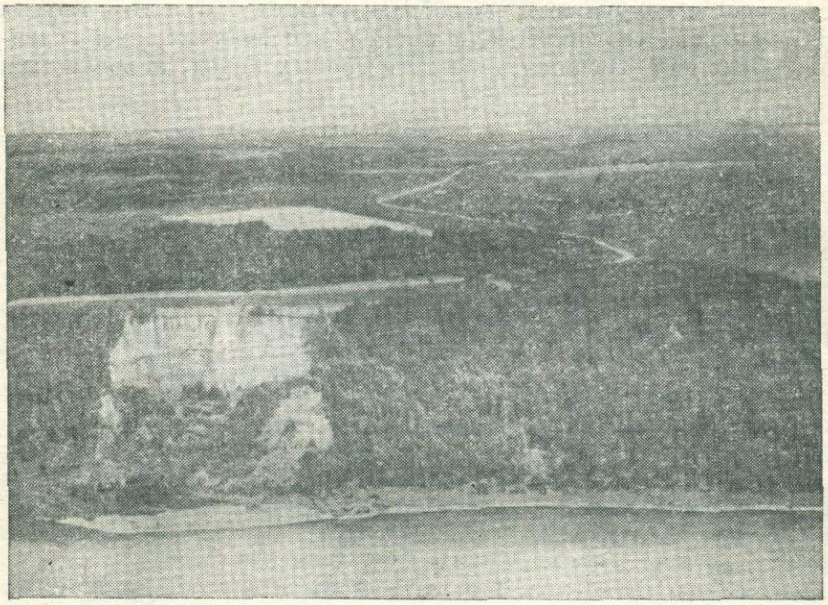


Рис. IX-2. Оползень на правом склоне долины р. Оки в татарских пестроцветных отложениях.

Вершина оползня подходит к трассе дороги. Фото Е. Я. Алексеенко.

образовалась воздушная волна, сопровождающаяся падением камней и водяным валом, который поднялся на правый борт долины на 260 м выше уровня воды в водохранилище. Последующие волны, переливающиеся через плотину, достигали высоты 100 м над ее гребнем. На много километров ниже по течению на пути потока все было разрушено. Были снесены города: Лонжероне, Пираго, Вилланова, Ривальта и Фас. Погибло около 3 тыс. человек. Катастрофа от момента возникновения оползня до полного разрушения объектов в нижнем бьефе продолжалась не более 7 мин. Причиной ее послужили неблагоприятные инженерно-геологические условия в зоне водохранилища.

Каньонообразная глубоко врезанная долина р. Пьяве сложена мощной толщей толстослоистых известняков средней юры (доггер) и тонкослоистыми известняками и мергелями с прослоями

глин верхней юры (мальм) и нижнего мела, прикрытых в верхней части склонов и на водоразделах маломощными четвертичными отложениями (рис. IX-3). Известняки сильно дислоцированы, круто падают к реке, расчленены несколькими системами трещин (тектонических и упругого отпора), имеются тектонические зоны дробления и ослабления. Все эти структурно-тектонические элементы, неблагоприятно ориентированные, обусловили отделение и сползание огромных масс горных пород по поверхности скольжения, получившей чашеобразную форму. При этом крутые борта каньона способствовали проявлению значительных гравитационных сил. На оползание масс горных пород, находящихся

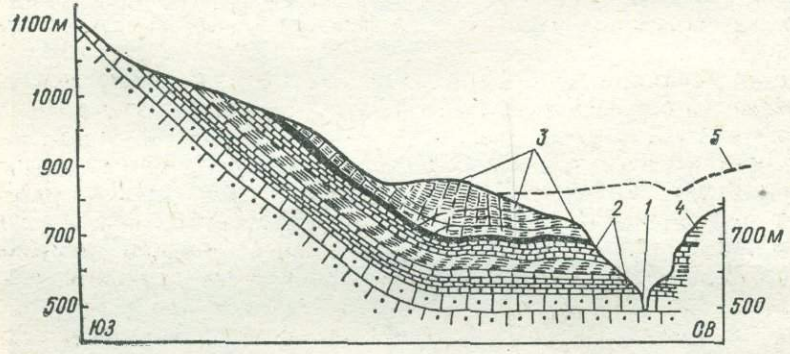


Рис. IX-3. Схематический геологический разрез по оползневому участку долины р. Пьяве у плотины Вайонт (по Л. Мюллеру и Бриоли).

1 — толстослоистые известняки (J_2 — доггер); *2* — тонкослоистые известняки и мергели с прослоями глин (J_3 — мальм); *3* — тонкослоистые известняки и мергели (K_1 — нижний мел); *4* — рельеф поверхности до образования оползня; *5* — рельеф поверхности после образования оползня.

в предельном равновесии, определенное воздействие оказали искусственный подъем уровня воды в водохранилище и его периодическая сработка, а также снижение прочности пород вследствие их увлажнения. Анализ имеющихся данных подтверждает ту точку зрения, что медленные подвижки масс горных пород под воздействием силы тяжести, а также обусловленные рядом причин геологического характера наблюдались задолго до катастрофы.

Примером оползней, образовавшихся в СССР за последнее десятилетие, может служить «завал» на р. Зеравшан в Таджикистане. Здесь 24 апреля 1964 г. около 10 ч московского времени, на месте слияния р. Зеравшан с р. Фандарьей, произошел оползень с левого склона долины. Объем оползня составил около 20 млн. м^3. Он расположился поперек долины на расстоянии 630 м, занял площадь 435 тыс. м^2, имел форму эллипса и образовал плотину высотой 150 м. Оползневое тело сложено элювиально-делювиальными песчано-глинистыми образованиями. Причинами возникновения оползня явились нарушение устойчивости продуктов выветривания на склоне вследствие их увлажнения, под-

резка склона на высоту до 14—20 м при прокладке автодороги и, наконец, сейсмические толчки силой 4 балла, зарегистрированные 24 апреля 1964 г. около 10 ч в г. Самарканде.

Суммарный расход рек Зеравшана и Фандарьи в месте их слияния в момент образования оползня был около 65—70 м³/сек и с каждым днем увеличивался. Сток воды непосредственно ниже завала полностью прекратился, началось наполнение образовавшегося водохранилища. Возможный объем этого водохранилища определялся в 150 млн. м³. Создалась угроза быстрого его заполнения и прорыва. Прорыв завальной плотины мог привести к возникновению катастрофической паводковой волны по р. Зеравшан ниже завала. Таким образом нависла большая опасность для расположенных там селений, сооружений, угодий и т. д.

Для предупреждения этого явления было принято решение немедленно прорыть канал в оползневом теле с тем, чтобы осуществить постепенный спуск воды. Для этого у левого склона долины в короткие сроки был построен обводной канал. Таким образом угрожающее положение было ликвидировано. Максимальный кратковременный расход воды по каналу прошел 31 мая и достиг 1185 м³/сек. В дальнейшем продолжалось плавное снижение горизонта и объемов воды в водохранилище и расходов по каналу. Заметим, что за 2 месяца, с 6 мая по 24 июля, по каналу было вынесено вниз до 3 млн. м³ гравийно-галечного материала. Дно реки за завалом «заилилось» на высоту до 28 м, подвесной мост здесь оказался погребенным под наносами.

Из имеющихся материалов следует, что формирование оползня началось еще весной 1961 г. Образовались трещины отрыва на склоне на высоте 150 м над урезом воды в реке. Трещины постепенно расширялись, принимая полуокруглую форму. В 1962 г. размеры и расположение трещин указывали на угрожающее состояние устойчивости масс горных пород на склоне.

Большой оползень произошел 5 ноября 1972 г. на левом склоне долины р. Рицеула в районе сел. Кладисубани в Западной Грузии. Объем оползневого тела составил 30 млн. м³. Им было перекрыто русло реки на протяжении 350—400 м, и образовалось водохранилище. Этот оползень образовался после продолжительных дождей в делювиально-элювиальных суглинках и глинах, содержащих включения обломков песчаников миоцена и известняков мела. Он приурочен к ложбинам стока и имеет длину 2,5 км, ширину в верхней части 100—150 м, а в языковой — 850—900 м. Поверхность скольжения распространяется на глубину от 15—20 до 40 м. За период с 5 по 8 ноября оползень продвинулся на 45 м, а за первые 8 дней — на 77,5 м. Вся поверхность оползня сильно деформирована, ступенчато-бугристая, с валами выпирания и многочисленными зияющими трещинами. Причиной образования оползня явилось сильное увлажнение делювиально-элювиальных образований, залегающих на крутом склоне.

Обследование района показало, что оползневые подвижки на склонах здесь наблюдаются повсеместно.

Не следует думать, что большую опасность представляют оползни только грандиозных объемов. Опасны также оползни средних и малых размеров. Так, например, на месте современного Иркутского водохранилища, по левому склону долины Ангары, раньше проходила железная дорога, соединяющая Иркутск со ст. Байкал. На 53 км этой дороги у ст. Подорвиха 18 июля 1948 г. произошла авария в результате образования оползня. Здесь земляное полотно дороги проходило в полувыемке-полунасыпи. Справа по ходу поезда был откос высотой 15—20 м. Выше бровки откоса поднимался коренной склон к водоразделу на высоту 250—300 м, крутизна его 20—30°, по нему спускались ложбины стока. Так как склон был подрезан откосом, устья ложбин висячие. Слева по ходу поезда откос полунасыпи спускался непосредственно к реке. Пассажирский поезд по какой-то причине здесь замедлил ход и затем остановился. Был ясный солнечный день после нескольких дней моросящего дождя. На долину Ангары и ее исток открывалась исключительно красивая панорама. Многие пассажиры вышли из вагонов. В это время по тальвегу одной из ложбин внезапно сползли делювиальные супесчано-суглинистые отложения в виде языка длиной до 120 м, шириной от 2 до 6—8 м. Мощность делювия составляла 1—1,5 м. Общий объем оползня составил не более 600—800 м³. Эти массы пород ударили в середину состава поезда.

Верхнее строение земляного полотна (балластная призма, шпалы, рельсы) было снесено (срезано) с основной площадки дороги, где обнажились коренные породы.

Причинами образования оползня явились: неустойчивое состояние делювиальных супесей и суглинков, сильно увлажненных продолжительными дождями, значительная крутизна склона и, по-видимому, микросейсмические колебания, вызванные движением поезда. Обследование склона показало, что здесь имеются многочисленные следы солифлюкционных, т. е. медленных, подвижек маломощных четвертичных отложений. Дерновый покров на многих участках разорван открытыми зияющими трещинами, видны ступенчатость, бугристость, наплывы и другие характерные микроформы рельефа. В настоящее время этой дороги нет, этот участок затоплен водами водохранилища.

Оползни представляют большую опасность не только на естественных склонах, но и на склонах искусственных, т. е. на откосах насыпей, дамб, плотин, выемок, бортов карьеров и др. Так, например, известны многочисленные оползневые явления на месторождениях полезных ископаемых (рудных, угольных, горнохимического сырья, строительных материалов и др.), разрабатываемых открытым способом. Оползни здесь образуются по бортам и уступам карьеров, постоянно создавая угрозу нормальному ведению горных работ и возникновения аварий.

На рис. IX-4 показано строение оползня, образовавшегося в 1946 г. на западном борту одного из карьеров Богословского месторождения угля. Район месторождения представляет собой впадину, сложенную палеозойскими породами, выходы которых на дневную поверхность прослеживаются вдоль западных и восточных границ месторождения. Впадина выполнена угленосными отложениями мезозойского возраста. Две свиты угольных пластов А и Б отработаны прежде, нижняя свита С с мощным пластом угля разрабатывается в настоящее время. Вдоль западной границы месторождения на расстоянии около 200 м от границ разработок был сооружен канал для отвода с территории месторождения двух речек.

Вначале оползнем был охвачен участок борта протяженностью по простиранию склона 650 м и по падению до 250 м, затем размеры оползня увеличились до 900 м по простиранию и до 360 м по падению. Поверхность скольжения оползня врезалась на глубину до 25 м, и объем тела оползня достиг 5,6 млн. м^3. Движение оползня происходило вслед за продвижением фронта горных работ с разной скоростью на разных участках. В верхней части борта смещение масс горных пород происходило по мезозойским глинам, а в нижней — по почве угольного пласта. Тело оползня слагают также и обводненные четвертичные породы.

Обводненность коренных пород приводит к снижению их сопротивления сдвигу и развитию гидродинамического давления в основании борта. Развитию оползня пород здесь способствует и пригрузка их внутренними отвалами.

Оползни не только нарушают устойчивость местности, сооружений, бортов карьеров, но и оказывают большое влияние на изменение природных условий вообще и на развитие других геологических процессов, с которыми они часто генетически связаны. Так, например, оползневые явления существенно нарушают поверхностный сток атмосферных вод; вскрывая водоносные горизонты, способствуют их дренированию, истощению ресурсов подземных вод или, наоборот, закрывают выходы подземных вод, сдерживая их разгрузку, создавая подпор и изменяя тем самым их режим.

Оползневые явления подготавливают материал — оползневые накопления, которые затем легко размываются и в долинах горных рек участвуют в развитии селевых явлений. В прибрежной зоне морей, озер, водохранилищ и рек оползни разрушают берега и береговые склоны.

Все вышеперечисленное заставляет уделять большое внимание изучению оползневых явлений, учитывать их распространение и возможность образования при планировании размещения различных видов строительства, постоянно оценивать степень их опасности при проектировании и строительстве сооружений и хозяйственном использовании территорий.

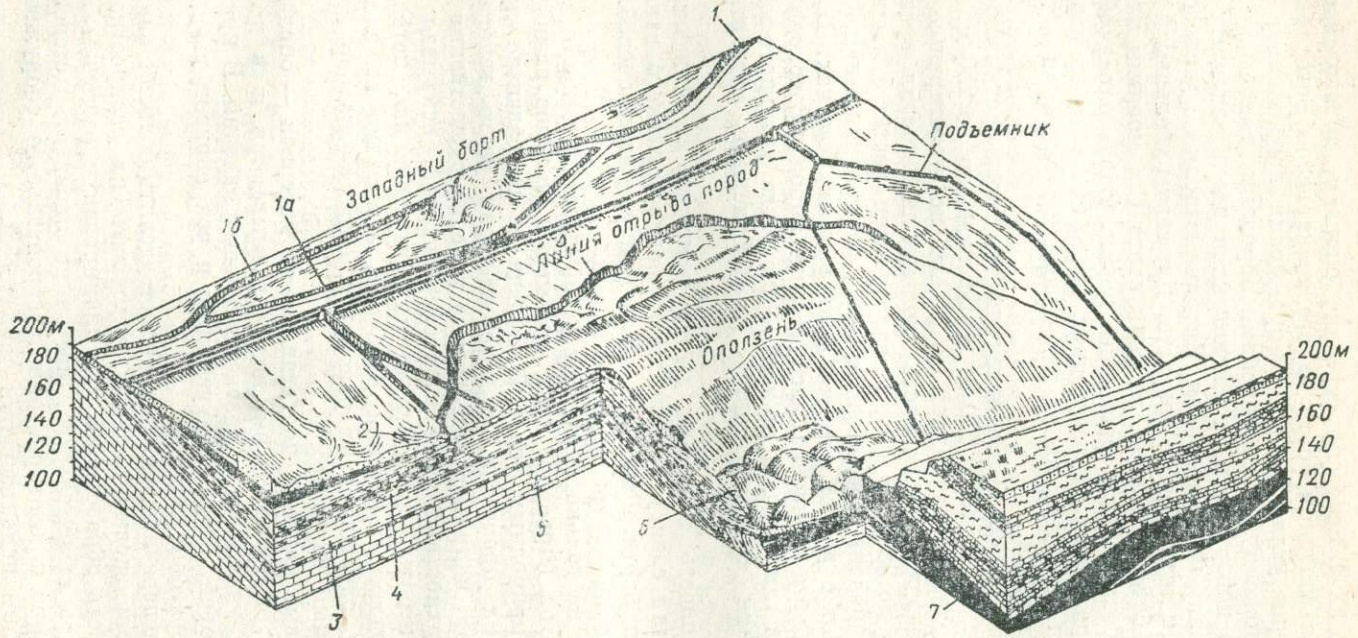


Рис. IX-4. Оползень на западном борту Богословского карьера (*по М. Л. Рудакову и др.*).

1 — отводной канал: *1а* — первоначальное положение, *1б* — существующее положение; *2* — поверхность скольжения оползня; *3* — глины серые; *4* — глины бокситовидные; *5* — известняки; *6* — внутренние отвалы; *7* — уголь.

Распространение. Опасность оползневых явлений состоит не только в последствиях, которые они вызывают, но и в широком, почти повсеместном их распространении. Эти явления как бы постоянно преследуют деятельность человека на склонах и откосах, и поэтому недоучет здесь каких-то условий и обстоятельств незамедлительно требует расплаты. Примеры образования оползней убедительно подтверждают, что инженерная и хозяйственная деятельность человека должна основываться на знаниях законов и закономерностей развития геологических и в частности оползневых процессов.

На рис. IX-5 приведена схематическая карта распространения оползневых районов в европейской части СССР. Широкой известностью среди них пользуются оползневые районы по правобережью рек Камы и Вятки, по склонам долины Волги, особенно на участке от г. Горького до г. Волгограда, по правобережью Днепра в районе г. Киева. Крупным оползневым районом является территория г. Одессы и его пригородов и Крымское побережье Черного моря.

Оползни широко распространены по предгорьям и склонам Северного Кавказа, по Кавказскому побережью Черного моря и в Закавказье — в Грузии, Азербайджане и Армении. Крупные оползневые районы распространены в Средней Азии, по долинам рек Сибири, по побережью оз. Байкал и др. Как правило, наиболее широко оползни развиты в областях пересеченного и резко-пересеченного рельефа, в горных местностях.

Изучением оползневых явлений в разных странах и в СССР занимаются многие десятилетия. Помимо различных геологических организаций эти исследования проводят многочисленные специальные учреждения и оползневые станции, которые ведут комплексное изучение оползней, стационарные наблюдения за развитием оползневых деформаций и разрабатывают методы и меры борьбы с ними. В Советском Союзе состоялся ряд всесоюзных оползневых совещаний. Международная ассоциация инженеров-геологов имеет специальную рабочую группу, которая занимается обобщением и взаимной информацией специалистов разных стран по вопросам теории и практики изучения оползневых процессов.

Библиографический список литературы, посвященной описанию оползней, результатам их изучения и мерам борьбы с ними, насчитывает многие тысячи названий. Из наиболее крупных работ по изучению оползней за последние годы следует назвать работы Н. Н. Маслова (1955 г.), Э. Б. Эккеля (1960 г.), К. Заруба, В. Менцл (1960 г.), И. С. Рогозина и др. (1961, 1962, 1965 гг.), Г. Л. Фисенко (1965 г.), Б. М. Костомарова (1967 г.), Е. П. Емельяновой (1956, 1971, 1972 гг.), Г. И. Тер-Степаняна (1972 г.), А. М. Демина (1973 г.), а также материалы совещаний по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними, состоявшихся в Ставрополе (1960 г.), в Киеве (1964 г.) и др.

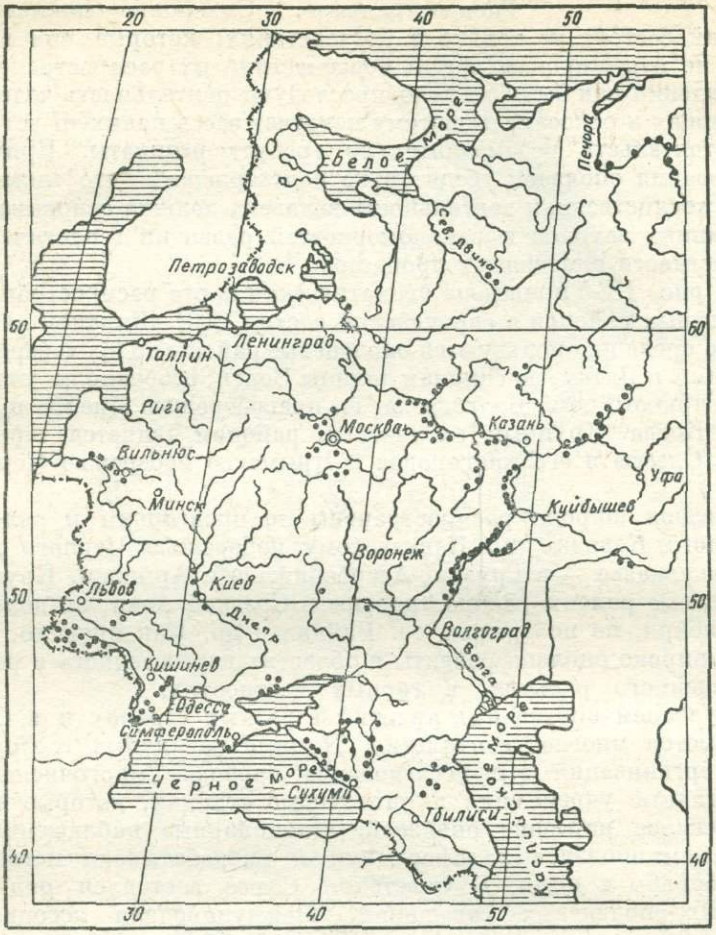


Рис. IX-5. Схема распространения оползневых районов в европейской части СССР и на Кавказе.

Морфологические особенности оползневых участков. Как отмечено выше, каждый оползень образует оползневый участок, границы и форма которого в плане определяются размером оползня и его типом. Сместившиеся массы горных пород образуют тело оползня — оползневые накопления (или оползень) (рис. IX-6). Способ (механизм) движения масс горных пород бывает различный, и это определяет вид явления. В одних случаях происходит сползание блока или блоков горных пород (структурные оползни), в других масса горных пород смещается (ползет) подобно вязкой жидкости по поверхности скольжения (пластические оползни). Бывают и переходные типы оползней.

Размеры оползневых массивов, определяющие масштаб явления, могут быть различными — от отдельных срывов, глыб, измеряемых единицами кубических метров или первыми их десятками, до объемов, как следует из приведенных выше примеров, измеряемых десятками и сотнями миллионов кубических метров. При характеристике и оценке масштаба оползней можно придерживаться следующей шкалы: малые — отдельные глыбы, небольшие срывы объемом в единицы кубических метров; небольшие — от десятка до 100—200 м³; средние — сотни кубических метров до 1000 м³; большие — тысячи и десятки тысяч кубических метров до 100—200 тыс. м³; грандиозные — сотни тысяч кубических метров и более.

Поверхность, по которой происходит отрыв оползневых масс и их оползание, называется поверхностью скольжения,

Рис. IX-6. Строение оползня.

1 — оползневый цирк; *2* — бровка главного уступа; *3* — уступ главный; *4* — вершина оползня; *5* — уступ внутренний; *6* — тело оползня; *7* — поверхность скольжения; *8* — неровности рельефа поверхности (валы, бугры и др.); *9* — трещины поперечные, продольные и др.; *10* — подошва оползня.

которая является обязательным элементом строения оползня, диагностическим признаком оползневого явления. Оползни могут иметь одну или несколько поверхностей скольжения, что определяет сложность их строения — структуру. Иногда поверхность скольжения называют поверхностью разрушения. Когда имеется несколько поверхностей скольжения, внутреннее строение оползня более сложное и характеризует подвижки отдельных частей оползня относительно друг друга.

Форма поверхности скольжения в однородных породах чаще вогнутая, плавновогнутая, близкая по форме к круглоцилиндрической; в породах неоднородных она определяется положением и ориентировкой поверхностей и зон ослабления в толще пород, слагающих склон или откос. Такими поверхностями и зонами могут быть: поверхность коренных пород или поверхность нижней границы сильно выветрелых пород (элювиальной зоны), поверхность слоя или прослойка слабых пород (часто глин, аргиллитов,

глинистых песчаников, мергелей, углей, сажи и др.), поверхности трещин или систем трещин, зоны тектонических дроблений, зоны мерзлых пород и др. Форма поверхности скольжения в неоднородных породах может быть также вогнутой, близкой к круглоцилиндрической, но чаще она плоская, плоско-ступенчатая, волнистая или более неправильная в результате сочетания и неблагоприятной ориентировки систем трещин и других границ раздела (слоистости, сланцеватости и др.) в породах, слагающих склон или откос.

Место выхода поверхности скольжения на дневную поверхность в основании склона или откоса называют подошвой оползня, а в верхней части склона — вершиной. Выход ее на склоне справа и слева от оси оползня обозначает борта оползня. В зависимости от глубины расположения поверхности скольжения смещаться могут либо только самые поверхностные отложения, например почвенный покров, делювиальные или делювиально-элювиальные образования, либо (при глубоком ее залегании) большие массы горных пород. В соответствии с этим можно различать оползни поверхностные, например сплывы, мелкие, глубокие и очень глубокие (табл. IX-1). В зависимости от числа поверхностей скольжения оползневый массив может представлять собой одно целое или состоять из отдельных блоков — частей, т. е. иметь массивное или более сложное строение.

Таблица IX-1

ГЛУБИНА ЗАХВАТА ПОРОД ОПОЛЗНЕВЫМИ ДЕФОРМАЦИЯМИ (ПО Ф. П. САВАРЕНСКОМУ)

Оползни	Глубина расположения (захвата) поверхности скольжения, м
Поверхностные	$\leqslant 1$
Мелкие	$\leqslant 5$
Глубокие	$\leqslant 20$
Очень глубокие	> 20

Образованию оползня обычно предшествует возникновение трещин, различно расположенных на участке и в теле оползня, но вполне закономерно в зависимости от напряжений, развивающихся в горных породах. Подробная характеристика различных оползневых трещин дана в работе Г. И. Тер-Степаняна (1946 г.). В верхней части склона или откоса у вершины оползня обычно образуются трещины отрыва — крутые, ориентированные дугообразно (концентрически) или по простиранию склона. По таким трещинам обычно происходят смещения масс горных пород, в результате чего висячая плоскость трещин образует в рельефе главный уступ, дугообразно (концентрически) изгибающийся,

высотой до нескольких метров. Так на участках многочисленных оползней возникает характерный оползневый цирк.

Оползневый цирк — это как бы выемка в склоне, имеющая вид амфитеатра, замыкающегося у вершины оползня (рис. IX-7). Когда трещины отрыва ориентированы по простиранию, вдоль фронта склона, в рельефе возникает ступень. Иногда на склоне или откосе образуется несколько таких ступеней, ориентированных более или менее параллельно друг другу (рис. IX-8). В таких случаях в рельефе как в пределах оползневых цирков, так и у фронтальных оползней образуется ступенчатость, т. е. кроме главного уступа еще ряд внутренних уступов, расположенных ниже основного. Вдоль бортов оползня возникают трещины скалывания (сдвига), которые обозначают боковые границы оползня. По этим трещинам образуются сплошные или прерывистые уступы, иногда сливающиеся с уступами в вершине оползня.

Трещины отрыва возникают также в теле оползня у его вершины, где действуют растягивающие напряжения (рис. IX-9). Эти трещины ориентированы параллельно склону. В нижней части, у подошвы оползня, образуются трещины скалывания (сдвига), так как здесь массы горных пород постепенно начинают тормозить (уменьшается скорость движения) движение масс, надвигающихся сверху. Такие трещины пересекают оползень поперек и ориентированы также параллельно склону. В теле оползня часто появляются продольные и косые трещины сдвига вследствие разной скорости смещения масс горных пород вдоль его оси и в прибортовых частях.

В плане оползни могут иметь весьма разнообразные очертания, что связано с условиями их образования. Наиболее часто встречаются циркообразные оползни, когда главный и внутренние уступы полукругом окаймляют понижение, — амфитеатр в рельефе склона, в пределах которого располагается оползень. Длина его по фронту (вдоль склона или откоса) L примерно равна ширине распространения B (рис. IX-10). Фронтальными называют оползни, если главный и внутренние уступы вытянуты вдоль склона или откоса. Длина таких оползней по фронту значительно больше ширины его распространения на склоне. Оползни-потоки глетчерообразно вытянуты вдоль понижений (ложбин стока), спускающихся со склона. Ширина их распространения несравненно меньше длины по фронту склона. Встречаются оползни промежуточного типа, переходных форм и очертаний.

Рельеф поверхности оползневого тела обычно неровный — волнистый, бугристый, с западинами. Там, где есть дерновый покров, он разорван, деревья наклонены или даже опрокинуты в разные стороны, образуя «пьяный лес». Некоторые породы деревьев, например береза, изгибаются, их стволы приобретают саблевидную форму.

Важной особенностью морфологии оползневых участков являются водопроявления в разных формах. Источники подземных

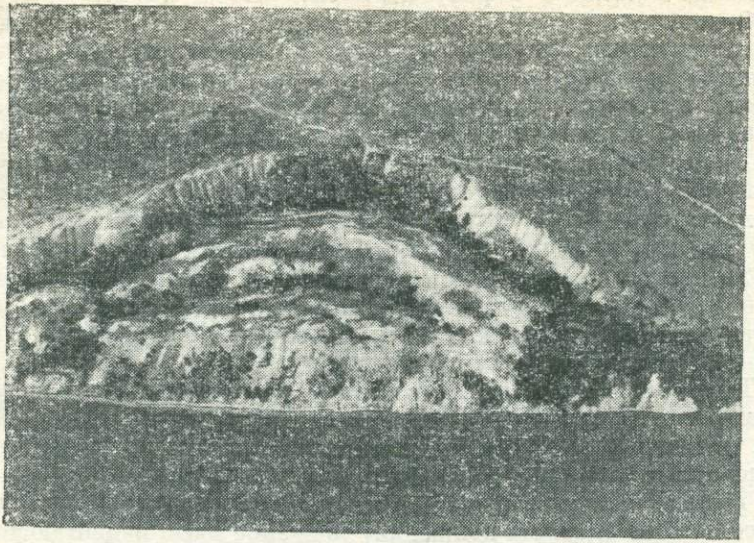


Рис. IX-7. Оползень в нижнемеловых породах по левому склону долины Волги в пределах *Волгоградского водохранилища. Четко выделяется оползневый цирк. Фото* Е. Я. Алексеенко.

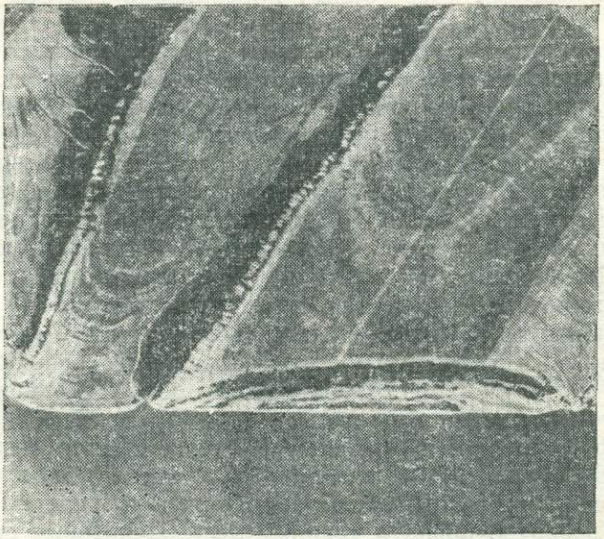


Рис. IX-8. Оползень в нижнемеловых породах по левому склону долины Волги в пределах Волгоградского водохранилища. Видна ступенчатость вдоль фронта оползня. Фото Е. Я. Алексеенко.

вод, постоянные или иссякающие, сосредоточенные или рассеянные, появляются в разных местах оползневого участка: вдоль главного уступа цирка, в его основании, у подошвы оползня или вдоль его бортов. Они образуют скопления воды в западинах, ручейки, мочажины или заболачивают поверхность оползня

Рис. IX-9. Расположение наиболее характерных трещин на оползневом участке.
1 — главный уступ по трещине отрыва; *2* — трещины растяжения (отрыва) у вершины оползня; *3* — трещины сдвига (скалывания) вдоль бортов и по оси оползня; *4* — трещины сдвига (скалывания) у подошвы оползня.

и склон у его подошвы. Местами здесь из-под оползня наблюдаются сосредоточенные выходы источников со значительным дебитом.

Важным признаком оползневых смещений являются также различные деформации сооружений, расположенных на оползнях или в зоне их действия. Деформации проявляются различно: в перекосе и смещении зданий, оград, полотна дорог, рабочих

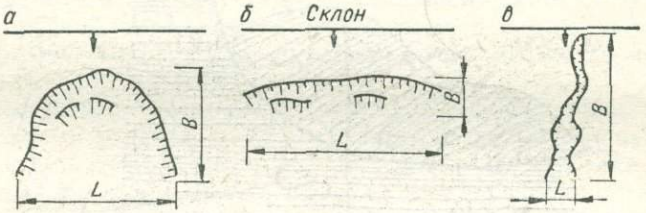


Рис. IX-10. Форма очертания оползней в плане.
а — циркообразный; *б* — фронтальный; *в* — оползень-поток — глетчерообразный.

и транспортных площадок на бортах карьеров, в смещении и опрокидывании подпорных и берегоукрепительных сооружений, в раздавливании и разрушении дренажей и поверхностных водоотводов и др.

Таким образом, морфологические особенности оползневых участков весьма характерны. Оползни резко выделяются в рельефе, им присущи специфические особенности устройства рельефа, трещиноватость пород, нарушение растительного покрова, «пьяный лес», различные формы водопроявлений и деформации сооружений. Естественно, что степень выраженности всех этих особенностей зависит от возраста оползня, стадии его развития, активности динамики явления.

Строение (структура) оползней. Образование оползня, как отмечено выше, заключается не только в формировании оползневого рельефа, но и в изменениях внутреннего строения склона или откоса. Эти изменения создают определенное строение (структуру) оползня, которое обусловливается геологи-

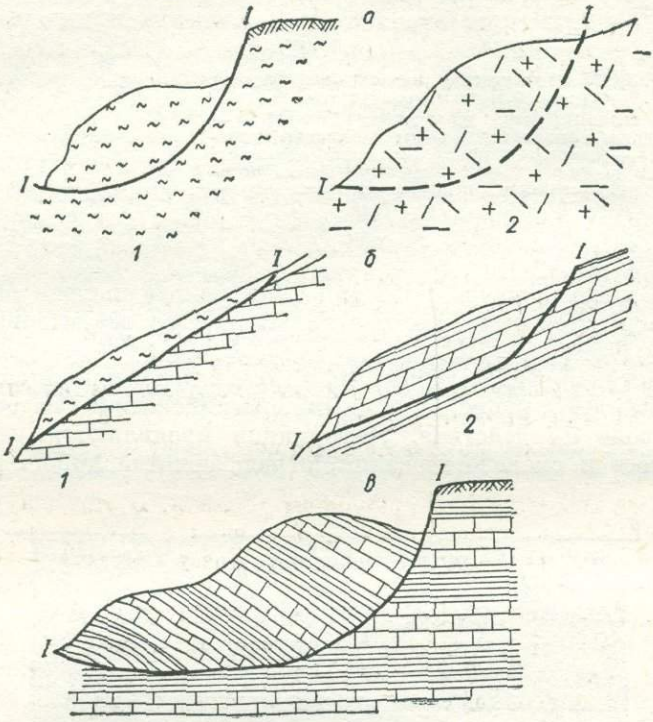


Рис. IX-11. Схемы характерных типов строения (структуры) оползней.

а — асеквентный: *1* — в однородных глинистых породах, *2* — в трещиноватых твердых породах; *б* — консеквентный: *1* — делювия по коренным породам, *2* — в моноклинально наклонных слоистых породах; *в* — инсеквентный.

ческим строением склона или откоса, положением и формой поверхности *или поверхностей скольжения, по которым происходит* смещение масс горных пород. В соответствии с этим Ф. П. Саваренский [23] предложил подразделять оползни на асеквентные, консеквентные и инсеквентные (рис. IX-11).

Асеквентные оползни (от латинского — не следовать, в данном случае каким-то поверхностям) — оползни, образующиеся в однородных породах, неслоистых (глинах, суглинках, супесях и др.). Поверхность скольжения в таких породах вогнутая, имеет форму, близкую к круглоцилиндрической, она обусловлена их физико-механическими свойствами. Трещины отрыва в верхней части склона

или откоса у таких оползней образуют как бы один или несколько заколов, и массы горных пород сползают вниз по склону или откосу в виде блока или блоков по такой вогнутой поверхности скольжения, часто без сколько-нибудь существенного нарушения их внутреннего строения. В рельефе таким образом возникают главный и внутренние уступы. Как показывают многочисленные наблюдения, подошва оползня приурочена часто к основанию склона или откоса, а если ниже залегают слабые породы, то она врезается в эти породы и выходит на поверхность на некотором расстоянии от основания склона.

Поверхность скольжения в верхней части склона обычно устанавливается легко по плоскости трещины отрыва. У подошвы оползня она менее четкая, хотя также устанавливается достаточно точно благодаря сдвигу пород, их наползанию, появлению бугров выдавливания, выходов источников и т. д. В пределах оползня поверхность скольжения обнаружить труднее. Она устанавливается по поверхностям и бороздам скольжения, зонам повышенной влажности и нарушения естественного сложения пород, вскрываемых разведочными выработками, или по данным наблюдений за изменением планового и высотного положения глубинных реперов, устанавливаемых в теле оползня и подстилающих его породах. Чаще она намечается методом интерполяции радиусом произвольной длины между двумя фиксируемыми точками: одной у вершины и другой у подошвы оползня. В этом случае наиболее вероятной поверхностью скольжения будет та, по которой коэффициент устойчивости оползня имеет меньшую величину (см. ниже).

Консеквентные оползни (согласно следующие существующим поверхностям) образуются в неоднородных и трещиноватых породах (см. рис. IX-11, *б*). Поверхность скольжения у таких оползней обычно предопределена строением склона или откоса, существующими поверхностями раздела сплошности. Сползание масс горных пород в этом случае происходит в виде блока или блоков, либо они движутся подобно вязкой жидкости по наклонным поверхностям, приуроченным к поверхностям или зонам ослабления. Последними могут быть: 1) моноклинально наклоненная поверхность напластования пород; 2) наклонные слои или прослойки слабых пород (глин, аргиллитов, сажи, угля и др.); 3) поверхность коренных пород или нижняя граница зоны сильно выветрелых пород; 4) поверхность или поверхности трещин; 5) поверхность мерзлых пород и др.

Форма поверхности скольжения у консеквентных оползней плоская, волнистая, наклонно-ступенчатая. Она устанавливается сравнительно легко при непосредственных визуальных наблюдениях, а также при проведении разведочных и стационарных наблюдений и интерпретации данных геологических наблюдений. Консеквентные оползни имеют самое широкое распространение.

Инсеквентные оползни (*расположенные вкрест простирания* пород) образуются также в породах неоднородных, слоистых, залегающих горизонтально или наклонно в сторону склона. Поверхность *скольжения у таких оползней врезается и пересекает слои* разного состава (см. рис. IX-11, *в*). В вершине оползня она крутая, направлена вдоль поверхности трещины или трещин, а к подошве выполаживается, срезая слои или один из них.

Таковы главные особенности внутреннего строения разнообразных оползней. Изучение структуры оползня имеет огромное значение. Если морфологические особенности участка позволяют давать качественную оценку активности и угрожаемости подвижек масс горных пород, то структура оползня позволяет определять объем существующего или возможного оползневого тела, условия его залегания и количественно (путем расчета) оценивать степень его устойчивости из соотношения усилий, сдвигающих массы горных пород и их удерживающих. Если не изучено строение (структура) оползня, нельзя составить реальный геологический разрез (расчетную схему) для рассматриваемого оползня и, следовательно, количественно оценить его устойчивость.

Причины возникновения оползней. Выше было отмечено, что всякое оползневое смещение масс горных пород обусловливает разрушение склона или откоса. Оно происходит под воздействием силы тяжести и других сил и возможно *только тогда, когда сдвигающая (скалывающая) составляющая* силы тяжести превысит прочность пород в целом, либо по существующим или потенциальным поверхностям или зонам ослабления, *когда будет нарушена устойчивость — предельное равновесие* масс горных пород, т. е. когда

$$\sum T = f \sum N + CL,$$

где ΣT — суммарная составляющая силы тяжести P, стремящаяся сместить массы горных пород вниз по склону или откосу (рис. IX-12); ΣN — суммарная составляющая силы тяжести P, ориентированная перпендикулярно к существующей или предполагаемой поверхности скольжения, стремящаяся удержать массы горных пород в равновесии; f — коэффициент внутреннего трения *пород по поверхности или в зоне ослабления — I—I*; C — силы сцепления пород по поверхности или в зоне ослабления — $I—I$; L — длина существующей или предполагаемой поверхности *скольжения — I—I*.

Когда такое равновесие будет нарушено, неизбежно медленное или быстрое смещение масс горных пород. В этом случае коэффициент их устойчивости будет меньше единицы, т. е.

$$1 > \eta = \frac{f \sum N + CL}{\sum T},$$

где η — коэффициент устойчивости, равный отношению суммарного сопротивления сдвигу пород по существующей или предполагаемой поверхности скольжения к сумме сдвигающих усилий вдоль этой же поверхности.

Из приведенных уравнений и схемы на рис. IX-12 следует, что в пределах каждого склона или откоса обязательно действуют сдвигающие, или скалывающие, усилия, поскольку существуют гравитационные силы — гравитационное поле Земли. Однако при таких условиях образования оползня может и не быть, так как необходимы определенные причины нарушения равновесия масс горных пород и соответственно реализации действия

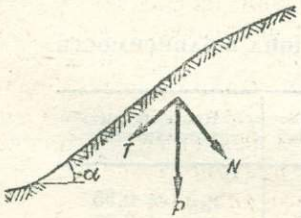


Рис. IX-12. Схема сил, действующих в пределах склона или откоса.

сдвигающих (скалывающих) усилий. Такими причинами, которые и следует называть причинами образования оползней, наиболее часто являются следующие:

1) увеличение крутизны склона или откоса при их подрезке, подработке или подмыве, а также при придании откосам большой крутизны;

2) ослабление прочности пород вследствие изменения их физического состояния при увлажнении, набухании, разуплотнении, выветривании, нарушении естественного сложения и т. д., а также в связи с развитием в породах явлений ползучести;

3) действие гидростатических и гидродинамических сил на породы, вызывающих развитие фильтрационных деформаций (суффозию, выпор, переход в плывунное состояние и др.);

4) изменение напряженного состояния горных пород в зоне формирования склона и строительства откоса;

5) внешние воздействия — загрузка склона или откоса, а также участков, прилегающих к их бровкам, микросейсмические и сейсмические колебания и др.

Каждая из перечисленных причин в отдельности может вызвать нарушение равновесия масс горных пород на склонах или откосах, но наиболее часто наблюдается совместное влияние некоторых из них. Горные породы на склонах и в откосах, оказавшиеся под таким совместным влиянием, легко приходят в движение и образуют оползни. Выше уже обращалось внимание на действие в природе закона связей в развитии геологических процессов и явлений, когда при развитии одних явлений неизбежно возникают и развиваются другие. Проявление этого закона в образовании оползней наблюдается повсеместно.

Рассмотрим причины образования оползней несколько подробнее. Значительная крутизна склона или откоса при прочих равных условиях является одной из существенных и нередко главных причин нарушения равновесия слагающих их масс горных пород. Представим себе, что коренной склон высотой H прикрыт делювиальными суглинками, характеристики прочности которых равны: $\varphi = 18°$, $f = 0{,}33$ и $C = 0{,}80$ кгс/см². Масса толщи суглинков на склоне 100 т. Изменение устойчивости суглинков на склоне и в данном случае устойчивости склона при изменении его крутизны при прочих равных условиях показано в табл. IX-2.

Таблица IX-2

ИЗМЕНЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ СКЛОНА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЕГО КРУТИЗНЫ

Угол наклона α	Заложение	Коэффициент устойчивости
45°	1 : 1	$\eta_{45°} = 0{,}35$
36° 40′	1 : 1,5	$\eta_{36°} = 0{,}53$
26 33	1 : 2	$\eta_{26°} = 0{,}72$
21 48	1 : 2,5	$\eta_{21°} = 0{,}91$
18 25	1 : 3	$\eta_{18°} = 1{,}11$
11 20	1 : 5	$\eta_{11°} = 1{,}96$

Из таблицы видно, что рассматриваемый склон крутизной 21° и более имеет коэффициент устойчивости меньше единицы, следовательно, он неустойчив и надо ожидать развития оползневых деформаций. С уменьшением крутизны до 19° суглинки на склоне приобретают предельное равновесие, т. е. коэффициент устойчивости их становится равным единице, а при еще более пологом угле наклона возникает запас устойчивости пород на склоне. Из этого примера наглядно видно влияние крутизны склона на его устойчивость.

Природные склоны всегда стремятся к выполаживанию, к крутизне, соответствующей углу естественного откоса слагающих их пород, т. е. к такой наибольшей крутизне, при которой они находятся в устойчивом состоянии: не оползают, не осыпаются и т. д. Если такие склоны будут подмываться рекой или морем, подрезаться откосом выемки или подрабатываться карьером, крутизна их будет увеличиваться, а устойчивость снижаться. Точно так же при возведении земляных сооружений (дамб, насыпей, плотин и др.): если крутизна откосов будет больше допустимой для слагающих их пород, неизбежно нарушение их устойчивости. Следовательно, увеличение крутизны склона или откоса под влиянием естественных или искусственных факторов при прочих равных условиях может стать причиной нарушения устойчивости пород, их слагающих, так как при этом возрастает

относительная величина сдвигающих, или скалывающих, усилий. При предварительной оценке устойчивость склонов и откосов ориентировочно должна проверяться по сопоставлению угла наклона склона α с углом естественного откоса, углом внутреннего трения φ или углом сдвига ψ_σ пород, их слагающих, т. е. $\alpha \approx \varphi$ или $\alpha \approx \psi_\sigma$. Впоследствии, в случае необходимости, она должна проверяться путем расчета с учетом всех влияющих сил.

Второй вероятной причиной образования оползней является ослабление прочности пород вследствие изменения их физического состояния при увлажнении, набухании, разуплотнении,

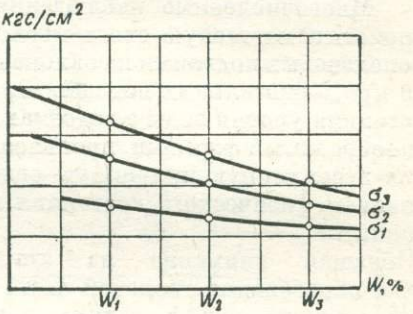


Рис. IX-13. График изменения сопротивления породы сдвигу при изменении ее влажности.

выветривании, оттаивании после промерзания, нарушении естественного сложения, а также в связи с развитием явлений ползучести. Наиболее часто изменение физического состояния пород, особенно глинистых, наиболее склонных к оползневым подвижкам, на склонах и откосах наблюдается при их увлажнении дождевыми и талыми поверхностными или подземными водами. Увлажнение пород в первую очередь увеличивает их массу и соответственно действие на них гравитационных сил. Например, слой глинистых пород на склоне имеет малую влажность, плотность скелета 1,3 т/м³ и пористость 50%. После продолжительных дождей и увлажнения их до полного насыщения масса единицы объема этих пород (γ) равна сумме массы единицы объема сухой породы и массы воды, заполнившей поры, т. е.

$$\gamma = \gamma_c + \frac{\gamma_в e}{1+e} = 1{,}3 + 0{,}5 = 1{,}8 \text{ т/м}^3,$$

где γ — плотность породы; γ_c — плотность скелета породы; $\gamma_в$ — плотность воды; e — коэффициент пористости породы; $e/(1+e)$ — объем пор в единице объема породы.

Такое увеличение гравитационного воздействия на породы при их увлажнении сопровождается ослаблением прочности структурных связей в них, изменением консистенции до пластичной или даже текучей и соответственно снижением их прочности — трения и сцепления. На рис. IX-13 показан график, характерный для любых глинистых пород, показывающий снижение их

сопротивления сдвигу при увеличении влажности. Такое снижение наблюдается у любых глинистых пород и проявляется тем значительнее, чем быстрее порода размокает, чем более водонеустойчива. Некоторые разности глинистых пород сильно набухают, причем объем их увеличивается на 25—30%. Набухание пород, т. е. увеличение объема, связано с их гидрофильностью, коллоидной активностью, со способностью активно сорбировать влагу. Набухание еще больше ослабляет связи в породе, быстрее приводит ее к неустойчивой консистенции и резкому снижению прочности — сопротивления сдвигу [11].

Многочисленные наблюдения на самых различных участках показывают тесную связь периодов интенсивных и повсеместных оползневых подвижек на склонах и откосах с периодами обильных и продолжительных дождей, интенсивного таяния снега, высокого стояния уровня воды в водоемах, а также с многочисленными и разнообразными формами проявления подземных вод. Это указывает на несомненную причинную связь образования оползней с изменением физического состояния и свойств пород при их увлажнении.

Обращая внимание на это, необходимо особо отметить, что образование оползней часто бывает связано не со степенью увлажнения, не с количеством поступившей влаги в породу, не с водоносностью пород, а с самим фактом увлажнения. Нередко даже незначительное увлажнение пород, их смачивание по поверхности или в зоне ослабления резко снижает сопротивление их сдвигу и является причиной нарушения устойчивости. В этом надо усматривать одну из форм влияния подземных вод на образование оползней.

На изменение физического состояния горных пород на склонах и откосах огромное влияние оказывают процессы выветривания. В зависимости от степени выветрелости пород меняются их свойства — плотность, пористость, трещиноватость, водопоглощение и прочность. При выветривании скальные породы переходят в полускальные, а при дальнейшем разрушении — в рыхлые несвязные или мягкие глинистые связные. В зависимости от степени выветрелости пород можно различать определенные стадии их изменения, а в зоне выветривания (в элювиальной зоне) выделять подзоны [11]. В горно-складчатых областях многочисленные оползни связаны именно с элювиальными образованиями.

На изменение состояния и свойств пород, особенно глинистых, большое влияние оказывают периодическое их увлажнение и высыхание, промерзание и оттаивание и нарушение естественного сложения под влиянием этих процессов, а также под воздействием периодических смещений (подвижек) и некоторых искусственных факторов. Периодическое увлажнение и высыхание пород вызывают их растрескивание и разрыхление под влиянием напряжений усадки. Промерзание обусловливает миграцию влаги к зоне охлаждения, физическое разрушение, дезинтеграцию и пучение пород. Последующее оттаивание обычно резко снижает их проч-

ность и устойчивость на склонах и в откосах. Многочисленные наблюдения показывают, что поверхностями скольжения разнообразных пластических оползней в Сибири являются поверхности мерзлых пород, по которым оттаявшие породы смещаются как вязкие жидкости медленно (солифлюкция) или быстро (сплывы).

Как известно, полускальные и глинистые горные породы обладают способностью изменять свою прочность и деформироваться во времени и тем самым обусловливать развитие различных, и в частности оползневых, процессов [11]. Поэтому при исследовании причин образования оползней в таких породах необходимо

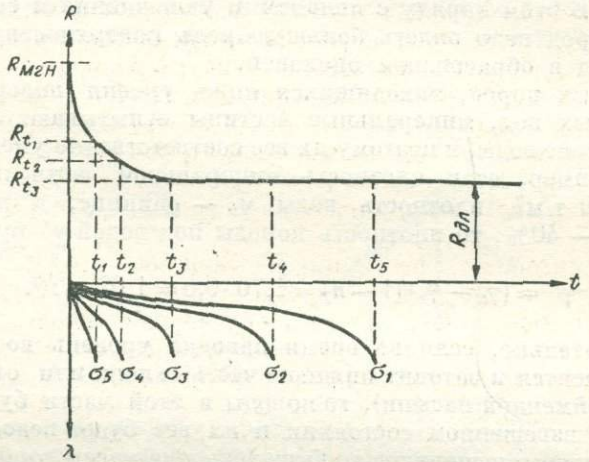


Рис. IX-14. График длительной прочности полускальных и глинистых пород.

учитывать их реологические свойства. Они обычно проявляются в виде: а) ползучести (крипа), т. е. медленном нарастании во времени пластической деформации при неизменном напряженном состоянии, часто меньшем разрушающего; б) релаксации, т. е. убывании (расслаблении) напряжения, необходимого для поддержания постоянной деформации породы; в) снижении прочности, т. е. уменьшении напряжения, вызывающего разрушение породы с увеличением времени воздействия нагрузки.

Как показывают исследования, снижение прочности различных полускальных и глинистых пород во времени может достигать 70% от условно-мгновенной (быстрый сдвиг) и 10—50% от стандартной (медленный сдвиг). Поэтому для таких групп пород важно от обычной условно-мгновенной прочности отличать длительную [11]. Длительная прочность характеризуется напряжением, которое вызывает разрушение породы через какой-то промежуток времени t в процессе развития деформации ползучести или когда деформация достигнет предельного значения (рис. IX-14).

Таким образом, важнейшей причиной образования оползней является ослабление прочности пород вследствие изменения их физического состояния под влиянием различных условий и длительного воздействия внешней нагрузки.

Третья существенная причина образования оползней — действие на породы гидростатических и гидродинамических сил, вызывающих развитие фильтрационных деформаций. Роль этих сил, влияющих на изменение напряженного состояния горных пород на склонах и откосах, непостоянна и неодинакова, но периодами может быть значительной на отдельных оползневых участках. В этом наряду с явлениями увлажнения и смачивания горных пород надо видеть большую роль поверхностных и подземных вод в образовании оползней.

У горных пород, находящихся ниже уровня поверхностных и подземных вод, минеральные частицы испытывают взвешивающее действие воды, и поэтому их вес соответственно уменьшается. Так, например, если плотность минеральной части породы $\gamma_м$ равна 2,70 т/м³, плотность воды $\gamma_в$ — единице, а пористость породы n — 40%, то плотность породы под водой γ' будет равна

$$\gamma' = (\gamma_м - \gamma_в)(1 - n) = 1{,}70 \cdot 0{,}6 = 1{,}02 \text{ т/м}^3.$$

Следовательно, если во время паводка уровень воды в реке резко повысится и затопит нижнюю часть склона или откоса (например, пойменной насыпи), то породы в этой части будут находиться во взвешенном состоянии и их вес будет недостаточным для того, чтобы поддерживать вышележащие массы горных пород, которые как бы теряют опору, начинают смещаться и сдвигать взвешенную часть пород. Кроме того, породы во взвешенном состоянии уменьшают нормальное эффективное напряжение [11] по существующей или потенциальной поверхности скольжения, в результате чего сопротивление пород сдвигу в этой части склона или откоса понизится. Таким образом может возникнуть неустойчивость склона или откоса и образоваться оползень. Вследствие воздействия гидростатических сил оползни возникают на склонах водохранилищ после их наполнения. Известны примеры, когда старые длительно устойчивые оползни на склонах речных долин вновь начинали смещаться после создания водохранилищ или подъема уровня воды в водохранилище после его сработки. Существенное влияние оказывает гидростатическое взвешенное состояние пород на устойчивость откосов земляных плотин, оградительных дамб, отвалов и др.

Гидростатическое давление может оказывать влияние на устойчивость склонов и откосов, сложенных трещиноватыми скальными, полускальными и уплотненными глинистыми породами. В периоды дождей или поступления талых вод уровень грунтовых трещинных вод на отдельных участках значительно повышается и соответственно возрастает гидростатическое давление на стенки трещин.

Многие оползни в таких породах возникают именно в периоды резкого подъема уровня подземных вод.

Значительную роль в образовании оползней на отдельных участках склонов и откосов играет гидродинамическое давление. Как известно, оно направлено вдоль линий тока фильтрационного потока и тем больше, чем меньше водопроницаемость пород. Удельная величина его $D_{гд}$ равна $I\gamma_в$ [11]. В периоды резкого изменения напорного градиента оно может явиться причиной нарушения устойчивости масс горных пород на склоне или в откосе. Если во время паводка уровень воды в реке резко повысится и затопит нижнюю часть склона или откоса, а затем также резко снизится, то в водопроницаемых породах, особенно слабоводопроницаемых,

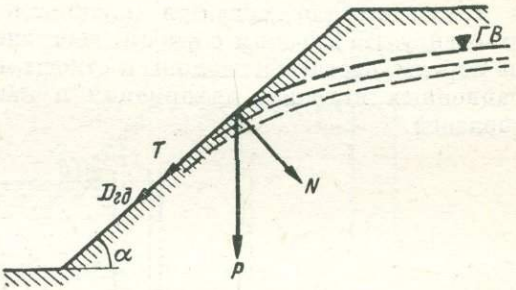


Рис. IX-15. Схема сил, действующих в пределах склона или откоса при гидродинамическом давлении.

в этот момент возникнет гидродинамическое давление при обратной фильтрации воды. На рис. IX-15 видно, что суммарная составляющая силы тяжести T увеличится на величину гидродинамических сил $D_{гд}$ и коэффициент устойчивости склона или откоса уменьшится:

$$\eta = \frac{fN + CL}{T + D_{гд}}.$$

В отдельных случаях устойчивость склонов и откосов может уменьшаться на десятки процентов.

То же самое наблюдается при быстрой сработке уровня воды в водохранилищах или при резком повышении уровня подземных вод в периоды дождей, поступления талых вод и т. д. При выходе подземных вод на склоне или в откосе гидродинамическое давление может вызвать оплывание пород или их разрыхление вдоль слоя или какой-то зоны под влиянием суффозии. Напорные воды в основании склона могут вызвать выпор пород или их разжижение. В результате таких фильтрационных явлений массы горных пород на склоне или в откосе в нижней части теряют опору и начинают смещаться. На рис. IX-16 показана схема распределения напряжений в водонасыщенных породах. Полное напряжение σ на глубине $H_1 + z$ от уровня воды в цилиндре слагается из веса столба воды $u = (H_1 + z)\gamma_в$ — порового давления, передающегося на

поровую воду, и веса слоя взвешенной породы $\bar{\sigma} = z\gamma'$ — эффективного напряжения, передающегося на скелет породы, т. е.

$$\sigma = \bar{\sigma} + u,$$

откуда эффективное напряжение

$$\bar{\sigma} = \sigma - u = z\gamma'.$$

Если движение воды будет снизу вверх, например при наличии напорных вод в основании склона, то уменьшится эффективное давление за счет гидродинамического:

$$\bar{\sigma} = z\gamma' - D_{гд}$$

и соответственно снизится прочность пород — сопротивление их сдвигу [11]. Таким образом, действие гидродинамических сил *на породы, слагающие склоны и откосы, вызывает развитие фильтрационных явлений*, деформаций и как следствие образование оползней.

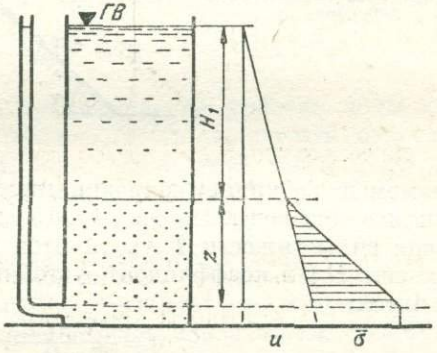


Рис. IX-16. Схема распределения напряжений в водонасыщенных породах.

Четвертой причиной образования оползней является изменение напряженного состояния горных пород в зоне формирования склона или строительства откоса (рис. IX-17). Горные породы в условиях естественного залегания обычно находятся в том или ином напряженном состоянии, уравновешенном внутренними силами пород [11]. Однако если происходит изменение условий окружающей среды, напряжения в породах ослабевают, рассеиваются. Так, например, у поверхности земли происходит разгрузка пород от действия существующих или остаточных сжимающих сил в бортах и днищах речных долин, в склонах горных массивов, в откосах выемок, в бортах карьеров и т. д. Эта разгрузка в породах твердых (скальных) и отчасти полутвердых (полускальных) вызывает раскрытие скрытых и закрытых трещин и появление новых трещин разгрузки — упругого отпора. Трещины разгрузки развиваются более или менее параллельно поверхности склона или откоса, образуя поверхности и зоны ослабления. Вблизи дневной

поверхности их больше и они хорошо выражены, с глубиной становятся более редкими и менее четкими. Если обнаженная поверхность пород параллельна слоистости или сланцеватости, то трещины разгрузки развиваются по слоистости и сланцеватости или параллельно им, а если эта поверхность пересекает слоистость, то трещины разгрузки рассекают слои и простираются параллельно обнаженной поверхности. В общем трещины разгрузки всегда ориентированы неблагоприятно для устойчивости склона или откоса, и поэтому по ним нередко происходят смещение пород и образование ступенчатости по склону, оползней структурного типа и обвалов.

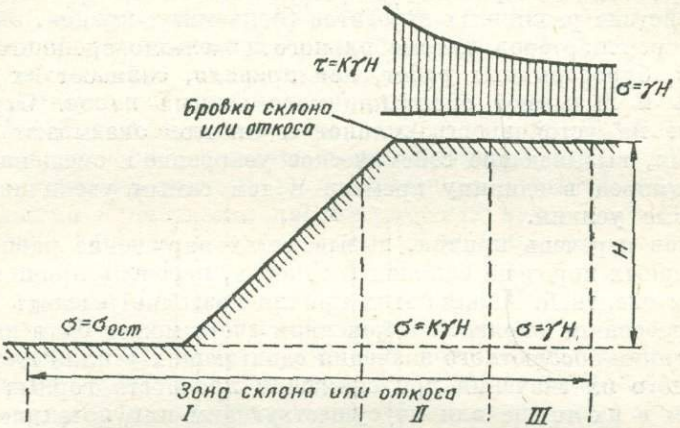


Рис. IX-17. Изменение напряженного состояния горных пород в зоне формирования склона или строительства откоса.

I—III — подзоны: *I* — разгрузки, разуплотнения, гидратации, набухания, *II* — концентрации напряжений, раздавливания и выдавливания пород, *III* — естественных напряжений.

В породах, обладающих хрупко-пластическим и пластическим характером разрушения, оползневые явления в зоне склона или откоса развиваются несколько по-иному. Так, например, в некоторых полускальных и многих глинистых породах разуплотнение их под влиянием упругих сил сопровождается также гидратацией и набуханием. Такие изменения физического состояния пород у подошвы склона или откоса, т. е. в их упорной части, сказываются на снижении прочности пород и соответственно на устойчивости склона или откоса. Как видно на рис. IX-17, разуплотнение пород в подзоне, прилегающей к подошве склона или откоса, неизбежно сопровождается концентрацией напряжений в подзоне, прилегающей к бровке. Если в основании склона залегают полускальные слабые или глинистые породы, прочность которых мала, в подзоне концентрации напряжений может произойти раздавливание пород, переход их в пластическое состояние

и выжимание (выдавливание) из-под откоса, развитие явлений ползучести. Все такие явления, связанные с изменением напряженного состояния пород в зоне формирования склона или строительства откоса, являются причиной появления трещин (заколов) на поверхности земли вдоль и параллельно бровке склона или откоса и образования оползней.

Пятой причиной образования оползней являются загрузка склонов и откосов, а также участков, прилегающих к их бровкам, микросейсмические и сейсмические колебания и другие внешние статические и динамические длительные и кратковременные силовые воздействия. Строительство зданий и сооружений на склонах, складирование материалов, устройство отвалов, прокладка дорог, действие различных агрегатов (подъемных кранов, экскаваторов, транспортеров, автомобильного и железнодорожного транспорта), буровзрывных работ, как правило, снижают их устойчивость и вызывают оползание масс горных пород. Огромное влияние на устойчивость склонов и откосов оказывают землетрясения, вызывающие сейсмическое ускорение и смещение масс горных пород в единицу времени и тем самым увеличивающие сдвиговые усилия.

Таков перечень причин, вызывающих нарушение равновесия масс горных пород на склонах и откосах, перечень причин образования оползней. Анализ этих причин позволяет сделать вывод, что образование оползней в конечном счете может быть вызвано повышением абсолютного значения сдвигающих усилий или относительного их значения при снижении прочности горных пород в целом в их толще или по существующим или потенциальным поверхностям и зонам ослабления.

Изменение крутизны склона, увеличение веса горных пород при их увлажнении, действие гидродинамических и отчасти гидростатических сил, концентрация напряжений в зоне склона и откоса, загрузка, сейсмические и другие внешние воздействия повышают абсолютное значение сдвигающих и скалывающих сил, стремящихся сместить массы горных пород вниз по склону или откосу. Ослабление прочности горных пород вследствие изменения их физического состояния при увлажнении, набухании, разуплотнении, выветривании, нарушении естественного сложения, действие гидростатических и отчасти гидродинамических сил, изменение напряженного состояния пород и другие причины вызывают главным образом относительное увеличение роли сдвигающих сил. Они оказываются бóльшими, чем прочность пород, слагающих склон, в результате чего возникает нарушение их устойчивости и образование оползней. На этот вывод о причинах образования оползней необходимо обратить особое внимание, так как он указывает на важнейшую закономерность развития геологического оползневого процесса и на возможный выбор инженерных мероприятий по предупреждению образования оползней или по приданию им устойчивости.

Условия, способствующие образованию оползней. Под условиями, способствующими образованию оползней, следует понимать всю совокупность природных и искусственных условий, облегчающих действие сил, нарушающих равновесие масс горных пород. Например, поверхности и зоны ослабления, имеющие наклон к основанию склона, облегчают действие сдвигающих усилий и, наоборот, наклоненные в глубь склона затрудняют или не способствуют такому действию. Местности с пересеченным рельефом благоприятны для развития оползней и, наоборот, равнинные менее благоприятны. В районах с влажным климатом оползни встречаются чаще, чем в районах с засушливым климатом. В пределах водохранилищ в глубоководной (приплотинной) их зоне образование оползней более вероятно по сравнению с зоной выклинивания подпора при равных геологических условиях и т. д.

Следовательно, причины образования оползней и условия, способствующие этому явлению, не одно и то же. Такое расчленение понятий может показаться до некоторой степени условным, однако, как показывает опыт изучения оползней, оно крайне необходимо и логически правомерно, так как облегчает анализ явлений, прогноз процессов и выбор направления защитных инженерных мероприятий.

Из условий, наиболее часто способствующих образованию оползней, можно назвать следующие: 1) климатические особенности района; 2) гидрологический режим водоемов и рек для береговых оползневых участков; 3) рельеф местности; 4) геологическое строение склонов и откосов; 5) современные и новейшие теконические движения и сейсмические явления; 6) гидрогеологические условия; 7) развитие сопутствующих экзогенных геологических процессов и явлений; 8) особенности физико-механических свойств горных пород; 9) инженерная деятельность человека.

Рассмотрим роль каждого из этих условий несколько подробнее. Выше уже обращалось внимание на то, что периоды образования оползней и разнообразных оползневых подвижек повсеместно совпадают с периодами дождей, таяния снега и т. д. Для таких явлений особенно благоприятны районы, которым свойственны длительные моросящие (обложные) дожди, способствующие значительному и глубокому промачиванию и насыщению водой горных пород на склонах. В районах с интенсивными ливневыми осадками бóльшая часть воды быстро стекает с водоразделов и склонов и лишь незначительная идет на инфильтрацию. В засушливых районах интенсивно развивается испарение влаги и высушивание горных пород на склонах, что, естественно, повышает их устойчивость.

Продуктом климата в северных и северо-восточных районах СССР является значительная мощность деятельного слоя (слоя зимнего промерзания и летнего оттаивания), часто сливающегося

с многолетней мерзлотой. В этих районах быстрое и глубокое протаивание мерзлых пород весной и летом на склонах и откосах благоприятствует развитию разнообразных оползневых подвижек: на склонах северной экспозиции («сиверах») солифлюкционных явлений, а на склонах южной экспозиции («солнопеках») — сплывов. Такие оползневые подвижки развиваются, как правило, по поверхности мерзлых пород, являющейся поверхностью скольжения для оттаявших с поверхности пород.

Климатические условия оказывают огромное влияние на гидрологический режим водоемов и рек, который в свою очередь на многих береговых оползневых участках в определенные периоды времени благоприятствует действию сдвигающих и скалывающих сил на склонах. Например, на реках с резкими и значительными подъемами уровня воды во время паводков, на участках с большими скоростями потока, на участках берегов морей, озер и водохранилищ с интенсивным развитием волноприбойных явлений, на водохранилищах с большой периодической сработкой уровня на участках, расположенных в пределах глубоководной (приплотинной) зоны и т. д. Во всех этих случаях и, может быть, многих других гидрологический режим водоемов и рек будет способствовать развитию оползней. И наоборот, на реках с незначительным колебанием уровня воды в течение года, особенно на реках с зарегулированным стоком (например, у р. Ангары — оз. Байкал, у р. Невы — Ладожское озеро и др.), на участках со спокойным течением (на плесах), на берегах морей, озер и водохранилищ, расположенных вне влияния волноприбойных явлений, на водохранилищах в зоне выклинивания подпора или там, где мала сработка уровня, условия для образования оползней менее благоприятны.

Важнейшим условием, способствующим образованию оползней, является рельеф местности. Ярким доказательством этого служит их географическое распространение и геоморфологическое расположение.

Наблюдения показывают, что оползни наиболее часто распространены в горных районах, на участках с резко пересеченным рельефом, на высоких и крутых склонах речных долин, на береговых склонах водоемов, на откосах выемок и карьеров. В общем рельеф местности, орографическое положение района создают запасы потенциальной энергии, обусловливающей развитие оползневых явлений.

Общеизвестна приуроченность оползней к склонам и откосам определенного геологического строения. В большинстве случаев оползни распространены там, где склоны сложены глинистыми породами или где в толще слагающих их пород встречаются слои, прослои, зоны глинистых пород, глинистые примазки или другие разности пород, образующие поверхности и зоны ослабления (слои угля, сажи, поверхности и зоны трещин, тектонических нарушений и др.), или, наконец, там, где на склонах имеются

значительные накопления элювиальных, делювиальных, пролювиальных глинистых образований. Анализ условий образования оползней в скальных породах показывает, что и в этих случаях глинистый заполнитель трещин, примазки глинистого материала на поверхностях трещин в значительной степени облегчали нарушение равновесия масс горных пород. Образование оползней наиболее вероятно на участках, где в геологическом строении склонов или откосов имеются потенциальные поверхности скольжения, ориентированные неблагоприятно, т. е. имеющие падение к их основанию.

При анализе геологических условий важно учитывать также структурно-тектоническое положение района, так как в районах, испытывающих поднятие вследствие современных и новейших тектонических движений, постоянно возобновляются запасы потенциальной энергии, способствующей образованию оползней. В этом отношении особое положение занимают также районы с высокой сейсмической активностью.

Одним из факторов, определяющих возможность образования оползней, являются определенные гидрогеологические условия. Склоны, сложенные обводненными горными породами с водонасыщенными комплексами, горизонтами и зонами, с зонами постоянного или временного увлажнения, смачивания и насыщения, более благоприятны для образования оползней по сравнению со склонами, сложенными породами, хорошо дренируемыми, сухими. Известно, что оценка прочности и устойчивости горных пород без учета их влажности и водоносности недопустима [11]. Поэтому при характеристике и оценке устойчивости склонов и откосов и условий образования оползней подземные воды следует рассматривать как один из важнейших природных факторов. Совершенно не правы те геологи, которые делают вывод об отсутствии заметного влияния гидрогеологических условий на распространение оползней или как-то подчеркивают их ограниченное или малое значение [6].

Выше была дана характеристика роли разных форм воздействия подземных вод на абсолютное или относительное увеличение сдвигающих и скалывающих усилий на склонах и откосах и было отмечено, что возрастающее действие этих сил связано не со степенью обводненности горных пород, а с самим фактом их увлажнения. Недоучет этого факта лишает возможности объективно оценивать причины и условия образования оползневых явлений.

Благоприятные условия для образования оползней обычно создаются при развитии сопутствующих геологических процессов и явлений. Так, например, процессы выветривания горных пород, явления подмыва и разрушения склонов, деградация мерзлоты, суффозионные и другие фильтрационные деформации, современные и новейшие тектонические движения, землетрясения и другие современные геологические явления обычно

подготавливают условия, облегчающие действие сдвигающих и скалывающих усилий. Поэтому при осуществлении противооползневых мероприятий часто приходится влиять не на сам оползневый процесс, а на процессы и явления, которые его подготавливают.

Огромное влияние на развитие оползневых процессов и явлений оказывают особенности физико-механических свойств горных пород, слагающих склоны и откосы в целом или отдельные слои, прослои, зоны, пачки слоев, зоны тектонических нарушений или образующие заполнитель трещин и примазки по их плоскостям. Главное значение имеет прочность горных пород — сопротивление сдвигу и скалыванию, а также те свойства, которые характеризуют их склонность снижать прочность под влиянием различных факторов и во времени. В этом плане особенно важно учитывать минеральный состав и строение (текстуру и структуру) горных пород, их физическое состояние (влажность, плотность, выветрелость, трещиноватость), размокаемость, размягчаемость, гидрофильность, склонность к набуханию, к пластическим деформациям, свойство ползучести, длительную прочность, которая значительно более низка, чем мгновенная, склонность к прогрессирующей ползучести и др. Все это необходимо учитывать при установлении как обобщенных, так и расчетных показателей свойств горных пород [11].

Из приведенного следует, что инженерная и хозяйственная деятельность человека должна основываться на знании законов и закономерностей оползневых процессов. Именно они должны служить основой при выполнении работ по охране и преобразованию территорий. В то же время опыт показывает, что инженерная и хозяйственная деятельность человека часто сама создает условия, благоприятствующие образованию оползней. Подрезка склонов, крутое заложение откосов, нарушение поверхностного и подземного стока, уничтожение пляжей и многие другие действия человека соизмеримы по распространению, масштабам и значению с природными, составляют важнейшие условия нарушения равновесия масс горных пород на склонах и откосах, способствующие образованию оползней.

Таковы важнейшие природные и искусственные условия, облегчающие действие сдвигающих и скалывающих усилий на склонах и откосах, условия, способствующие образованию оползней. Причем часть из них можно отнести к категории региональных (структурно-тектоническое положение района, стратиграфия, геоморфология района, сейсмичность и др.), а часть — к категории местных, локальных (подмыв, подрезка склона, нарушение поверхностного стока, особенности рельефа, микроклиматические условия и др.). При изучении оползневых процессов и явлений и оценке их угрожаемости необходим всесторонний подход, комплексный анализ, учитывающий как региональные, так и местные условия.

Механизм оползневого процесса. Оползание — это явление движения со склонов и откосов отдельных объемов горных пород или подвижно соединенных между собой их частей, образующих оползневое тело, или вязкое течение масс горных пород под влиянием указанных выше сил. Вид, способ, характер оползания масс горных пород определяют механизм оползневого процесса — механизм оползания горных пород. Основным свойством механизма оползневого процесса является его определенность в части смещения (сдвига), т. е. относительного перемещения одной части горных пород по другой, по поверхностям и зонам ослабления.

Опыт изучения оползней показывает, что в одних случаях происходит оползание (сдвиг) блока или блоков горных пород (структурные оползни), в других перемещение масс горных пород происходит в виде течения, подобно вязкой жидкости (пластические оползни). Бывают и переходные способы перемещения масс горных пород, когда отделившийся блок пород в процессе оползания разрушается, дробится, перетирается и дальнейшее его движение приобретает характер вязкого течения. Такой структурно-пластический характер имеют, например, некоторые оползни на склоне долины р. Волги в районе г. Ульяновска.

Следует заметить, что структурные оползни всегда являются оползнями скольжения, т. е. такими, когда массы горных пород скользят по поверхности или поверхностям ослабления, по которым сопротивление сдвигу не в состоянии воспрепятствовать их смещению. Пластические оползни обычно являются оползнями течения, у которых вязкое течение обычно неоднородных оползневых масс имеет как бы турбулентный характер, при котором частицы пород, слагающих тело оползня, помимо главного направления движения (сдвига вдоль склона) совершают также и поперечные перемещения (сдвиги). При этом поверхности и зоны скольжения внутри движущихся масс с трудом фиксируются главным образом по различию скоростей перемещения масс пород на разной глубине и участках оползневого тела или вообще неразличимы. Вязкое течение характеризует развитие пластических или хрупко-пластических деформаций в объеме оползневых масс, тогда как при образовании структурных оползней такие деформации развиваются только по поверхностям и зонам ослабления.

Непрерывные необратимые деформации горных пород на склонах и в откосах при развитии пластических оползней обычно подчиняются закону вязко-пластических тел — закону Бингама — Шведова.

$$\sigma - \sigma_0 = \eta \frac{d\lambda}{dt}.$$

Скорость деформации $d\lambda/dt$ прямо пропорциональна напряжению выше предельного $\sigma \geqslant \sigma_0$ для пород оползневого тела (рис. IX-18).

Глинистые породы, как и многие полускальные, обладают свойством пластического течения при напряжениях, превышающих определенный предел σ_0, называемый предельным напряжением сдвига. Этот предел характеризует изменение сил внутреннего сопротивления породы деформациям. В глинистых породах он определяется прочностью структурных связей и по существу является пределом их структурной прочности. При разрушении структурных связей в породе развиваются пластические деформации. Так как они протекают во времени, их следует называть вязкопластическими [11].

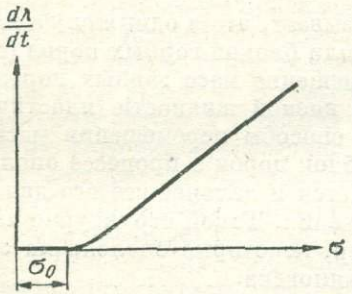


Рис. IX-18. Реологическая кривая горных пород, обладающих вязкопластическим характером деформаций.

Таким образом, можно выделять определенные механизмы оползания горных пород и соответственно виды и разновидности оползневых явлений. При этом следует заметить, что скорость перемещения масс горных пород, так же как и ее характер (установившаяся, неустановившаяся, возрастающая, затухающая и т. д.), характеризует только динамику и вид процесса и, как правило, не влияет на сам механизм оползания. На это приходится обращать внимание, так как некоторые исследователи одним из различий между оползанием и пластическим течением считают разную скорость этих явлений. Следовательно, при образовании всех видов оползней сдвигающие усилия должны преодолевать внутренние сопротивления пород сдвигу. Знание же механизма оползания горных пород позволяет понять физику процесса, выявить наиболее реальную расчетную схему и выбрать инженерные мероприятия для ослабления сдвигающих усилий или повышения сопротивления пород сдвигу или одновременно для того и другого. Для установления механизма оползания масс горных пород необходимо иметь детальное представление о строении (структуре) оползня, состоянии и свойствах горных пород, его слагающих, и динамике его развития.

Динамика оползневого процесса. Динамика *любых геологических процессов, в том числе и оползневых*, характеризуется определенными закономерностями их развития во времени. При рассмотрении закономерностей развития оползней как процессов и явлений, связанных с историей геологического развития данной местности, следует в первую очередь

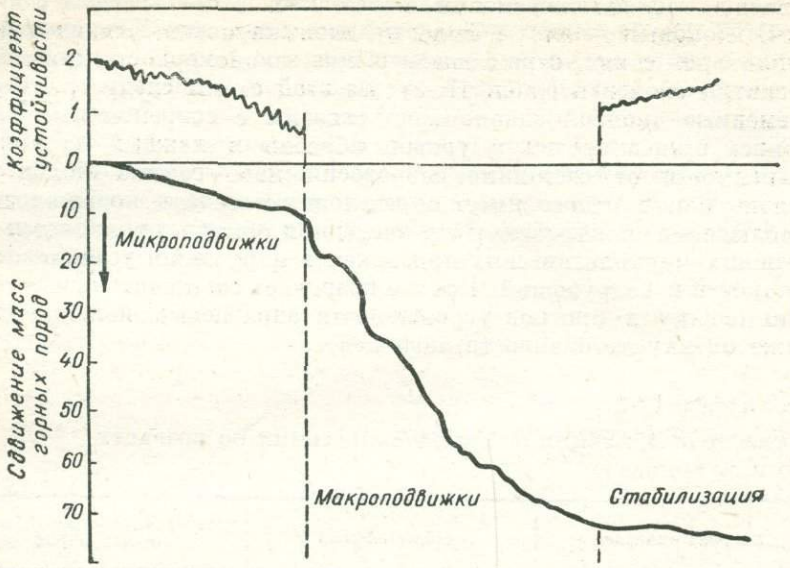
отличать оползни современные от древних. В соответствии с этим И. В. Поповым (1946 г.) была предложена очень важная принципиальная схема, отражающая общие закономерности динамики развития оползней (табл. IX-3). Из этой схемы следует, что современные оползни закономерно связаны с современным положением базиса эрозии и уровня абразии и каждый из них в зависимости от состояния равновесия масс горных пород на склоне или в откосе имеет определенную степень подвижности. Наблюдения показывают, что последняя обычно проявляется во внешних морфологических признаках и нарушении устойчивости местности и сооружений. Все это позволяет составлять качественную оценку и прогноз угрожаемости оползневых явлений (см. ниже оценку устойчивости оползней).

Таблица IX-3

СХЕМА ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ ПО ВОЗРАСТУ (ПО И. В. ПОПОВУ)

Возраст оползней	Вид оползней	Состояние равновесия масс горных пород
Современные, отвечающие современному положению базиса эрозии и уровня абразии	Движущиеся	Процесс установления равновесия продолжается
	Приостановившиеся	Действие силы, вызывающей нарушение равновесия, временно уравновешено факторами устойчивости
	Остановившиеся	Силы, нарушающие равновесие, временно устранились
	Закончившиеся	Действие силы, вызывающей нарушение равновесия, исчерпано
Древние, не отвечающие современному положению базиса эрозии и уровня абразии	Открытые	Оползневое тело выходит на поверхность
	Погребенные	Оползневое тело перекрыто позднейшими отложениями

Обращая внимание на особенности развития современных движущихся оползней, необходимо отметить, что одни из них образуются быстро, внезапно, имеют катастрофический характер, другие — медленно, с затухающей или прогрессирующей скоростью. Однако, характеризуя таким образом развитие оползневых явлений в общем плане, заметим, что при анализе каждого конкретного оползня можно восстановить его историю, эволюцию,



	Подготовки оползня	Фактического образования оползня	Существования—стабилизации оползня
Этапы развития оползневого процесса	Постепенное уменьшение устойчивости пород под влиянием естественных и искусственных процессов и явлений, приводящих к неизбежности сдвижения горных пород	Сравнительно быстрая или резкая потеря устойчивости горных пород	Восстановление устойчивости масс горных пород постепенно или скачкообразно
Продолжительность этапов	Месяцы, годы, но может сокращаться до нуля, процесс как бы минует подготовительный этап	Различная, развивается быстро или медленно, повторяется многократно с остановками, периодически или непрерывно. Объем оползневого тела не изменяется или увеличивается постепенно или скачкообразно	Процесс закончен, но при новом положении рельефа
Стадии	Начальная, от последующих отделяется появлением трещин, увеличением величины и скорости движения. Следы подвижек устанавливаются визуально, *но главным образом* инструментально	Характеризуются новой значительной общей подвижкой оползня, вызванной естественными и искусственными процессами и явлениями. В отдельных перерывах между общими подвижками действуют другие *агенты денудации*	Процесс установления устойчивости обычно наступает постепенно, плавно
Фазы	Локальные микроподвижки	Локальные макроподвижки в пределах каждой стадии или между ними	Локальные подвижки некоторых объемов до полной стабилизации процесса. Дальнейшее развитие получают другие процессы денудации

состоящую из этапов, стадий и фаз. Выше, при рассмотрении примеров образования некоторых оползней, уже отмечалось, что каждый из них как-то и в течение какого-то времени подготавливался, прежде чем происходило оползание масс горных пород— образование оползня.

Если природные геологические условия благоприятны и создается ситуация для действия сдвигающих или скалывающих усилий, начинается подготовка к нарушению равновесия масс горных пород. В это время могут происходить разные явления, например увеличение степени выветрелости пород, изменение их влажности и физического состояния, снижение прочности пород, изменение крутизны склона при подмыве, микроподвижки, пластические деформации (ползучесть) и в том числе явления глубинной ползучести в горных породах (Г. И. Тер-Степанян, 1955, 1957 гг.), которые в конечном счете приводят к снижению устойчивости горных пород на склоне или в откосе, к неизбежности их сдвижения. В результате наступает новое состояние их равновесия. Такова суть диалектики оползневого процесса, определяемая связями между условиями окружающей геологической среды и образованием оползня, постепенными количественными изменениями степени устойчивости и новым состоянием равновесия горных пород, оползневым процессом и сопутствующими, обусловливающими его другими геологическими процессами.

Таким образом, в динамике развития каждого оползня можно различать три этапа: 1) этап подготовки оползня, как правило, постепенного уменьшения устойчивости масс горных пород; 2) этап фактического образования оползня, как правило, сравнительно быстрой или резкой потери устойчивости массами горных пород, и 3) этап существования — стабилизации оползня, восстановления устойчивости масс горных пород (рис. IX-19). На такую схему развития оползневого процесса обращали внимание многие исследователи, и в частности Ф. П. Саваренский (1937 г.), К. Терцаги (1950 г.), И. В. Попов (1951 г.), Г. М. Шахунянц (1944—1961 гг.), Е. П. Емельянова (1970 г.) и другие.

Продолжительность этих этапов в каждом конкретном случае может быть различной. Так, например, этап подготовки может развиваться месяцами и годами, но при быстрой загрузке склона или откоса, при быстрой их подрезке или, особенно, при сейсмических толчках он может сократиться до минимума, в пределе до нуля, в этом случае оползневый процесс как бы минует этот этап. Когда подготовительный этап занимает значительный отрезок времени, развитие явления происходит неравномерно (ускоряется, затухает, вновь ускоряется) в связи с суточными, сезонными, годовыми изменениями климатических, гидрологи-

---

Рис. IX-19. Общая схема динамики развития оползневого процесса (по В. Д. Ломтадзе).

ческих и других условий окружающей среды или с какими-то искусственными причинами, вызванными сработкой уровня воды в водохранилище, нагрузкой от транспорта, работой экскаваторов и других машин, поливом садов, огородов, плантаций и т. д. Явления, развивающиеся на этом этапе (следы подвижек с образованием бугристости, валов, трещин, раскрытия трещин и др.), часто устанавливаются визуально, но в большинстве случаев, особенно на начальной стадии, полнее характеризуются данными стационарных инструментальных наблюдений. Начальная стадия развития процесса от последующей условно отделяется появлением трещин, увеличением величины и скорости смещения масс горных пород.

Этап фактического образования оползня также может иметь различную продолжительность, неравномерность скорости смещения оползневого тела или отдельных локальных его частей. И. В. Попов (1946 г.) предложил различать оползни движущиеся, приостановившиеся и остановившиеся. Это означает, что смещение масс горных пород может быть разовым, быстрым или медленным (см. рис. IX-19) и повторяющимся многократно с остановками или периодически, с неизменяющимся объемом оползающих масс, либо с непрерывно равномерно увеличивающимся, либо увеличивающимся ступенями вследствие образования все новых и новых заколов — трещин и срывов на склоне.

Каждая новая значительная общая подвижка оползня характеризует стадию процесса, а местные (локальные) подвижки — его фазы. Стадии выделяются по перерывам между общими значительными подвижками оползня, обусловленными естественными геологическими или искусственными событиями в истории данной местности (штормы на море, крупные паводки на реках, наполнение водохранилища, отклонения от средних многолетних климатических условий, землетрясения, современные и новейшие тектонические движения, строительство новых сооружений и др.). В течение перерывов между стадиями образования оползня подвижки оползневых масс часто не прекращаются, а характеризуются малыми размерами и скоростями и обычно устанавливаются по данным инструментальных наблюдений. Во время перерывов действуют другие процессы денудации, преобразующие рельеф оползневого участка. Г. М. Шахунянц (1944—1961 гг.) такой характер развития оползневого процесса назвал циклически повторяющимся.

Наблюдения на действующих оползнях показывают, что после значительной подвижки оползня коэффициент его устойчивости обычно возрастает и наступает новое состояние равновесия масс горных пород. Если при этом коэффициент устойчивости будет больше единицы, наступит остановка в движении оползня (рис. IX-20, *а*, *б*), а если он не достигнет единицы, т. е. предельного равновесия, медленное движение оползня будет продолжаться и сопровождаться резкими повторяющимися подвижками (рис. IX-20, *в*).

Этап существования (стабилизации) оползня наступает тогда, когда оползень образовался, причины, вызвавшие его образование, устранены и оползневой процесс как таковой закончился. Устойчивость масс горных пород, сползших со склона или с откоса, восстанавливается, но при новом положении в рельефе. Повышение устойчивости может происходить постепенно, плавно

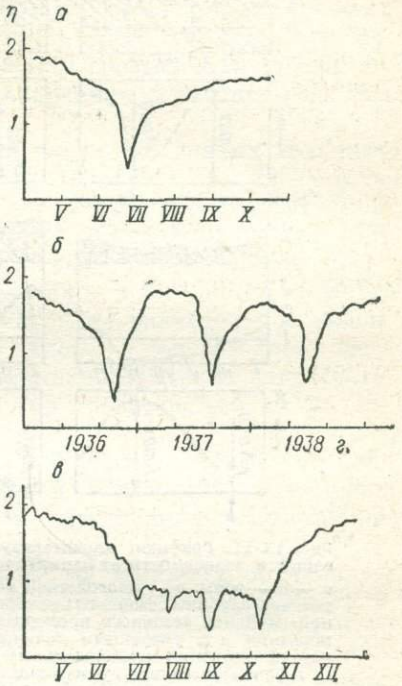


Рис. IX-20. Схемы динамики развития оползневого процесса (по В. Д. Ломтадзе).
а — разовая значительная подвижка оползня; *б* — многократно повторяющиеся подвижки оползня, характеризующие стадии его развития; *в* — разовая значительная подвижка, после которой движение оползня продолжается. η — коэффициент устойчивости.

или скачкообразно и иногда сопровождаться локальными смещениями некоторых объемов горных пород до полного окончания оползневого процесса. Дальнейшее преобразование и изменение рельефа оползневого участка происходит под воздействием других агентов денудации. Такова общая схема динамики развития оползневого процесса.

При анализе этого процесса главным является также установление закономерностей его развития в зависимости от обусловливающих причин и способствующих факторов. Например, на рис. IX-21 приведены графики, характеризующие устойчивость покровных образований в зависимости от климатических условий. В зоне распространения многолетней мерзлоты (устье р. Печоры) наименьшая устойчивость покровных образований наблюдается в конце лета, когда протаивание и увлажнение пород достигают максимума. В районе г. Горького количество осадков также значительно превалирует над испарением в зимний период, но

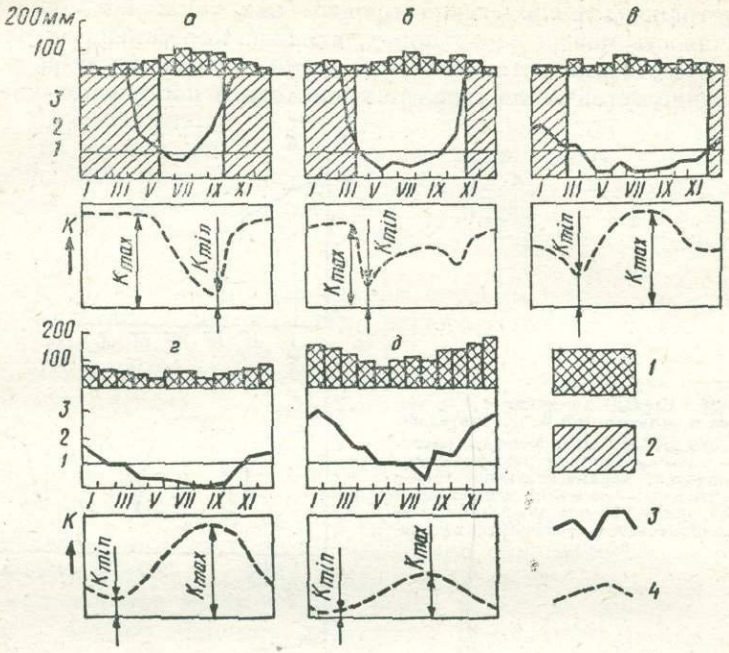


Рис. IX-21. Графики, характеризующие устойчивость покровных образований в зависимости от климатических условий (по Е. П. Емельяновой).

а — д — зоны: *а* — многолетней мерзлоты (устье р. Печоры); *б* — значительной глубины сезонного промерзания (г. Горький); *в* — с незначительной глубиной сезонного промерзания (г. Одесса); *г* — без зимнего промерзания и с умеренным количеством осадков (г. Ялта); *д* — без зимнего промерзания со значительным количеством осадков (г. Сочи).

1 — среднемесячная сумма осадков; *2* — месяцы с отрицательной средней температурой; *3* — средний месячный коэффициент увлажнения; *4* — коэффициент устойчивости покровных образований.

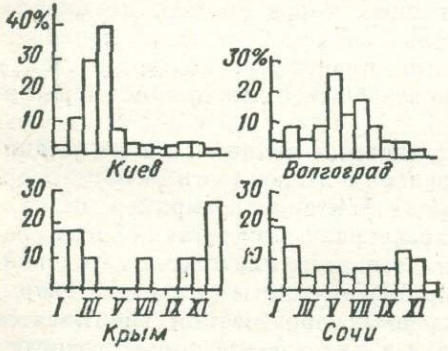


Рис. IX-22. Графики числа ополаневых подвижек по месяцам в процентах по отношению к общему их числу в течение года (по Е. П. Емельяновой).

летом это соотношение становится меньше единицы. В результате устойчивость покровных отложений весной и в конце лета понижается, а летом повышается.

В районе г. Одессы в летние периоды испарение значительно превалирует над осадками, поэтому и устойчивость покровных образований возрастает по сравнению с ранним весенним и поздним осенним периодами. На Крымском и Кавказском побережьях Черного моря (районы городов Ялты и Сочи) устойчивость покровных отложений находится в полном соответствии с распределением количества осадков и их испарением в течение года при прочих равных условиях.

На рис. IX-22 показаны графики числа оползневых подвижек по месяцам в процентах по отношению к общему их числу в течение года. Из этих графиков видно, что в районе г. Киева весной, после оттаивания сезонной мерзлоты, выделяется резкий пик числа оползней. В районе г. Волгограда максимальное число оползневых подвижек приходится на май — июль, когда на Волге обычно наблюдаются паводки, несмотря на значительное подсыхание пород, слагающих береговые склоны. Следовательно, здесь на образование оползней большее влияние оказывают гидростатическое взвешивание пород и эрозионные процессы, чем их увлажнение.

На Крымском и Кавказском побережьях Черного моря относительно большее число оползней образуется в холодное время года, когда обычны штормы и интенсивные волноприбойные явления.

Все приведенные данные указывают на взаимную обусловленность геологических процессов, и в частности на важность изучения динамики оползневых процессов и возможные приемы этого изучения.

Классификации оползней. Оползни весьма разнообразны по размерам, строению, причинам образования и условиям, способствующим их возникновению и развитию, механизму и динамике процесса и др. Соответственно и классификаций оползней предложено много. Одни из них более детальные, учитывающие несколько характерных признаков, другие менее детальны, построены на учете одного или малого числа признаков. Большое число классификаций оползней отражает, с одной стороны, сложность оползневых явлений, а с другой — состояние развития науки об оползнях, которое показывает, что накопление фактов продолжается, а соответствующих теоретических обобщений делается пока еще мало. В учебнике не представляется возможным привести описание многочисленных классификаций оползней, поэтому остановимся только на тех, которые пользуются достаточной известностью или представляют определенный методический интерес. Затем сделаем некоторые критические замечания относительно этих классификаций и остановимся на классификации, предложенной нами (1970 г.).

А. П. Павлов (1903 г.) оползни подразделял на деляпсивные, или соскальзывающие, и детрузивные, или толкающие. К первому типу относятся такие, у которых движение масс горных пород начинается в нижней части склона, а затем и вышележащих, потерявших поддерживающую их опору. У детрузивных оползней движение масс горных пород начинается в верхней части склона, которые затем действуют на нижележащие, сдвигая (толкая) их.

Интересна классификация оползней, предложенная шведскими исследователями (табл. IX-4). К. И. Богданович (1911 г.) выделял оползни первого порядка, захватывающие ранее не смещавшиеся породы, и оползни второго порядка, возникающие в теле ранее образовавшихся оползней.

Таблица IX-4

КЛАССИФИКАЦИЯ ОПОЛЗНЕЙ ПО ДАННЫМ ШВЕДСКИХ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ (1917—1955 гг.)

Генетический тип	Вид
Образующиеся при единовременном нарушении равновесия	Прогрессивные, растущие в сторону движения (подошвы) оползня Регрессивные, растущие в сторону, противоположную направлению движения (вверх по склону)
Образующиеся при последовательном возникновении ряда этапов нарушения равновесия	
Возникающие при нарушении общих условий равновесия склона в целом	
Возникающие при нарушении местных (локальных) условий равновесия, относящихся к части склона	

Большой известностью пользуется классификация оползней по их строению (структуре), предложенная Ф. П. Саваренским (1934 г.). По этой классификации оползни подразделяются на асеквентные, консеквентные и инсеквентные. Описание их приведено выше, при рассмотрении строения оползней. Ф. П. Саваренским была предложена также схема классификационных признаков оползней.

А. П. Нифантов (1935 г.) классифицировал оползни по типам движения масс горных пород, характеру их смещения и морфологическим признакам движения. Его классификация приведена в табл. IX-5.

Н. В. Родионов (1939 г.) выделяет следующие оползни: а) консистентные, когда нарушение устойчивости масс горных пород связано с изменением консистенции глинистых пород, например переходом их из полутвердого состояния в пластичное при увлаж-

пении; б) суффозионные, когда нарушение устойчивости горных пород на склонах вызвано развитием суффозионных процессов при выходе подземных вод на поверхность в основании склона; в) структурные, когда нарушение устойчивости горных пород на склоне происходит в виде смещения по наклонным поверхностям напластования, систем трещин и тектонических нарушений. Кроме этих основных типов возможны промежуточные: консистентно-структурные, суффозионно-структурные и др.

Исключительно принципиальное значение имеет классификация оползней по их возрасту, предложенная И. В. Поповым (см. табл. IX-3). Им же была значительно дополнена схема классификационных признаков Ф. П. Саваренского.

Дорожно-исследовательское бюро США (1958 г.) подразделяет оползни по типам движения горных пород и их составу. Эта классификация приведена в табл. IX-6, из которой видно, что в ее основе лежит предложение К. Терцаги (1950 г.) проводить различие между оползнями и пластическим течением.

Н. Н. Маслов (1955 г.) в крупной монографии, посвященной условиям устойчивости склонов и откосов, предложил классифицировать оползни по форме нарушения устойчивости склонов и откосов. Эта классификация приведена в табл. IX-7.

Г. С. Золотарев (1956 г.) классифицирует оползни по их строению и масштабу явлений следующим образом: 1) смещенные массивы скальных пород (очень крупные); 2) оползни-блоки — смещение пакетов и блоков преимущественно глинистых и полускальных пород; 3) оползни-потоки, образующиеся при раздроблении смещающихся пород; 4) сплывы — поверхностные смещения глубиной до 2—5 м, происходящие при увлажнении атмосферными осадками, реже грунтовыми водами; 5) оползни-оплывины — небольшие и неглубокие (до 2—3 м) оползни, возникающие при увлажнении атмосферными осадками, без участия подземных вод; 6) срывы — небольшие по площади и глубине смещения, придающие откосу мелкоступенчатый характер.

Кроме этой классификации Г. С. Золотарев на совещании по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними в 1964 г. предложил выделять следующие типы оползней, назвав их генетическими: 1) детрузивные, или I порядка, и выдавливания; 2) соскальзывания, или консеквентные; 3) деляпсивные (оползни-потоки и сплывы); 4) оплывины; 5) «внезапного» разжижения; 6) суффозионные и выплывания; 7) коры выветривания изверженных и метаморфических пород; 8) сложные и переходных типов.

Г. Л. Фисенко (1965 г.) при рассмотрении видов деформаций бортов карьеров и отвалов выделяет следующие:

1) осыпи — скатывание отдельных кусков и глыб к основанию откоса;

2) обрушение — быстрое смещение пород по крутой поверхности скольжения;

Таблица IX-5

ВИДЫ ОПОЛЗНЕВЫХ ДВИЖЕНИЙ, ИХ ХАРАКТЕР И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ (ПО А. П. НИФАНТОВУ)

Тип движения	Характер движения	Характер смещающихся и подстилающих пород	Причины движения	Морфологические признаки движения	Условия перехода в другие виды движения	Усложненные и комбинированные формы движения
С разрывом сплошности пород	I. По поверхности наслоения или трещинам	Смещающиеся и подстилающие породы резко различаются по твердости. При движении по трещинам те и другие могут быть одинаковой твердости	Собственный вес пород и большой наклон поверхности наслоения или трещин. Увлажнение или выветривание в пределах поверхности смещения. Уничтожение контрфорса	В рельефе оползневого участка кюветообразные западины, останцы движения на склоне, валы; на поверхности оползня глубокие трещины отрыва, иногда большой ширины	При увеличении угла наклона — переход в обвалы. При потере связности — переход в осыпи. При уменьшении твердости масс и увеличении однородности строения — переход ко II типу движения	Расслоение смещающихся пород по нескольким поверхностям соответственно имеющимся прослойкам мягких пород среди твердых
	II. По неопределенной поверхности, независимой от поверхности наслоения	В смещающихся породах отсутствуют резкие границы изменения состояния связности. Смещающиеся и подстилающие породы имеют одинаковый характер	Собственный вес пород, иногда увеличенный за счет давления вышележащих пород, отделившихся от материнского массива. Увлажнение в пределах возможного положения поверхности смещения	Параллельная ступенчатость вдоль берегов, циркообразные впадины и амфитеатры со ступенчатыми склонами. Террасы с обратным уклоном, валы, продольные и поперечные бугры. На поверхности оползня — трещины продольные и поперечные, трещины раскола, иногда провальные воронки. Уступы срывов и надвигов	При более крутом падении пластов — переход к I типу движения. При увеличении влажности пород — переход к III типу движения	Ярусные движения: 1) при большой мощности делювия на коренных породах движение II типа в делювии и I типа в коренных породах; 2) движение всей массы делювия по поверхности коренных пород I типа, часто усложненное в верхних горизонтах движением II типа. При значительном увлажнении пород частичный переход к III типу движения. При благоприятных условиях рельефа движение отдельных пород в различных направлениях (веерообразные движения)
Без разрыва сплошности пород	III. Движение пластичных пород	Глинистые породы — элювиальные покровы на глинах, мергелях и глинистых сланцах. Суглинковые покровы. Иногда делювиальные образования с резким преобладанием глинистого вещества, когда обломочный материал твердых, непластичных пород не входит в строение основного скелета пород. Делювиальный покров из продуктов разрушения глинистых сланцев. Подстилающие породы не имеют резкого отграничения от смещающихся пород по величине связности	Переувлажнение пород, иногда в соединении с внешней нагрузкой или большая внешняя нагрузка при естественной влажности пород	Срывы поверхностного слоя на склонах с признаками наплыва. Уступы надвигов выпуклой формы. Наклон деревьев в разные стороны. Оседание отдельных участков под влиянием пластических движений пород на нижележащих горизонтах. Иногда отсутствие правильно ориентированных трещин на поверхности, ясно выраженное пластическое движение поверхностных слоев	При уменьшении влажности пород — переход ко II типу. При переувлажнении масс до состояния текучести — переход в сплывы и при одновременном увеличении уклона — в грязевые потоки	Движение II типа с пластическим движением в основании (без разрыва сплошности пород). Движение твердых пород, вызывающее пластическое движение в нижележащих породах

Таблица IX-6

КЛАССИФИКАЦИЯ ОПОЛЗНЕЙ ДОРОЖНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО БЮРО США

Тип движения	Виды грунтов			
	Скальные		Нескальные	
Обвал	Скальные обвалы		Нескальные обвалы	
Скольжение	Вращательное	Плоское	Плоское	Вращательное
Небольшое число крупных глыб	Оползень вращения	Блоковый сдвиг		Блоковый оползень
Множество отдельных частей	—	Скальное *скольжение*	Скольжение *наносов*	—
			Оползни выдавливания	

Течение	Все несцементированные				
	Скальные обломки	Пески	Пылеватые грунты	Смешанные отложения	Пластичные грунты
Сухое	Каменная осыпь	Песчаная осыпь	Лёссовая осыпь	—	—
	—	—	Быстрые сплывы	Лавины	Медленные сплывы
Мокрое	—	Течение песков или пылеватых грунтов (разжижение)		Течение наносов	Грязевые потоки
Смешанный	Сочетание грунтов или типов движения				

3) оползни — медленное смещение пород по пологой поверхности скольжения, к ним относятся оползни: изотропных массивов, фильтрационные, покровные, контактные, глубинные в слоистых породах лежачего бока, оползни-надвиги, выпирания, отвалов: надподошвенные, подподошвенные (контактные), подподошвенные (выпирания);

4) оплывины — течение насыщенных водой рыхлых пород нарушенного сложения;

5) просадки — вертикальное опускание прибортовых участков рыхлых породных масс без образования сплошной поверхности скольжения.

Заслуживает упоминания классификация оползней, предложенная Е. П. Емельяновой (1972 г.), приведенная на рис. IX-23. Она выделяет оползни нормальные (истинные) и оползни особен-

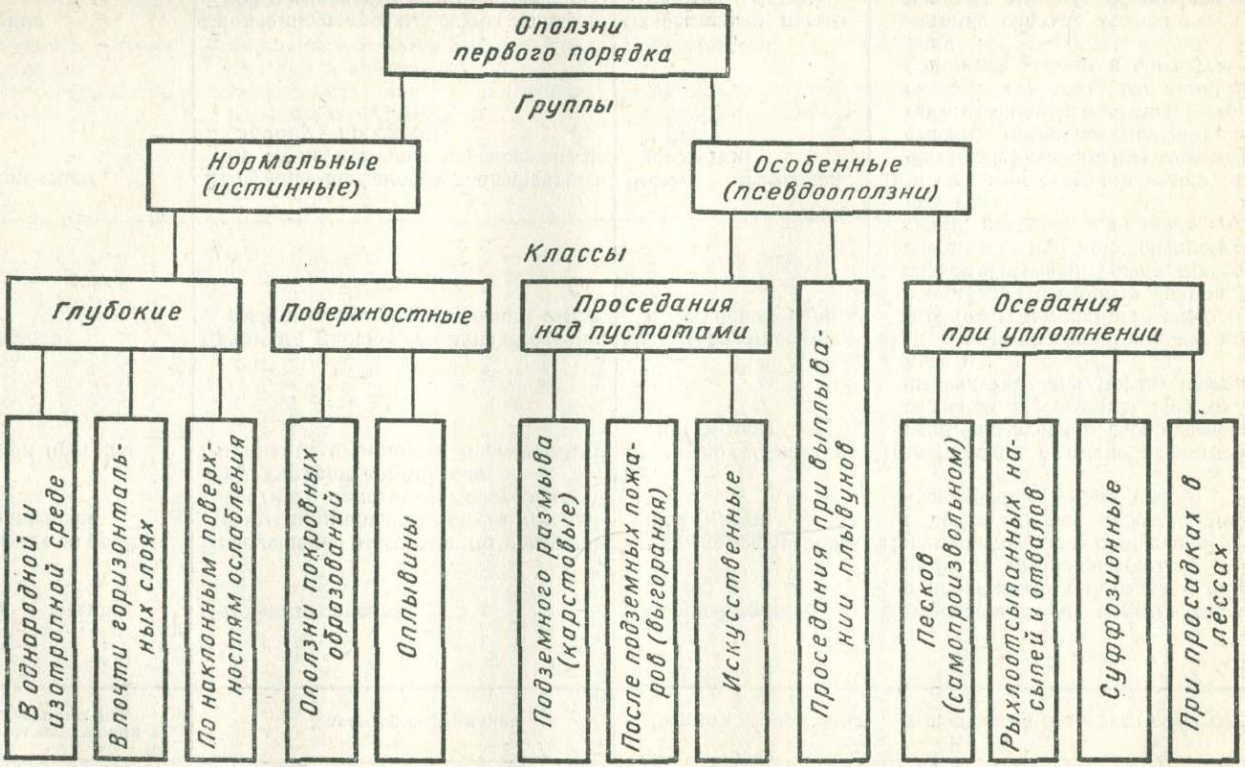


Рис. IX-23. Схема общей классификации оползней (по Е. П. Емельяновой).

Таблица IX-7

ФОРМЫ НАРУШЕНИЯ УСТОЙЧИВОСТИ СКЛОНОВ И ОТКОСОВ (ПО Н. Н. МАСЛОВУ)

Формы нарушения устойчивости	Характер деформации	Скорость деформации	Характерная природная обстановка
Обвалы и вывалы	Падение и качение	Катастрофическая (м/сек)	Крутые обрывистые уступы в скальных и полускальных породах с широко развитой трещиноватостью
Обрушение со срезом и вращением	Перемещение массивов по поверхностям с наименьшим запасом устойчивости и с некоторым поворотом вокруг горизантальной оси	Вплоть до весьма большой (м/мин)	Преимущественно в однородной толще с подчиненными прослойками, при чрезмерной крутизне откоса
Скол при просадке	Опускание с боковым перемещением	Вплоть до весьма большой (м/мин)	При наличии в толще размягченных глин, плывучих песков, резко просадочных лёссовидных грунтов, выщелачивающихся пород, каменного льда и т. д.
Скольжение	Сдвиг по плоскостям напластования, разломов, древних смещений и т. д.	Вплоть до относительно большой (м/ч)	При ясно выраженной в толще коренных пород поверхности скольжения с наклоном в сторону склона. При слоистом строении толщи, при трансгрессивном или прислоненном залегании, разломах и наличии грунтовых вод
Оползень-сдвиг	Вынуждаемое боковым давлением почти горизонтальное перемещение по слабому прослойку	Весьма невысокая (см/сутки)	При слоистом строении толщи, наличии в ней увлажняемых мягких пластичных глинистых прослоев, залегающих с малым падением в сторону склона, горизонтально или даже с малыми углами в обратную сторону
Сползание	Сползание покровных пород по неровной поверхности подстилающей толщи	Относительно невысокая (до м/сутки)	Залегание обильно увлажняемых покровных масс с общим падением поверхности подстилающей толщи в сторону долины, котлована и т. д.
Сплыв	Поверхностное оплывание переувлажненных грунтовых масс	Вплоть до весьма большой (м/мин)	При резком переувлажнении и гидродинамическом воздействии на малосвязные грунты в поверхностной зоне
Пластичная и вязкая деформацяи	Деформация глинистой толщи как пластичного и вязкого тела	Малая (см/год)	Мощная толща глинистых пород в любых консистенциях
Вековая переработка склона	Поверхностные явления, связанные с физическими процессами	Малая и исключительно малая (см/год, мм/год)	Наличие в поверхностной зоне склона дезинтегрированных масс — от отдельных скалистых блоков до самых мелких продуктов выветривания

ные (псевдооползни), возникающие под влиянием тех процессов, которые могут происходить и вне склонов.

Из приведенного краткого обзора классификаций оползней видно, что для их построения используются действительно самые разные признаки. Это вполне закономерно, однако в этих классификациях встречаются противоречивые понятия и термины, а в некоторых из них не выдерживается принцип построения. Так, например, нельзя называть классификацию генетической, если в ней выделяются оползни детрузивные, соскальзывания, деляпсивные (т. е. тоже соскальзывания), суффозионные, коры выветривания и др., так как для большинства из них нет указаний на причины образования. Кроме того, оползни детрузивные и деляпсивные дают указание на место начала движения масс горных пород, оползни суффозионные предполагают участие гидродинамических сил, а оползни коры выветривания указывают на породы, с которыми они связаны.

Следовательно, в этой классификации не выдержан единый принцип выделения генетических типов оползней. Нельзя для одних и тех же типов оползней в одном случае использовать термин, происходящий от латинского слова (деляпсивный), а в другом — чисто русский (соскальзывание). Любой оползневый процесс проявляется в сползании (сдвиге) масс горных пород по поверхности скольжения. Поэтому не следует выделять оползни скольжения, сдвига, сползания, надвига и др. и, следовательно, как бы противопоставлять их друг другу так же, как противопоставлять сплывы оплывинам, так как это одно и то же явление.

Термин «обрушение» имеет свободное пользование и характеризует быстрое, внезапное обрушение масс горных пород в виде обвала, осыпи, оползня и др. Часто говорят об обрушении снежных лавин, селей, водных потоков, стен и перекрытий зданий и т. д. При обрушении массы горных пород могут смещаться по поверхности скольжения (и не обязательно крутой) и без нее в виде

качения, скатывания и даже от места обрушения (отрыва) до места падения преодолевать путь лишь по воздуху. Поэтому этим термином обозначать какой-то определенный вид нарушения устойчивости склонов и откосов наряду с оползнями нелогично и геологически неправильно.

Многие исследователи вслед за К. Терцаги (1950 г.) противопоставляют оползни или оползни скольжения явлениям пластического течения со склонов на основании разной скорости перемещения масс горных пород или различий их состава и других признаков. Нам представляется, что скольжение и течение — это разные виды механизма смещения масс горных пород со склонов и откосов в едином оползневом процессе, проявляющиеся в образовании различных типов оползней, причем скорость смещения горных пород характеризует режим (динамику) процесса, а не вид явления.

Большие условности допускаются при выделении оползней проседания, выдавливания и некоторых других. Для большинства оползней характерно образование уступа или уступов у бровки склона или откоса вследствие вертикального опускания блока или масс горных пород. Высота таких уступов и причины их образования в разных породах различные. Поэтому нет оснований выделять особый вид «оползней проседания» по такому почти всеобщему морфологическому признаку, характерному почти для всех оползней. Даже в лёссовых породах образование уступов при оползневом процессе связано в большинстве случаев не с просадочными явлениями, свойственными им, а с типичной для них столбчатой отдельностью.

Оползнями выдавливания очень часто называют такие, причины образования которых неизвестны, но они возникли на склоне, в основании которого залегают слабые породы. Валы выдавливания и выпирания, бугристость и прочие оползневые дислокации в зоне подошвы оползней чаще всего являются следствием сдвижения масс горных пород, а не его причиной. Поэтому если и представляется возможным выделять такой тип оползней, необходимо располагать вполне убедительными доказательствами.

Нелогично подразделять оползни на нормальные (истинные) и особенные (псевдооползни) только потому, что вторые возникают вследствие процессов, которые могут происходить и вне склонов. При образовании оползней главной действующей силой всегда является собственный вес горных пород (гравитационная сила), поскольку существует гравитационное поле Земли, действие которого проявляется как вне, так и в пределах склонов и откосов.

Высказанные замечания по приведенным выше некоторым классификациям оползней сделаны главным образом для того, чтобы показать, что в этой области теоретических обобщений предстоит еще большая работа.

При изучении разнообразных гравитационных явлений нами была предложена их классификация (табл. IX-8), в которой соот-

ветствующее место занимают и оползни. В ее основе лежат вид, способ, особенности движения масс горных пород, т. е. механизм того или иного явления. Для более полной характеристики и оценки каждого явления в классификации дополнительно приведены три основных признака, позволяющие учитывать причину нарушения равновесия масс горных пород, динамику развития явления и его масштаб. В таблице приведен также перечень инженерных мероприятий, применяемых для предупреждения развития гравитационных явлений или локализации их вредного влияния.

Инженерно-геологическая оценка устойчивости оползней. При оценке устойчивости оползней необходимо учитывать все многообразие причин их образования и условий, этому способствующих. Как было отмечено выше, каждый оползень в зависимости от состояния равновесия слагающих его пород имеет определенную подвижность, которая проявляется в рельефе оползневого участка, в изменении его внутреннего строения и нарушении устойчивости местности и сооружений. Все это позволяет давать качественную и количественную оценку устойчивости оползней.

Следовательно, инженерно-геологическая оценка устойчивости оползней должна быть комплексной (качественной и в конечном счете обязательно количественной), она должна основываться на данных изучения: 1) морфологии, строения (структуры) оползня, обводненности слагающих его горных пород и их физико-механических свойств и сопутствующих геологических процессов и явлений; 2) динамики развития оползневых явлений и 3) соотношения усилий (сдвигающих и удерживающих), определяющих равновесие масс горных пород, слагающих оползень.

При использовании первой группы данных для оценки устойчивости оползней (их морфологии, структуры и др.) важно учитывать, например, что оползни современные (движущиеся, активные) обычно имеют свежие следы движения, рельеф их поверхности с резкими очертаниями, бугристый, с выступами, валами и крутыми уступами, дерновый покров разорван, часто повсеместно видны зияющие трещины, стволы деревьев наклонены, нередко опрокинуты, наблюдаются многочисленные водопроявления. Сооружения, расположенные на таких оползневых участках, испытывают непрерывные деформации и разрушения. При анализе строения (структуры) оползня выявляются неблагоприятно ориентированные поверхности и зоны ослабления пород и другие признаки, указывающие на активность оползневого процесса и явную неустойчивость оползня. При инженерно-геологической оценке угрожаемости таких оползней важно обращать внимание на величину площади, занимаемой оползнем, его размеры (объем), т. е. масштаб явления.

У закончившихся (стабилизировавшихся) оползней, у которых действие причин, вызвавших их сдвижение, исчерпано, в рельефе

Таблица IX-8

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСНОВНЫХ ВИДОВ ГРАВИТАЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ (ПО В. Д. ЛОМТАДЗЕ)

Гравитационные явления		Вид движения масс горных пород	Дополнительные сведения для детализации характеристики и оценки явлений			Направление инженерных мероприятий
Тип	Вид		Причины нарушения равновесия масс горных пород на склонах и откосах	Состояние и динамика явлений (по И. В. Попову)	Размеры (объем), масштаб явлений	
Оползни	**Структурные:**	Скольжение блока или блоков горных пород по поверхности скольжения без существенного нарушения их внутреннего строения:	Увеличение крутизны склона или откоса при их подрезке, подработке или подмыве, а также при придании откосам большой крутизны Ослабление прочности пород вследствие изменения их физического состояния при увлажнении, набухании, разуплотнении, выветривании, оттаивании после промерзания, нарушении естественного сложения и др. Действие гидростатических и гидродинамических сил, оказывающих взвешивающее действие на породы и вызывающих развитие фильтрационных деформаций Изменение напряженного состояния горных пород в зоне формирования склона и строительства откоса Внешние воздействия — загрузка склона или откоса, а также участков, прилегающих к их бровкам; микросейсмические и сейсмические колебания и др.	**Активные** — процессы установления равновесия продолжаются **Временно стабилизировавшиеся** — действие причин, вызывающих нарушение равновесия, временно уравновешено факторами устойчивости **Стабилизировавшиеся** — причины нарушения равновесия временно устранены **Полностью стабилизировавшиеся** — действие причин, вызывающих нарушение равновесия, исчерпано **Древние** — возникшие в условиях, отличных от современных	**Малые** — отдельные глыбы, небольшие **Небольшие** — от десятков до 100—200 м³ **Средние** — от сотен до 1000 м³ **Большие** — тысячи и десятки тысяч до 100—200 тыс. м³ **Грандиозные** — сотни тысяч кубических метров и более	Регуляция поверхностного стока Дренаж обводненных горных пород Перераспределение масс горных пород Защита от подмыва и размыва Закрепление масс горных пород подпорными стенками и анкерными сооружениями Искусственное улучшение свойств горных пород Лесомелиорация Профилактические мероприятия
	Пластические (всегда консеквентные):	Течение масс горных пород подобно вязкой жидкости по наклонной поверхности скольжения:				
	собственно оползни	по поверхности скольжения, располагающейся ниже поверхностных слоев;				
	оползни-потоки сплывы	по ложбинам стока; сравнительно быстрое и катастрофически быстрое течение приповерхностных горизонтов пород;				
	солифлюкционные подвижки	медленное течение самых поверхностных горизонтов горных пород и почвенно-растительного слоя				
	Структурно-пластические	Скольжение блока или блоков горных пород, которые при движении разрушаются, дробятся и превращаются в массу, ползущую подобно вязкой жидкости по поверхности скольжения				
Оползни-обвалы	Переходные разновидности оползней в обвалы	Скольжение блока или масс горных пород, которые при обрывистом ступенчатом рельефе склона затем обваливаются вниз по склону				
Обвалы	Собственно обвалы	Обвал масс горных пород из обнажений, расположенных на горных склонах, сопровождающийся скатыванием, опрокидыванием и дроблением	Снижение прочности, устойчивости и нарушение монолитности горных пород при выветривании, увлажнении и др.			Устройство улавливающих сооружений Защита горных

Продолжение табл. IX-8

Гравитационные явления		Вид движения масс горных пород
Тип	Вид	
	Вывалы	Вывалы отдельных глыб или масс горных пород из крутых и отвесных склонов, откосов выемок и бортов карьеров
Осыпи	Осыпи щебенистые Осыпи песчано-дресвяные	Осыпание щебенистого, дресвяного и песчаного материала со склонов и из откосов

поверхности резкие очертания исчезли, он стал плавнобугристым, «увалистым», вся поверхность задернована или даже заросла кустарником или древесной растительностью, следов трещин нет, источники в большинстве своем иссякли, состояние сооружений стабилизировалось, нарастание деформации прекратилось. Характерно, что центр тяжести у таких оползней занимает часто относительно самое низкое положение в рельефе склона и откоса, и это обстоятельство наряду с другими геологическими признаками указывает на полную устойчивость оползня.

У приостановившихся и остановившихся оползней, у которых причины, вызвавшие их движение, временно уравновешены факторами устойчивости или устранены, в пластике поверхности рельефа наблюдается начало или продолжение сглаживания резких неровностей так же, как и всех других внешних признаков изменения, что указывает на тенденцию к стабилизации процесса. Сдвижение горных пород замедляется или временно прекращается так же, как и нарастание деформаций сооружений. Однако анализ геологического строения таких оползней и условий, облегчающих нарушение их равновесия, позволяет оценивать только относительную или временную их устойчивость. Подобные оползни при значительном их размере всегда могут представлять большую угрозу.

Таковы примерные критерии для качественной характеристики и оценки устойчивости оползней, основанные на геологическом их описании. Этот метод оценки широко применяется при региональном изучении территорий, при выявлении опасных или сомнительных участков при предварительной оценке устойчивости существующих оползней. Основой его является инженерно-гео-

Дополнительные сведения для детализации характеристики и оценки явлений			Направление инженерных мероприятий
Причины нарушения равновесия масс горных пород на склонах и откосах	Состояние и динамика явлений (по И. В. Попову)	Размеры (объем), масштаб явлений	
Увеличение крутизны склонов и откосов при подрезке или подмыве, а также в связи с современными и новейшими тектоническими движениями Внешние воздействия — микросейсмические, сейсмические и др.			пород от выветривания Закрепление масс горных пород Обход и сдвижка сооружений от опасных участков Профилактические мероприятия

логическая съемка территорий, оползневых районов или участков, сопровождающаяся детальным описанием.

Эффективным при оценке устойчивости оползней является изучение динамики их развития, т. е. закономерностей изменения величины и скорости смещения оползня и обусловливающих это явление других геологических процессов. С этой целью на оползневом участке устанавливают сеть опорных реперов и ведут инструментальные наблюдения за их высотным и плановым положением, а также за всеми изменениями рельефа и растительного покрова на оползневом участке — появлением бугров, валов, уступов, трещин и их расширением, водопроявлениями, состоянием сооружений и др. В результате таких наблюдений складываются определенные представления о тенденции и активности развития процесса: прогрессирует, нарастает, затухает, приостанавливается, закончился и т. д. Стационарные наблюдения позволяют судить о скорости (табл. IX-9), равномерности и абсолютных и относительных масштабах смещений всего оползня или отдельных его частей.

Объясняя причины изменений процесса в зависимости от естественных (климатических, гидрологических, геологических и др.) и искусственных (подрезка, взрывные работы и др.) факторов и учитывая при этом размеры оползня (масштаб явления), можно составить заключение о его устойчивости и угрожаемости. Такие заключения необходимо иллюстрировать и подтверждать соответствующими графиками, отражающими закономерности развития процесса, и количественными характеристиками величины и скорости смещения реперов, расширения трещин, площади и объема оползня, нарастания деформаций сооружений и др. Например,

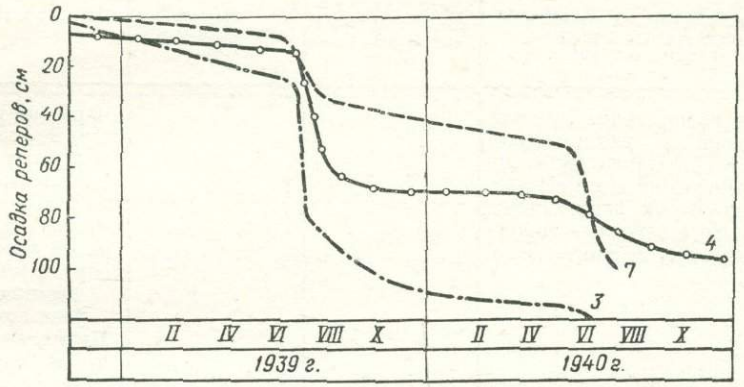


Рис. IX-24. Графики изменения высотного положения (осадка) опорных реперов на оползневом участке.

3, 4, 7 — номера реперов

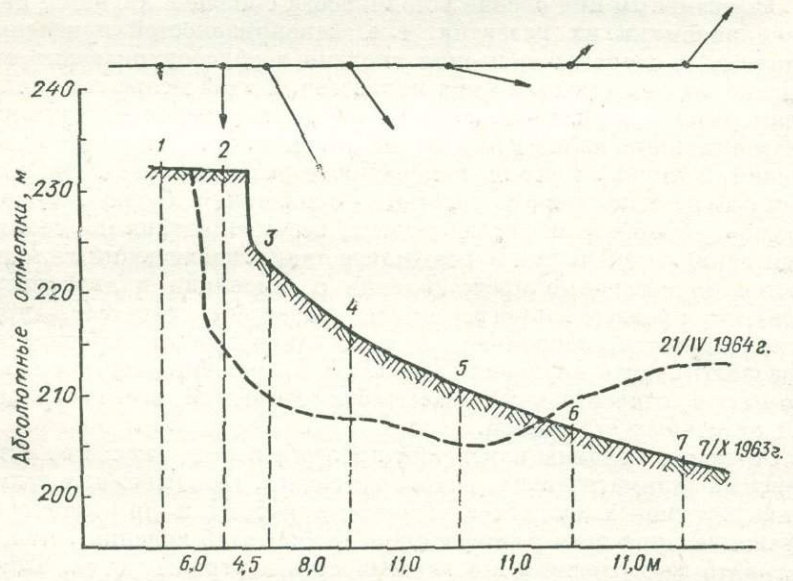


Рис. IX-25. Изменение профиля склона после значительной оползневой подвижки 20—21/IV 1964 г.

Таблица IX-9

КЛАССИФИКАЦИЯ ОПОЛЗНЕЙ ПО СКОРОСТИ ИХ СМЕЩЕНИЯ (ПО К. ШАРПУ И Э. ЭККЕЛЮ)

Скорость смещения оползня	Оценка движения
> 3 м/сек	Исключительно быстрое
3 м/сек—0,3 м/мин	Очень быстрое
0,3 м/мин—1,5 м/сутки	Быстрое
1,5 м/сутки—1,5 м/месяц	Умеренное
1,5 м/месяц—1,5 м/год	Медленное
1,5 м/год—0,06 м/год	Очень медленное
< 0,06 м/год	Исключительно медленное

из графиков на рис. IX-24, показывающих изменение высотного положения (осадка) опорных реперов на оползневом участке, видно, что подвижки оползневых масс резко возрастают в определенные периоды, совпадающие с периодами продолжительных дождей (обложных, моросящих). На рис. IX-25 видим изменение

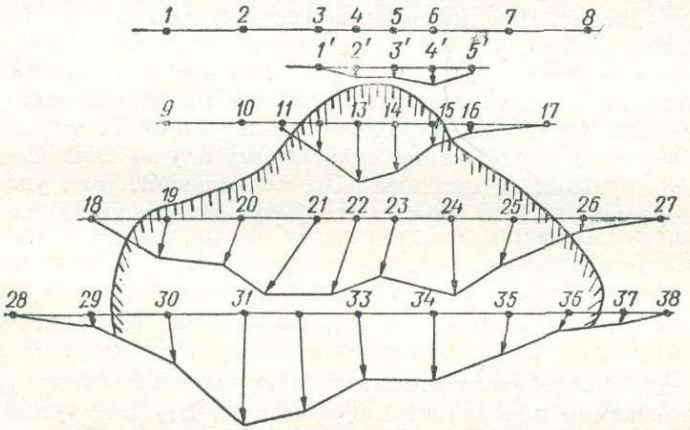


Рис. IX-26. План крупного оползневого участка.

профиля склона после значительной оползневой подвижки 20—21/IV. 64 г. Здесь длина и ориентировка векторов означают величину и направление смещения опорных реперов. На рис. IX-26 изображен план крупного оползневого участка. Длина и ориентировка векторов на этом плане показывают величину и направление смещения реперов, расположенных вдоль наблюдательных створов, за определенный период.

Для изучения механизма и закономерностей развития оползневого процесса много дают методы моделирования, т. е. испытание моделей оползней в лотках, центробежных установках и др.

Однако эти методы пока не получили широкого применения при изучении существующих оползней в связи с трудностями воссоздания их строения и действия различных усилий, определяющих их устойчивость. Опыт применения методов моделирования для оценки устойчивости склонов и откосов и прогноза возможности их деформаций указывает на их перспективность и для оценки устойчивости оползней. В этом плане перед исследователями оползневых явлений стоят большие и интересные задачи.

Окончательная оценка устойчивости оползней должна основываться на методах изучения состояния равновесия масс горных пород, их слагающих. Эти методы принято называть методами расчета устойчивости оползней. Они, как правило, применимы только на стадии детального изучения оползней и всегда в комплексе с методами, основанными на геологическом описании оползневых явлений, изучении и анализе динамики их развития. Вне связи с этими методами расчетные методы превращаются в систему формальных операций, не отражающих истинного (реального) состояния равновесия масс горных пород. На все это приходится обращать внимание, так как чисто формальный подход к изучению устойчивости оползней получил очень широкое распространение. В то же время нередко высказываются неверные соображения о том, что расчетные методы неприменимы к оценке устойчивости оползней, так как по расчету они часто должны быть устойчивыми, а фактически их подвижки продолжаются.

В основе расчетных методов оценки устойчивости оползней лежит изучение соотношения сдвигающих и удерживающих усилий, действующих на оползень. Это соотношение, как уже было отмечено выше, обычно выражают коэффициентом устойчивости η.

$$\eta = \frac{\sum_{\text{удерж}}}{\sum_{\text{сдвиг}}},$$

где $\Sigma_{\text{удерж}}$ — сумма сопротивлений сдвигу пород по существующей или намечаемой поверхности скольжения; $\Sigma_{\text{сдвиг}}$ — сумма сдвигающих усилий по этой же поверхности.

Следует заметить, что расчет устойчивости оползней в силу особой природы этих явлений в конечном итоге отличается от различных других расчетов, применяемых в строительной механике при конструировании зданий и сооружений. При расчете устойчивости оползней важно выявить относительное действие сил (игру сил), определяющих степень равновесия масс горных пород, тенденцию возможных опасных их подвижек. Точность этих расчетов определяется не столько значением величин, получаемых при этом, сколько учетом реальных геологических условий, влияющих на развитие оползневых явлений.

При применении расчетных методов используются следующие материалы.

1. Реальная расчетная схема, т. е. детальный геологический разрез по оси оползня или характерным его участкам. На этом разрезе должны быть показаны: строение (структура) оползня с установленными или предполагаемыми поверхностями и зонами скольжения (ослабления); условия залегания водоносных горизонтов и их уровни, а у напорных вод — пьезометрические поверхности. Геологический разрез необходимо составлять в нормальном масштабе или при малых отношениях горизонтального и вертикального масштабов. Рельеф поверхности на разрезе должен быть отражен во всех деталях и особенно в местах выходов поверхностей скольжения на дневную поверхность в вершине оползня и у его подошвы.

2. Обоснованные расчетные данные [10, 11], характеризующие плотность горных пород, слагающих оползень; сопротивление их сдвигу по установленным или предполагаемым поверхностям и зонам скольжения (ослабления); величину градиентов напора подземных вод и др.

3. Данные о характерных моментах динамики развития и режима существования оползня, во время которых складывается наиболее неблагоприятная ситуация для его устойчивости, например наивысшие уровни подземных вод, паводковые уровни воды в реке, интенсивный волноприбой на море или в водохранилище, интенсивное увлажнение горных пород в дождливое время, интенсивное внешнее воздействие транспорта и др.

4. Метод расчета, приемлемый для конкретных геологических условий рассматриваемого оползневого участка.

Из перечисленного следует, что применение расчетных методов оценки устойчивости оползней возможно действительно только на соответствующей стадии детального их изучения, когда подготовлены необходимые исходные данные. До этого момента возможны только предварительные прикидки с целью анализа явления, для уточнения методики изучения оползня, а не окончательные заключения о его угрожаемости.

Инженерно-геологическая оценка устойчивости оползней по своему существу всегда является интереснейшим научным исследованием, предусматривающим учет широкого круга естественных и искусственных факторов и сопутствующих явлений. Изучение соотношений действующих усилий, определяющих состояние равновесия оползня, предполагает возможность намечать, какие инженерные мероприятия следует применять, для того чтобы ослабить действие сдвигающих усилий и увеличить действие удерживающих усилий. В этом заключается большая результативность расчета устойчивости оползней.

Методы расчета устойчивости оползней. Существует достаточно много методов расчета устойчивости масс горных пород на склонах и в откосах и в том числе методов расчета устойчивости оползней. Когда ставится задача оценки устойчивости оползня, то имеется в виду реальный оползень той или

иной степени подвижности (см. табл. IX-3). Задачей такой оценки является определение степени устойчивости, степени угрожаемости оползневых подвижек для существующих сооружений и сохранности местности, а также установление направления противооползневых мероприятий для предупреждения опасного их действия. Когда же ставится задача оценить устойчивость склона или откоса, то в этом случае имеются в виду прогноз возможности образования оползней, обоснование крутизны заложения откосов и необходимость осуществления других мероприятий для обеспечения их устойчивости.

Следовательно, расчет и оценка устойчивости оползня и склона или откоса — это не одно и то же. Оползень уже имеет фактическую поверхность или поверхности скольжения. В пределах склона или откоса такие поверхности еще не образовались, но они могут возникнуть, когда касательные сдвигающие (скалывающие) усилия по отдельным площадкам в толще пород превысят силы сопротивления сдвигу, сольются и образуют некоторую поверхность скольжения, по которой начнется смещение масс горных пород.

Так как строение (структура) оползней, причины их возникновения и условия, способствующие их развитию, достаточно разнообразны, то и методы расчета их устойчивости применяются разные. Выбор метода расчета устойчивости оползня определяется: 1) строением (структурой) оползня, формой выявленной или намечаемой поверхности скольжения, т. е. установленной расчетной схемой (характерный детальный геологический разрез); 2) возможностью учета всех силовых воздействий на оползень, определяющих степень его устойчивости — состояние равновесия масс горных пород, слагающих оползень, постоянные или временные нагрузки, гидродинамическое давление, гидростатическое взвешивание, ускорение свободного падения при сейсмических колебаниях и др.; 3) удобством практического применения при минимальном числе вычислений, графических построений, возможности использования счетно-решающих устройств, таблиц, графиков и др.

Как показывает практика, для расчета устойчивости оползней наиболее часто применяют два основных метода: один для оползней, имеющих наклонную поверхность скольжения, и другой для оползней, имеющих вогнутую поверхность скольжения — условно круглоцилиндрическую.

Метод расчета устойчивости оползней, имеющих наклонную поверхность скольжения. Этот метод применим для оползней консеквентной структуры, для которых характерна плоская, плоско-ступенчатая или волнистая наклонная поверхность скольжения. Примерная расчетная схема таких оползней показана на рис. IX-27, *а*. Условия равновесия оползня по плоскости скольжения *I—I* будут определяться уравнением

$$T = N \operatorname{tg} \varphi + CL,$$

где T — составляющая силы тяжести (общего веса пород (P), слагающих оползень), стремящаяся сдвинуть оползень, $T = P \sin \alpha$, тс; N — составляющая силы тяжести, стремящаяся удержать оползень в равновесии, $N = P \cos \alpha$, тс; $\operatorname{tg} \varphi = f$ — расчетный коэффициент внутреннего трения пород, образующих поверхность скольжения или из зоны, прилегающей к этой поверхности; C — расчетное сцепление пород, образующих поверхность скольжения или слагающих зону, прилегающую к этой поверхности, тс/м^2; L — длина поверхности скольжения $I—I$, м; α — угол наклона поверхности скольжения.

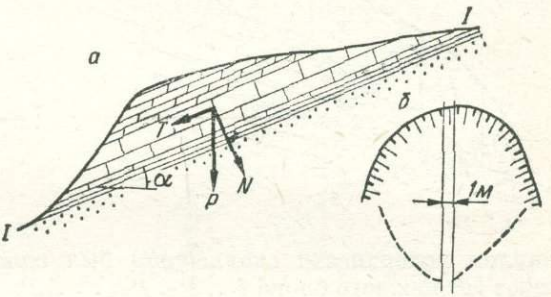


Рис. IX-27. Примерная расчетная схема оползня с наклонной плоской поверхностью скольжения.
а — расчетный геологический разрез; *б* — план оползневого участка.

Расчет обычно ведут не для всего объема оползня, а для массива пород, шириной 1 м, выделяемого по линии расчетного геологического разреза (см. рис. IX-27, *б*). Определив по геологическому разрезу площадь S (м^2) и соответственно объем V (м^3) выделенного массива, определяют его вес

$$P = V\gamma,$$

где V — объем выделенного массива, $V = S\ 1$ м^3; γ — расчетная плотность горных пород, слагающих оползень, тс/м^3.

Затем определяют величины составляющих сил T и N и составляют уравнение равновесия, а также определяют коэффициент устойчивости оползня

$$\eta = \frac{N \operatorname{tg} \varphi + CL}{T}.$$

Если оползень находится в предельном равновесии, коэффициент устойчивости должен быть равным единице. Если удерживающие силы превалируют над сдвигающими, оползень имеет запас устойчивости, коэффициент η в этом случае больше единицы.

Расчет устойчивости оползня усложняется, если поверхность скольжения имеет неоднородный наклон, т. е. плоско-ступенчатую форму. Такая форма поверхности скольжения возникает в тех случаях, когда она частично проходит по напластованию слоев, а частично по поверхностям трещин. В скальных и некоторых полускальных породах поверхность скольжения обычно полностью проходит по поверхностям трещин, отделяющих объем оползня

от коренного склона или откоса. Примерная расчетная схема таких оползней показана на рис. IX-28.

При неоднородном наклоне поверхности скольжения $I—I$ оползневый массив на геологическом разрезе разбивают на блоки 1, 2, 3, . . ., i с таким расчетом, чтобы в пределах каждого блока

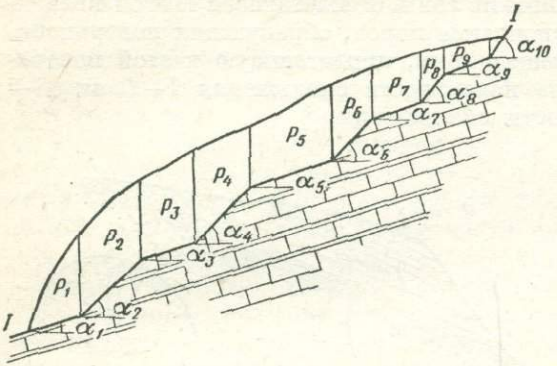


Рис. IX-28. Примерная расчетная схема оползня, имеющего неоднородную (плоско-ступенчатую) наклонную поверхность скольжения.

наклон поверхности скольжения был однороден. Затем определяют вес каждого блока P_1, P_2, P_3, . . ., P_i, после чего определяют величину каждой составляющей:

$$N = f(P_1 \cos\alpha_1 + P_2 \cos\alpha_2 + P_3 \cos\alpha_3 + \ldots + P_i \cos\alpha_i);$$

$$T = P_1 \sin\alpha_1 + P_2 \sin\alpha_2 + P_3 \sin\alpha_3 + \ldots + P_i \sin\alpha_i,$$

откуда коэффициент устойчивости оползня

$$\eta = \frac{\sum fN_i + CL}{\sum T_i}.$$

Если нижняя часть оползня затоплена, например водами реки, водохранилища и т. д., и испытывает гидростатическое взвешивание, то при определении веса соответствующих блоков пород, находящихся под водой, надо брать не γ, а γ', так как плотность пород под водой равна $\gamma' = (\gamma_y - 1)(1 - n)$. Как следует из рис. IX-29, вес (тс) первого и второго блоков будет равен:

$$P_1 = V_1\gamma + V_1'\gamma',$$

$$P_2 = V_2\gamma + V_2'\gamma'.$$

Если оползень испытывает действие гидродинамического давления от фильтрационного потока (рис. IX-30), устойчивость его снижается. Как показано выше, суммарная составляющая силы тяжести увеличивается на величину гидродинамического давления. Согласно теоретическим основам механики горных пород (Н. Н. Маслов, 1955 г., Н. А. Цытович, 1963 г.; И. В. Федоров, 1962 г.; Г. Л. Фисенко, 1965 г.) фильтрационные силы

в этом случае распределяются перпендикулярно к поверхности скольжения в пределах каждого расчетного блока и соответственно уменьшают нормальное давление. Поэтому в уравнении, определяющем коэффициент устойчивости оползня, нормальная составляющая записывается с учетом величины гидродинамических сил, которая равна

$$D_{гд} = \gamma_в h_i \omega_i = \gamma_в (H_i - Y_i) \frac{a_i}{\cos \alpha_i},$$

где $\gamma_в$ — плотность воды; h_i — действующий напор в пределах расчетного блока, равный $H_i - Y_i$; ω_i — площадь основания расчетного блока, равная $a_i/\cos \alpha_i$; H_i — средний напор в пределах

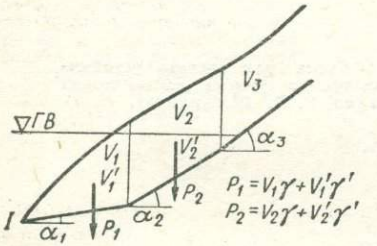


Рис. IX-29. Схема определения веса блоков пород, слагающих оползень, нижняя часть которого затоплена.

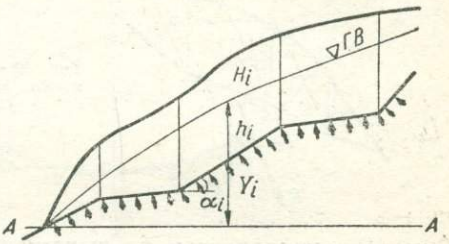


Рис. IX-30. Схема для расчета величины гидродинамических сил, действующих на оползень (по Г. Л. Фисенко).

расчетного блока, отсчитанный от произвольной горизонтальной прямой $A—A$ (см. рис. IX-30); Y_i — средняя ордината кривой скольжения в пределах расчетного блока, отсчитанная также от линии $A—A$; a_i — ширина блока, м; α_i — угол наклона касательной к поверхности скольжения в середине основания расчетного блока.

Отсюда коэффициент устойчивости оползня с учетом действия гидродинамического давления

$$\eta = \frac{\sum f (N_i - D_{гд\,i}) + CL}{\sum T_i}.$$

Из рис. IX-30 следует, что на расчетной схеме в рассматриваемом случае должно быть показано положение поверхности депрессионной кривой.

Второй путь учета гидродинамического давления сводится к уменьшению угла внутреннего трения пород, и в расчете принимается значение фиктивного угла внутреннего трения $\varphi_ф$ (Н. Н. Маслов, 1955 г.). Этот угол определяют из уравнения

$$\varphi_ф = \beta\varphi,$$

где $\beta = \gamma'/\gamma$; γ' — плотность горных пород под водой (облегченная весом вытесненного объема воды); γ — плотность породы

естественной влажности, залегающей выше уровня воды; φ — угол внутреннего трения пород.

В сейсмических районах расчет устойчивости оползня должен производиться с учетом сейсмичности. При этом действие сейсмических сил обычно принимают направленным в одном, наиболее неблагоприятном направлении, как показано на рис. IX-31 (Г. М. Шахунянц, 1953, 1961 гг.). В этом случае равнодействующая P силы тяжести P_g и сейсмической силы P_s будет равна

$$P = \sqrt{P_g^2 + P_s^2}.$$

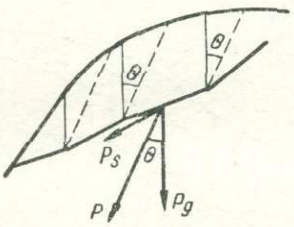


Рис. IX-31. Схема для расчета устойчивости оползня с учетом сейсмических сил (по Г. М. Шахунянцу).

Сила P_s определяется из выражения

$$P_s = ma = K_c P_g,$$

где m — масса, на которую действует ускорение сейсмической волны; a — величина сейсмического ускорения; K_c — коэффициент сейсмичности; P_g — сила тяжести (гравитационная сила), откуда

$$P = P_g \sqrt{1 + K_c^2}.$$

Угол θ наклона силы P к вертикали определяется из выражения

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{P_s}{P_g}.$$

Дальнейший расчет устойчивости оползня в сейсмическом районе не отличается от способа, изложенного выше, лишь вместо силы тяжести P_g принимают равнодействующую силу P. При разбивке оползневого массива на блоки линии, их разделяющие, проводят не вертикально, а наклонно к вертикали под углом θ (см. рис. IX-31).

Метод расчета устойчивости оползней, имеющих вогнутую условно круглоцилиндрическую поверхность скольжения. Этот метод применим для оползней асеквентной и отчасти инсеквентной структуры, у которых поверхность скольжения обычно имеет вогнутую, плавновогнутую, условно круглоцилиндрическую форму. Выше, при описании структуры (строения) оползней, было отмечено, что положение поверхности скольжения у асеквентных и отчасти инсеквентных оползней определенно

фиксируется только у их вершин по главному уступу или по трещинам (заколам) на склоне или откосе, а также более или менее определенно у их подошвы. Между этими двумя точками она чаще намечается методом интерполяции радиусом произвольной длины. Поэтому, для того чтобы получить наиболее достоверное состояние равновесия оползня, намечают несколько поверхностей скольжения радиусами разной длины в направлении от главного уступа или отдельных заколов к подошве. По каждой из намеченных по-

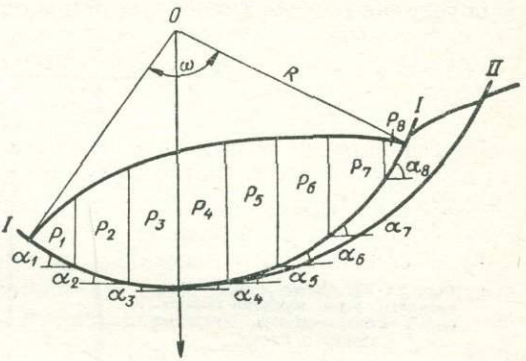


Рис. IX-32. Примерная расчетная схема оползня с вогнутой условно круглоцилиндрической поверхностью скольжения.
I—I, I—II — поверхности скольжения.

верхностей скольжения проверяют устойчивость оползня. За наиболее вероятную поверхность скольжения принимают ту, по которой коэффициент устойчивости будет иметь наименьшую величину. Примерная расчетная схема таких оползней показана на рис. IX-32.

Расчет в этом случае, как и в других, ведут для массива шириной 1 м, выделенного по геологическому разрезу. Так как поверхность скольжения *I—I* (как и *I—II*, *I—III* и др.) на разных участках имеет разный угол наклона, оползневый массив на геологическом разрезе разбивают на блоки 1, 2, 3, . . ., *i* с таким расчетом, чтобы их ширина была равна примерно 0,1 радиуса кривой скольжения *R*. Как установлено, при такой ширине блоков расчет имеет вполне достаточную точность. Определяют площадь *S*, объем *V* и вес *P* каждого блока способом, описанным выше. Из центра тяжести каждого блока (рис. IX-33) на поверхность скольжения опускают перпендикуляр и к точке пересечения проводят касательную, угол наклона которой характеризует средний угол наклона поверхности скольжения в пределах каждого блока. Этот угол можно определять также из выражения

$$\sin\alpha = \frac{x}{R},$$

где *R* — радиус кривой скольжения; *x* — расстояние от точки пересечения перпендикуляра с кривой скольжения (проекция центра тяжести на кривую скольжения) до вертикального радиуса. Определяют длину *L* кривой скольжения *I—I* и значения

составляющих силы тяжести для каждого блока — N_1, N_2, N_3, . . ., N_i и T_1, T_2, T_3, . . ., T_i. Длину кривой скольжения можно определять также из выражения

$$L = \frac{\pi}{180} R\omega,$$

где ω — центральный угол (см. рис. IX-32).

Затем составляют уравнение равновесия оползневого массива и определяют коэффициент устойчивости

$$\eta = \frac{\sum f N_i + CL}{\sum T_i}.$$

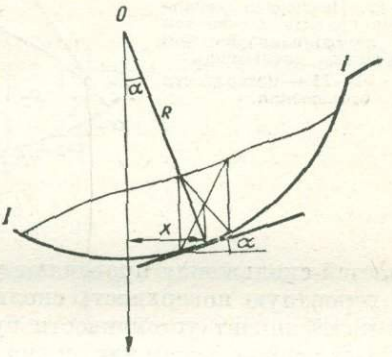


Рис. IX-33. Схема определения среднего угла наклона поверхности скольжения в пределах каждого блока.

Как следует из рис. IX-32, поверхность скольжения в пределах блоков 1, 2 и 3 наклонена в глубь склона, следовательно, эти блоки будут препятствовать смещению (оползанию) остальной части оползня. Поэтому при составлении уравнения равновесия силы N_1, N_2, N_3, T_1, T_2, T_3 приводят со знаком минус, а при вычислении суммы сил, т. е. $\sum N_i$ и $\sum T_i$, применяют метод алгебраического сложения сил, действующих по поверхности скольжения. Расчет производят для каждой из намеченных поверхностей скольжения, из которых устанавливают наиболее вероятную. При расчете оползней, имеющих вогнутую поверхность скольжения, действие гидростатического взвешивания, гидродинамического давления и сейсмического ускорения учитывают тем же способом, что и при расчете оползней с наклонной поверхностью скольжения.

Прогноз оползневых явлений. При оценке устойчивости естественных склонов, а также существующих и проектируемых откосов появляется необходимость составлять прогноз возможности образования оползней. Такая задача может возникнуть, например, при расположении сооружений на склонах, подлежащих подрезке откосами выемок и полувыемок, карьерами, каналами, при подтоплении склонов или откосов водами водохранилищ и последующей их сработке и во многих других

случаях. При проектировании откосов бортов и уступов карьеров, выемок и полувыемок дорог и различных котлованов, откосов насыпей, дамб, плотин и других сооружений возникает необходимость в определении наиболее рациональной крутизны откосов этих сооружений для обеспечения их устойчивости и безопасности эксплуатации.

Следовательно, во всех перечисленных случаях оползней еще нет, но они могут образоваться в результате выполнения каких-либо работ, если неполно учтены природные и искусственные, созданные человеком, условия. Зная законы и закономерности развития оползневых процессов и явлений, можно предвидеть (прогнозировать) их образование и тем самым предупреждать возможные аварии и катастрофы.

Прогноз оползневых явлений в зависимости от стадии инженерно-геологических исследований может быть качественным и количественным. Качественная оценка устойчивости склонов, как и существующих оползней, основывается на изучении, описании и анализе инженерно-геологических условий склонов: их крутизны и высоты, особенностей рельефа, условий залегания горных пород, их состава, физического состояния, свойств и обводненности, сопутствующих геологических процессов и явлений и т. д. Все это обычно позволяет составить ту или иную оценку устойчивости склона в описательной форме, например, сказать, что образование оползня неизбежно, возможно, сомнительно или, наоборот, что нет оснований ожидать развития оползневых явлений. Составлению такой оценки особенно помогает метод аналогий — геологического подобия, когда в рассматриваемом районе находят подобные по инженерно-геологическим условиям склоны, в пределах которых уже появились оползневые подвижки или, наоборот, несмотря на осуществление инженерных строительных мероприятий, склон сохраняет достаточную устойчивость.

Качественная оценка устойчивости склонов и откосов всегда необходима, но особенно при предварительных и региональных исследованиях. Она влияет на районирование территорий и планирование размещения сооружений, ориентирует на необходимость более детальных исследований отдельных участков и более осторожное решение инженерных задач при проектировании и строительстве сооружений. Однако естественно, что качественная оценка обычно не дает достаточных материалов для проектирования сооружений. Поэтому логическим продолжением описательной оценки устойчивости склонов и откосов является применение количественных методов — моделирования и расчетов.

Методы моделирования (построение моделей в лотках, на специальных стендах из эквивалентных материалов, оптические модели, испытание моделей на центробежных установках и др.) позволяют воссоздать модель склона или откоса и при соблюдении определенных правил исследовать распределение напряжений и развитие деформаций в пределах склона или откоса при тех или

иных силовых воздействиях или изменении условий их существования. Таким образом, наглядно выявляется физика процессов и становится возможным обоснование оценки устойчивости склонов и откосов. Методы моделирования значительно шире применяются для оценки устойчивости склонов и откосов, чем для оценки устойчивости оползней, и достаточно полно освещены в специальной литературе.

Основными количественными методами оценки устойчивости склонов и откосов и соответственно прогноза оползневых явлений являются расчетные. Эти методы принято называть методами расчета устойчивости склонов и откосов. В настоящее время предложено несколько групп таких методов. В основе большинства из них лежит теория предельного равновесия однородной, изотропной или так называемой сыпучей среды. Одни из них считаются методами математически наиболее строго обоснованными, другие приближенными инженерными, позволяющими решать практические задачи устойчивости склонов и откосов с точностью, вполне достаточной для практических целей.

В теории предельного равновесия сыпучей среды решаются две задачи: 1) когда условие предельного равновесия удовлетворяется в каждой точке некоторой области сыпучей среды и 2) когда условие предельного равновесия удовлетворяется не во всех точках некоторой области сыпучей среды, а лишь по ее внутренней границе. Один из крупнейших специалистов в области механики горных пород — проф. С. С. Глушкевич (1948 г.) — отмечает, что «случай, когда сыпучая среда находится в предельном напряженном состоянии во всех точках, следует рассматривать как иногда возможный, частный и притом крайний случай предельного равновесия. Поэтому состояние предельного равновесия массива сыпучей среды лучше определять как состояние, при котором его внутренняя граница является поверхностью скольжения».

Описание методов, которые основываются на строгих решениях теории предельного равновесия, приведено в работах по механике горных пород и грунтов В. В. Соколовского, С. С. Глушкевича, Н. А. Цытовича, Н. Н. Маслова, Г. Л. Фисенко и др. Эти методы сложны и трудоемки, поэтому в производственной практике используются редко, главным образом для проверки, сравнения результатов, получаемых другими (приближенными) методами. Это методы-эталоны.

Приближенные методы основаны на расчетах предельного равновесия масс горных пород на склонах и в откосах по поверхностям скольжения, устанавливаемым путем последовательного приближения. Такие расчеты включают в себя: 1) оценку устойчивости склонов и откосов, сложенных неоднородными породами, и 2) оценку устойчивости склонов и откосов, сложенных однородными породами. Из этой группы методов большей известностью пользуются методы, предложенные В. Феллениусом, К. Терцаги, Л. Н. Бернацким, Д. Тейлором, О. Фрелихом, Р. Р. Чу-

гаевым, М. Н. Гольдштейном, Г. М. Шахунянцем, Н. Н. Масловым и Г. Л. Фисенко.

Метод расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных неоднородными горными породами. Этот метод применим для склонов и откосов, в геологическом строении которых имеются явные границы раздела в напластовании горных пород, ориентированные неблагоприятно, т. е. наклоненные к основанию склона или образованные наклонными трещинами. Например, при залегании делювиальных отложений на поверхности коренных пород, делювиально-элювиальных образований на поверхности менее выветрелых пород, оттаявших пород на поверхности мерзлых, одной толщи коренных пород на поверхности напластования другой, массы горных пород на наклонной поверхности трещины и т. д. Такие границы раздела еще не являются поверхностями скольжения, но могут ими стать и вероятнее всего те, по которым коэффициент устойчивости масс горных пород будет иметь минимальное значение — меньше единицы. Поэтому устойчивость склонов и откосов в таких случаях проверяют по нескольким возможным поверхностям, выявляя наиболее вероятную. Этот метод иногда называют расчетом устойчивости прислоненного откоса.

Расчетная схема склона или откоса при использовании этого метода аналогична схеме расчета устойчивости оползня, имеющего наклонную поверхность скольжения (см. рис. IX-27) с тем отличием, что на расчетном геологическом разрезе намечают не выявленную, а возможную или возможные поверхности скольжения. В остальном весь расчет устойчивости склона или откоса производят так же, как и при расчете устойчивости оползня. Для этого подготавливают: 1) обоснованную расчетную схему — детальный геологический разрез; 2) обоснованные расчетные данные (γ, f, φ, C); 3) обоснование момента, для которого производится расчет, т. е. наиболее неблагоприятное сочетание силовых воздействий.

Метод расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных однородными горными породами. В однородных изотропных породах, не имеющих каких-либо видимых границ разделов, ориентированных наклонно к основанию склона или откоса, поверхность скольжения обычно имеет вогнутую, условно круглоцилиндрическую форму. Поэтому расчет устойчивости в таких случаях обычно называют методом расчета по круглоцилиндрической поверхности скольжения. Наиболее вероятными местами выхода этой поверхности скольжения на поверхность земли обычно являются бровка склона или откоса или часть их, приближающаяся к бровке, и их основания.

При расчете устойчивости таких склонов и откосов на геологическом разрезе радиусом произвольной длины намечают несколько поверхностей скольжения и по каждой из них проверяют устойчивость масс горных пород, ограниченных поверхностями

скольжения и рельефа склона (рис. IX-34). Склон или откос можно считать устойчивым, если по каждой намеченной поверхности скольжения коэффициент устойчивости будет больше единицы. На рис. IX-35 показаны результаты проверки устойчивости железнодорожной насыпи высотой 14 м, отсыпанной из суглинков. Из этих результатов видно, что при расчетных схемах $IV—V$, т. е. по поверхностям скольжения $I—IV$ и $I—V$, коэффициент устойчивости меньше единицы. Следовательно, откос неустойчив, возможно оползание пород. На рис. IX-36 показан рабочий борт бокситового карьера высотой 42 м. Проверка устойчивости этого борта в целом, как и отдельных уступов, по трем предполагаемым поверхностям скольжения показала достаточную его устойчивость.

Сущность расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных однородными породами, состоит в следующем. Предполагается, что оползание пород может произойти по одной из намеченных поверхностей, например $I—I$ (см. рис. IX-34). Предельное равновесие масс горных пород по этой поверхности определяется равенством моментов действующих сил относительно центра вращения O, т. е.

$$M_{уд} = M_{вр}.$$

Соответственно коэффициент устойчивости откоса в этом случае должен быть равен единице:

$$\eta = \frac{M_{уд}}{M_{вр}} = 1.$$

Момент сил вращения, т. е. момент силы тяжести, равен произведению составляющей силы тяжести T на плечо, равное радиусу R. Так как угол наклона поверхности скольжения в разных ее точках неодинаков, соответственно и составляющая силы тяжести в этих точках изменяется. Поэтому момент сил вращения определяется как произведение суммы составляющих силы тяжести на радиус R:

$$M_{вр} = \sum T_i R.$$

Момент удерживающих сил равен произведению суммы сил сопротивления сдвигу на плечо (радиус R):

$$M_{уд} = \sum N_i f R + CLR,$$

откуда при предельном равновесии коэффициент устойчивости откоса

$$\eta = \frac{\sum N_i f R + CLR}{\sum T_i R} = 1.$$

Сокращая на R, получаем

$$\eta = \frac{\sum N_i f + CL}{\sum T_i} = 1.$$

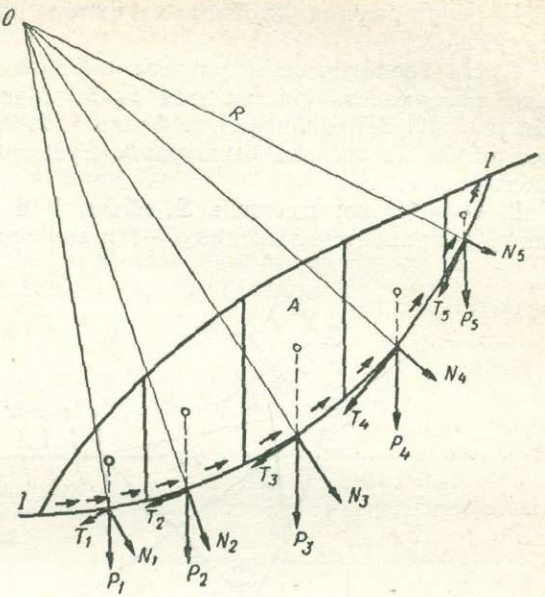


Рис. IX-34. Схема расчета устойчивости склона и откоса, сложенных однородными породами.

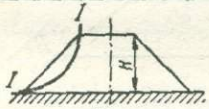
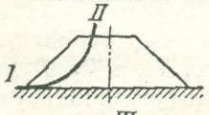
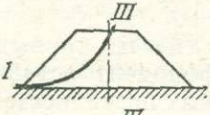
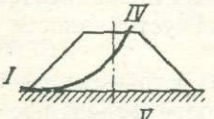
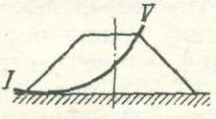
Номер схемы	Расчетная схема	Коэффициент устойчивости η
I		1,27
II		1,19
III		1,11
IV		0,97
V		0,88

Рис. IX-35. Результаты проверки устойчивости откоса железнодорожной насыпи.

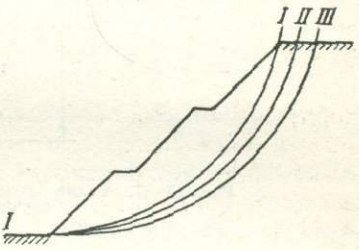


Рис. IX-36. Схема расчета устойчивости откоса рабочего борта карьера.

Порядок расчета устойчивости склона или откоса в этом случае следующий.

1. На геологическом разрезе произвольным радиусом намечают поверхность скольжения $I—I$. Массив горных пород A (см. рис. IX-34) разбивают на блоки 1, 2, 3, . . ., i с таким расчетом, чтобы их ширина была равна примерно 0,1 радиуса кривой скольжения.

2. Определяют площадь S, объем V и вес P каждого блока, длину L кривой скольжения $I—I$ и значение составляющих силы

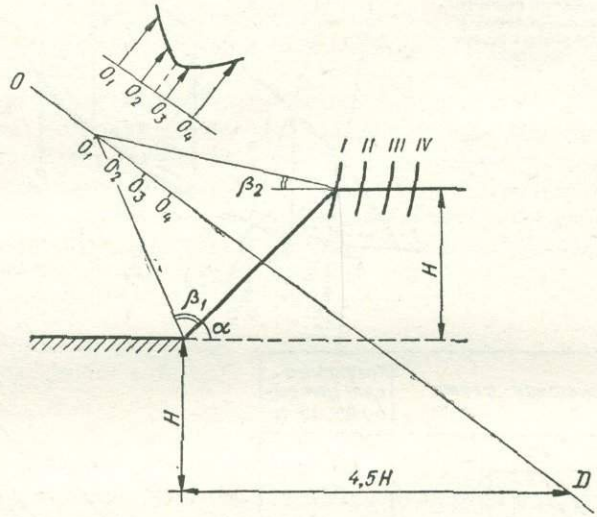


Рис. IX-37. Схема установления наиболее вероятной поверхности скольжения.

тяжести для каждого блока $N_1, N_2, N_3, \ldots, N_i$, и $T_1, T_2, T_3, \ldots, T_i$ таким же способом, как и при расчете устойчивости оползней (см. выше).

3. *Составляют уравнение равновесия массы горных пород* по поверхности $I—I$ и определяют коэффициент устойчивости. Расчет производят для каждой из намеченных поверхностей скольжения, после чего делают заключение об устойчивости склона или откоса.

Как показывают обобщения расчетов устойчивости склонов и откосов (В. Феллениус, 1933 г.), наиболее вероятные центры поверхности кривой скольжения (вращения) можно определять графо-аналитическим методом. Оказывается, такие центры располагаются обычно на прямой OD (рис. IX-37), положение которой определяется следующим образом. Точка O лежит на пересечении прямых, образующих дополнительные углы β_1 и β_2, величину которых определяют по специальной номограмме или таблице (табл. IX-10) в зависимости от величины угла α, т. е.

величины наклона, или заложения, склона. Для определения угла α склон спрямляют, т. е. проводят прямую, соответствующую средней крутизне поверхности склона. Положение точки D также определяют графически, как показано на рис. IX-37, где H — высота склона или откоса. На линии OD намечают ряд (3—5) центров возможных кривых скольжения O_1, O_2, O_3, O_4, располагая их на равном расстоянии друг от друга. Из этих центров радиусом соответствующей длины проводят кривые скольжения и по каждой из них проверяют устойчивость склона или откоса способом, описанным выше. Таким образом получают значения коэффициента устойчивости η_1, η_2, η_3, η_4 и др.

Таблица IX-10

ДАННЫЕ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ ЦЕНТРА НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНОЙ ПОВЕРХНОСТИ СКОЛЬЖЕНИЯ ГРАФО-АНАЛИТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Заложение склона или откоса	Угол наклона склона или откоса α	Дополнительные углы	
		β_1	β_2
1 : 1	45° 00′	28°	37°
1 : 1,5	33 41	26	35
1 : 2	26 41	25	35
1 : 3	18 25	25	35
1 : 5	11 19	28	37

Для установления центра наиболее вероятной кривой скольжения к линии OD в точках O_1, O_2, O_3, O_4 восстанавливают перпендикуляры, на которых в масштабе откладывают отрезки, равные величинам коэффициентов устойчивости η_1, η_2, η_3, η_4. Концы этих отрезков соединяют плавной кривой. Точка наименьшего значения коэффициента устойчивости на этой кривой и будет соответствовать центру наиболее вероятной и опасной кривой скольжения. Из этого центра проводят кривую скольжения и повторяют расчет.

Метод расчета устойчивости склонов и откосов ВНИМИ. Этот метод разработан Г. Л. Фисенко (1965 г.) во Всесоюзном научно-исследовательском институте горной механики и маркшейдерского дела и относится к числу сравнительно новых инженерных методов. Его основой является определенный порядок построения наиболее вероятной поверхности скольжения, при определении формы и расположения которой учитываются следующие основные положения теории предельного равновесия сыпучей среды.

1. Нарушение устойчивости склона или откоса происходит в виде оползания части слагающих их горных пород по поверхности

скольжения, имеющей в однородных породах форму, близкую к круглоцилиндрической.

2. Элементарные площадки скольжения в однородных горных породах могут возникать начиная лишь с глубины, где напряжения будут не менее

$$\sigma_1 = 2\,\mathrm{ctg}\left(45° - \frac{\varphi}{2}\right).$$

Эти площадки располагаются под углом (45° — φ/2) к направлению *наибольшего главного напряжения.*

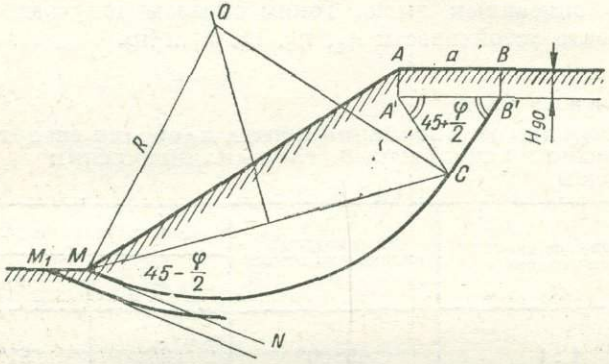


Рис. IX-38. Построение поверхности скольжения в однородных породах по методу ВНИМИ.

3. Вдали от бровки склона или откоса ось главных напряжений совпадает с вертикалью, при приближении к их поверхности изменяет наклон в сторону склона (откоса), а на плоских и вогнутых поверхностях склонов и откосов совпадает с ними.

4. С изменением направления главных напряжений изменяется и наклон площадок скольжения от угла (45° — φ/2) к вертикали в некотором удалении от откоса до угла (45° — φ/2) к поверхности откоса при его пересечении.

5. В однородных горных породах площадки скольжения возникают на глубине

$$H_{90} = \frac{\sigma_1}{\gamma} = \frac{2C}{\gamma} \cdot \mathrm{ctg}\left(45° - \frac{\varphi}{2}\right).$$

Величина H_{90} соответствует максимально возможной высоте вертикального откоса.

На основе этих положений намечается следующий порядок изучения расположения поверхности скольжения в однородных породах по методу ВНИМИ.

1. Определяют возможную ширину призмы оползания a (*рис.* IX-38) по формуле

$$AB = a = \frac{2H\left[1 + \mathrm{ctg}\,\alpha \cdot \mathrm{tg}\left(\frac{\alpha+\varphi}{2}\right)\right] - 2H_{90}}{\mathrm{ctg}\left(45° - \frac{\varphi}{2}\right) + \mathrm{tg}\left(\frac{\alpha+\varphi}{2}\right)},$$

где H — высота склона или откоса; α — угол наклона склона или откоса; φ — угол внутреннего трения горных пород.

Ширину призмы обрушения можно определить также по графику зависимости между высотой откоса и шириной призмы обрушения (рис. IX-39). На этом графике по оси абсцисс отложена условная величина ширины призмы обрушения $a' = a/H_{90}$,

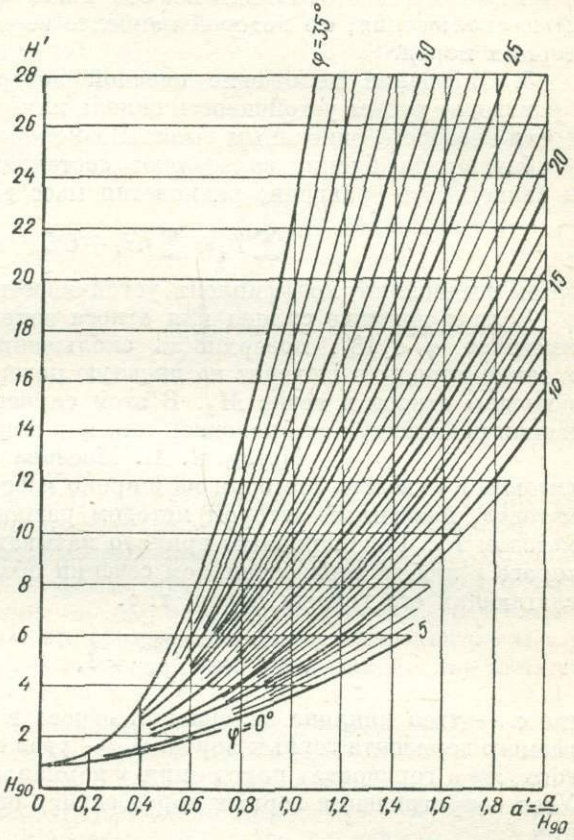


Рис. IX-39. График зависимости между высотой откоса и шириной призмы обрушения.

а по оси ординат — условная высота откоса $H' = H/H_{90}$. Графиком пользуются следующим образом. По расчетным показателям физико-механических свойств горных пород определяют H_{90} и затем условную высоту откоса H'. Определяют точку пересечения ординаты, равной H', с кривой на графике, соответствующей расчетному значению φ, и на оси абсцисс находят условную ширину призмы обрушения a', откуда $a = a'H_{90}$.

2. От бровки склона или откоса откладывают ширину призмы обрушения $a = AB$.

3. Из точек A и B по вертикали откладывают величину H_{90} и из точек A' и B' проводят линии под углом $(45° + \varphi/2)$

к горизонту. Из полученной при пересечении этих линий точки C восстанавливают перпендикуляр к направлению $B'C$ до взаимного пересечения в точке O с перпендикуляром, восстанавливаемым из точки M к направлению MN, составляющему с откосом угол $(45° - \varphi/2)$.

4. Радиусом OC, равным OM, проводят дугу окружности MC с центром в точке O. Линия $BB'CM$ является искомой поверхностью скольжения, по которой наиболее вероятно оползание масс горных пород.

5. Определив положение опасной поверхности скольжения, производят расчет устойчивости склона или откоса по этой поверхности способом, описанным выше. Возможный оползневый массив разбивают на блоки, определяют составляющие силы тяжести и записывают уравнение равновесия масс горных пород:

$$\sum T_i = \sum fN_i + CL,$$

затем вычисляют коэффициент устойчивости.

Если в подошве склона или откоса залегают слабые породы, имеющие $\varphi < 13°$, поверхность скольжения обычно врезается в такие породы и выходит на дневную поверхность за пределами подошвы откоса в точке M_1. В этом случае поверхность скольжения рекомендуется проводить так, как показано на рис. IX-38.

Метод Н. Н. Маслова оценки устойчивости склонов и откосов. Это один из широко известных приближенных методов, названный автором методом равнопрочного откоса или методом $F_р$. Равнопрочным принято называть такой откос, у которого в любом горизонтальном сечении обеспечена устойчивость слагающих его горных пород, т. е.

$$\eta = \frac{\operatorname{tg} \psi_\sigma}{\operatorname{tg} \alpha} = 1,$$

где α — угол наклона склона или откоса в пределах рассматриваемого горизонта горных пород; ψ_σ — угол сопротивления сдвигу того же горизонта пород при нормальном напряжении σ. Угол сопротивления горных пород сдвигу определяют из уравнения

$$F_\sigma = \operatorname{tg} \psi_\sigma = \frac{\tau}{\sigma} = \operatorname{tg} \varphi + \frac{C}{\sigma},$$

где $F_\sigma = \operatorname{tg} \psi_\sigma$ — коэффициент сдвига горных пород при нормальном напряжении σ. Н. Н. Маслов коэффициент сдвига обозначает через $F_р$; τ — сдвигающее усилие; σ — нормальное уплотняющее напряжение; C — общее сцепление.

В склоне или откосе, где действуют напряжения от собственного веса горных пород, коэффициент сдвига на любой глубине Z_i равен

$$F_\sigma = \operatorname{tg} \varphi + \frac{C}{\gamma_{ср} Z},$$

где $\gamma_{ср}$ — средняя плотность горных пород от поверхности земли до глубины Z.

Для равнопрочного откоса при предельном равновесии на каждом горизонте Z_i угол наклона откоса в пределах этого горизонта α_i численно должен быть равен углу сопротивления сдвигу ψ_σ пород рассматриваемого горизонта.

Таким образом, зная угол сопротивления сдвигу горных пород каждого горизонта, слагающих склон или откос, и учитывая распределение напряжений от собственного веса пород, можно наметить очертание устойчивого склона или откоса. На рис. IX-40

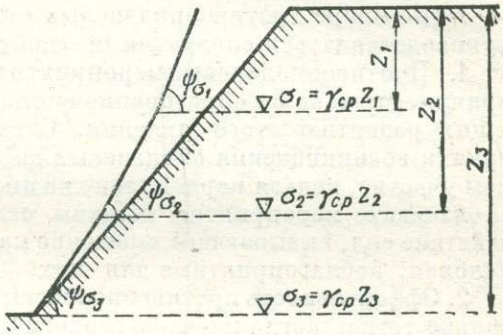


Рис. IX-40. Схема оценки устойчивости склона и откоса по методу Н. Н. Маслова.

видно, что в геологическом разрезе склона выделены 3 слоя с соответствующими характеристиками γ, φ и C. С учетом нормального уплотняющего давления от собственного веса пород σ_1, σ_2 и σ_3 определены значения коэффициентов сдвига F_{σ_1}, F_{σ_2} и F_{σ_3} и углы сдвига для каждого слоя ψ_{σ_1}, ψ_{σ_2} и ψ_{σ_3}. По значениям углов сдвига пород намечено очертание устойчивого откоса. Так как реальный склон положе предельно устойчивого (расположен правее), то он устойчив.

Противооползневые мероприятия. Как известно, оползни бывают современные разной степени подвижности и древние (см. табл. IX-3). Их устойчивость может наступить самопроизвольно, естественноисторическим путем, когда действие причин, вызывающих нарушение равновесия масс горных пород, исчерпано, или она может быть достигнута искусственно после осуществления противооползневых мероприятий. На современных, особенно действующих или приостановившихся, оползнях ждать их самопроизвольной стабилизации не приходится, так как оползневый геологический процесс протекает обычно длительное время. Поэтому на всех тех участках, которые представляют народнохозяйственный интерес (территории городов, курортов, поселков, дорог и других сооружений), так же как и на тех, которые подлежат освоению, возникает необходимость в применении противооползневых мероприятий. Задачей таких мероприятий является защита территорий от разрушения оползнями,

придание им и расположенным на них сооружениям и хозяйственным угодьям устойчивости и обеспечение нормальных условий эксплуатации.

В настоящее время в практике борьбы с оползнями наиболее часто применяют следующие группы мероприятий: 1) регулирование поверхностного стока; 2) дренаж обводненных горных пород; 3) перераспределение масс горных пород; 4) защита от подмыва и размыва; 5) закрепление масс горных пород подпорными и анкерными сооружениями; 6) искусственное улучшение свойств горных пород; 7) лесомелиоративные работы; 8) профилактические мероприятия.

При выборе противооползневых мероприятий рекомендуется руководствоваться следующими соображениями.

1. Противооползневые мероприятия надо выбирать исходя из причин, вызвавших образование оползня, и условий, способствующих развитию этого явления. Следовательно, не установив причин возникновения оползневых деформаций на рассматриваемом участке, нельзя кардинально на них воздействовать. Противооползневые мероприятия должны ослабить или предупредить действие сил, вызывающих смещение масс горных пород, и создать условия, неблагоприятные для них.

2. Эффективность противооползневых мероприятий достигается только тогда, когда изучены геологическое строение (структура) оползня и главным образом форма и условия залегания поверхностей скольжения или зон ослабления, положение водоносных горизонтов и зон и условия их питания. Без этих данных нельзя определить вид, конструкцию, плановое и высотное расположение защитных сооружений на оползневом участке.

3. Практика борьбы с оползнями показывает, что редко одним каким-либо видом мер можно добиться стабилизации оползня, обычно это достигается применением комплекса противооползневых мероприятий.

4. Определив тот или иной комплекс мер для стабилизации оползня, необходимо обосновать их техническую целесообразность и экономическую выгодность на основании сравнения вариантов.

Таковы главные принципы, которыми следует руководствоваться при выборе противооползневых мероприятий. Представляется, что эти принципы вытекают из вышеприведенных сведений об оползнях и не нуждаются в более детальном рассмотрении. Заметим, однако, что иногда, в условиях аварийной ситуации, прежде чем определить систему мероприятий в соответствии с перечисленными положениями, применяют некоторые временные меры, чтобы предупредить аварию. Естественно, что и в этом случае необходимо определенное обоснование временных мер, но оно обычно устанавливается на логике событий (а не на точных сведениях об оползне), на опыте и научном предвидении авторитетных специалистов или экспертных комиссий, на изучении характерных примеров подобных явлений.

Регулирование поверхностного стока применяют для того, чтобы уменьшить или исключить увлажнение горных пород на оползневом участке дождевыми и талыми водами, которое почти во всех оползневых районах является постоянно действующим фактором изменения физического состояния, прочности и других свойств горных пород. Поэтому регулирование поверхностного стока всегда полезно и необходимо как профилактическая мера, так и как основная «лечебная». В комплекс работ по регулированию поверхностного стока входят:

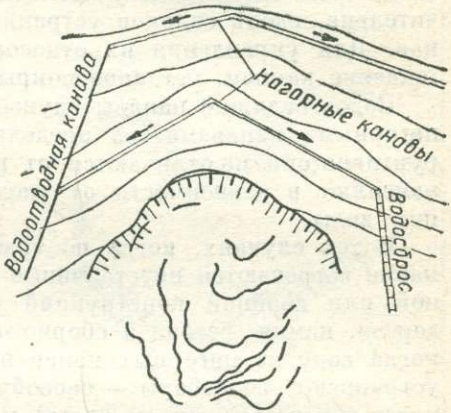


Рис. IX-41. Расположение поверхностных водоотводов, ограждающих оползневый участок от стока дождевых и талых вод.

1) планировка поверхности оползня и прилегающей к нему территории; 2) устройство системы поверхностных водоотводов и 3) лесомелиоративные работы.

При планировке рельефа поверхности оползневого участка производят срезку различных выступов, валов, бугров, засыпку ям, углублений, впадин, а также заделку различных зияющих трещин. Этим облегчается и ускоряется сток дождевых и талых вод, предупреждается их скопление в понижениях рельефа, уменьшаются до минимума их инфильтрация и увлажнение горных пород.

Система поверхностных водоотводов состоит главным образом из нагорных и водоотводящих канав, лотков и различного типа водосбросов. Поверхностные водоотводы на площади оползня и прилегающей к нему территории автономны: они не связаны между собой и должны работать самостоятельно, так как при подвижках оползня расположенные на нем водоотводы деформируются и их нормальная работа часто нарушается. Поэтому поверхностные водоотводы располагают в большинстве случаев не на оползне, а на прилегающих к нему участках и ограждают их от стока дождевых и талых вод (рис. IX-41).

Нагорные канавы служат для сбора дождевых и талых вод с той или иной водосборной части оползневого участка. Обычно они имеют трапецеидальную форму; располагают их, как правило,

вдоль склонов, придавая уклон не больше предельно допустимого (~ 0,002), чтобы предупредить явление размыва. Примерные размеры и конструкция канав показаны на рис. IX-42. Размер — сечение нагорных канав — определяется исходя из максимального количества воды в кубических метрах, стекающей с рассматриваемой территории в секунду. Это количество воды, соответствующее ливневому стоку или смешанному (дождевому и талых вод), определяют по размерам водосборной площади, интенсивности *осадков (мм/год) и интенсивности впитывания (инфильтрации)* осадков на оползневом участке. Если водосборная площадь значительна, вдоль склонов устраивают два-три ряда нагорных канав. Для укрепления их откосов и дна применяют одерновку, мощение камнем, бетонное покрытие и др.

Водоотводящие канавы служат для отвода воды, собираемой нагорными канавами, за пределы оползневого участка. Конструктивно они не отличаются от нагорных канав, но сечение их изменяют в зависимости от увеличения расхода стекающей по ним воды.

В *тех случаях, когда по трассе нагорных и водоотводящих* канав встречаются неустойчивые породы, применяют лотки рамной или свайной конструкций (рис. IX-43). Лотки строят из дерева, камня, бетона и сборного железобетона. В тех случаях, когда воду из нагорных канав надо отвести с крутых склонов, устраивают водосборы — своеобразные лотки, уклон которых имеет перепады (ступенчатость), и, кроме того, водосливы и водобойные колодцы, чтобы гасить скорость стекающей воды и предупреждать размыв.

На регулирование поверхностного стока большое влияние *оказывают лесомелиоративные мероприятия, описание которых* приводится ниже.

Дренаж обводненных горных пород. Оползни, как правило, не образуются без какого-либо участия подземных вод. Поэтому дренаж обводненных горных пород является почти всегда обязательной составной частью комплекса противооползневых мероприятий. Задачами дренирования (осушения) горных пород являются перехват и отвод подземных вод от оползневого участка или понижение их уровня и напоров в пределах оползня (оползневых накоплений) и особенно на местности, непосредственно к нему прилегающей. Следовательно, дренаж обводненных горных пород — это не только перехват и отвод от них воды, но и ограждение горных пород на оползневом участке от увлажнения. Осушение горных пород производят с помощью специальных дренажных сооружений и их комплексов, причем раздельно (автономно) на оползне и на территории, к нему прилегающей (рис. IX-44).

Подземные воды на оползневых участках образуют обводненные зоны, горизонты, прослойки, отдельные спорадически встречающиеся скопления или приурочиваются к отдельным трещинам и системам трещин. Производительность этих горизонтов и зон

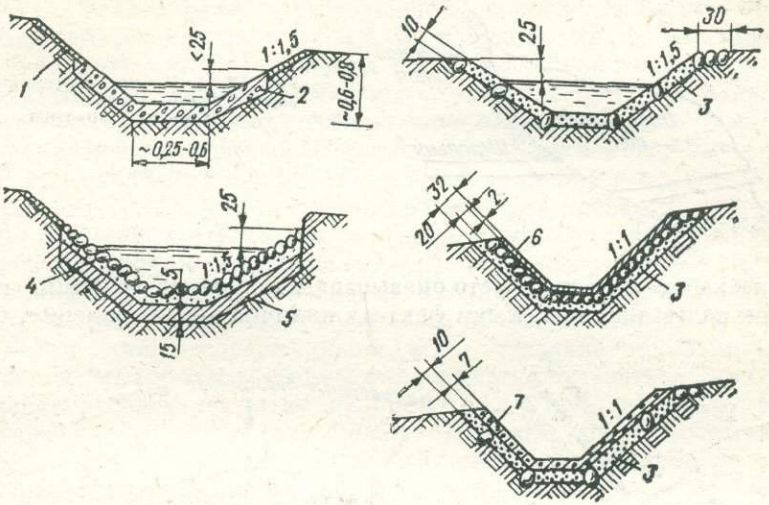


Рис. IX-42. Примерные размеры (в см) и конструкции нагорных канав.

1 — одерновка; *2* — глина (бетон), 30 см; *3* — промазученный песок; *4* — каменное мощение; *5* — мятая жирная глина (или глиняный бетон); *6* — цементный слой; *7* — бетонный слой. На рисунке показан уровень наполнения канавы.

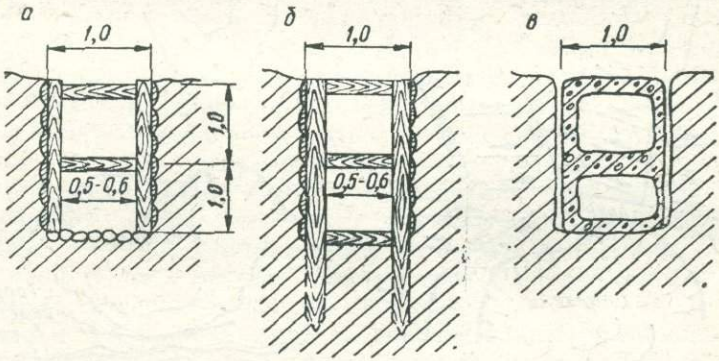


Рис. IX-43. Схема устройства лотков.

а — рамного; *б* — свайного; *в* — из сборного железобетона. Размеры приведены в метрах.

здесь, как правило, незначительна, но тем не менее их роль в нарушении устойчивости масс горных пород многообразна, велика и часто решающая. Выше уже обращалось внимание на то, что на

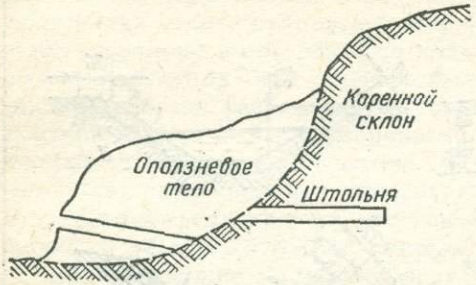


Рис. IX-44. Пример неправильного расположения дренажной штольни, разрушенной оползнем.

образование оползней часто оказывает влияние не величина притоков подземных вод, а сам факт их наличия — увлажнение, сма-

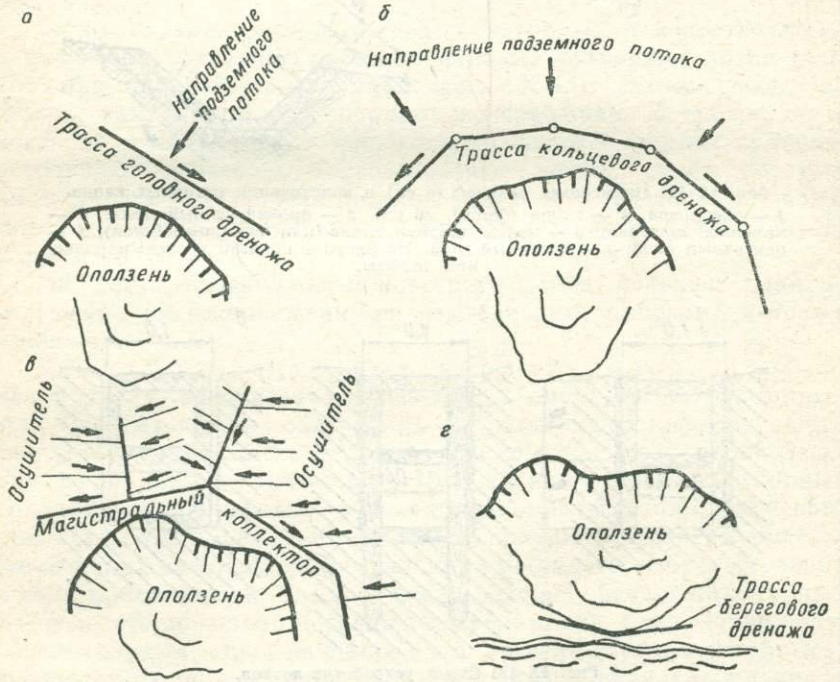


Рис. IX-45. Плановое расположение дренажей.
а — головного; *б* — кольцевого; *в* — систематического; *г* — берегового.

чивание горных пород, фильтрация в них и т. д. Поэтому специфическое влияние подземных вод на устойчивость оползней и их образование надо всегда учитывать. Во всех случаях, когда со-

зданием дренажа обводненных горных пород можно предупредить увлажнение и смачивание их на оползневом участке, снизить или предупредить действие гидростатических и гидродинамических сил, применение его будет оправданным.

Так как условия залегания подземных вод на оползневых участках разнообразны, для осушения обводненных горных пород применяют различные приемы и способы. По расположению в плане дренажные сооружения подразделяют на головные, ограждающие оползневой участок от подтока подземных вод с нагорной стороны; кольцевые, ограждающие от подтока подземных вод со всех сторон; контрфорсные или береговые, расположенные в зоне подошвы оползня, и систематические, равномерно распределенные по участку (рис. IX-45). Перечисленные типы дренажей в разрезе могут быть горизонтальными, вертикальными и комбинированными (горизонтальными и вертикальными). Применяют также различного вида специальные откосные дренажи. Все дренажи могут быть совершенными, т. е. полностью прорезающими водоносный горизонт, или несовершенными, т. е. частично врезающимися в водоносный горизонт. Вода из них может откачиваться или самоизливаться (при вскрытии напорных вод), или они могут быть поглощающими, когда вода стекает самотеком или принудительно (электроосмос, вакуумирование). Описание конструкций и методов расчета разнообразных дренажей и условия их применения приведены в специальной литературе [1].

На рис. IX-46, *а* показана примерная конструкция открытого горизонтального дренажа, обычно представляющего собой глубокий (более 2,5—3,0 м) лоток. На рис. IX-46, *б* изображен закрытый горизонтальный дренаж. В нижней части траншеи уложена дрена — труба гончарная, керамическая, бетонная, асбестоцементная, деревянная или выложенная из камня, обсыпанная слоями гравия, затем крупнозернистого и среднезернистого песка. Такая трехслойная обсыпка из фильтрующего материала обеспечивает быстрый сток воды в дрену через специальные прорези, щели и отверстия и по ней за пределы осушаемого участка. Обсыпка предупреждает также от засорения — кольматажа пор и отверстий дрены (вмывания) тонкодисперсными глинистыми частицами. Поверх фильтрующего материала в траншею укладывают слой дерна и местного глинистого грунта для защиты от поступления поверхностных вод в дренаж.

На рис. IX-46, *в*, *г* показаны горизонтальные дренажные подземные выработки — штольня и галерея высотой до 1,5—1,8 м и шириной по низу до 1,5 м с деревянным, бетонным и каменным креплением, имеющие водоприемные отверстия. Форма сечения таких дренажных сооружений бывает трапецеидальной, овальной, круглой и др. Сооружают их открытым (траншейным) или подземным (штольневым) способом. На рис. IX-46, *д* иллюстрируется устройство горизонтальной береговой дрены. В карьерах и выемках такие горизонтальные дрены называют прибортовыми или

контрфорсными. Они представляют собой гравийно-щебенистую или галечную призму в сочетании с водоприемной канавой, засыпанной с поверхности песком. На рис. IX-47 и IX-48 показана схема вертикальных и комбинированных, а на рис. IX-49 — специальных дренажей.

Выбор системы и способа осушения оползневых участков всегда должен обосновываться материалами детальных инже-

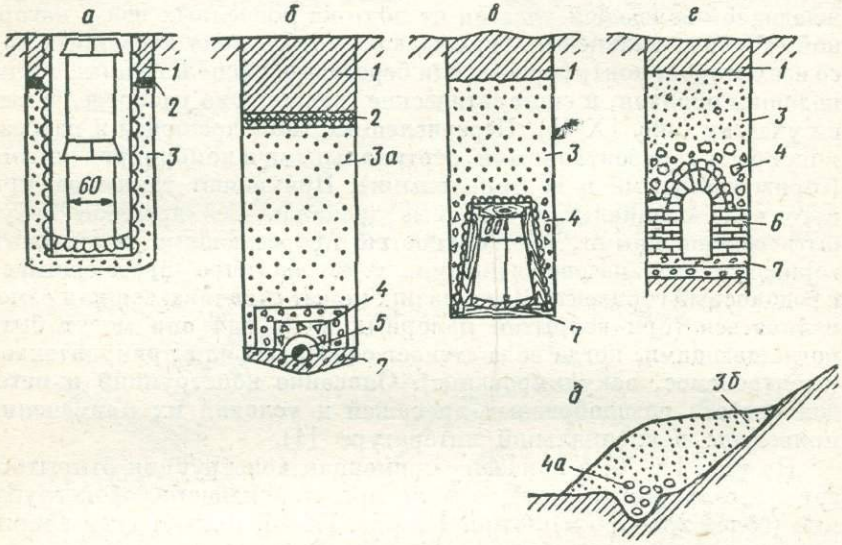


Рис. IX-46. Примерные конструкции горизонтальных дренажей.

а — открытый дренаж; *б* — закрытый дренаж; *в* — дренажная штольня; *г* — дренажная галерея; *д* — береговой контрфорсный дренаж.

1 — глина; *2* — слой дерна; *3* — песчано-гравелистый фильтр (*3а* — трехслойный, *3б* — *песок*); *4* — *гравий, щебень и галька* (*4а* — *гравийная, щебенистая или галечная* призма); *5* — труба, *6* — каменная кладка; *7* — бетонная подушка.

нерно-геологических исследований. Это обоснование касается осушения каждого водоносного горизонта, зоны или скопления подземных вод. Оно непременно должно содержать оценку возможного влияния осушения пород на устойчивость оползня, расчет дренажей и предусматривать изменение степени обводненности горных пород оползневого участка по мере их осушения. Целесообразно по данным стационарных наблюдений за изменением степени устойчивости и подвижности оползня и за работой дренажей на первых этапах их эксплуатации вносить соответствующие коррективы в схему осушения оползневого участка. Следовательно, при выборе схемы осушения оползневого участка следует отдавать предпочтение той, которая лучше позволяет учитывать изменения обводненности оползневого участка во времени.

Перераспределение масс горных пород является одним из широко применяемых приемов обеспечения

устойчивости оползней. В зависимости от крутизны склона или откоса, условий залегания поверхности или поверхностей скольжения в пределах оползня может возникнуть значительный перепад давления. В подошвенной части оползня объем масс горных

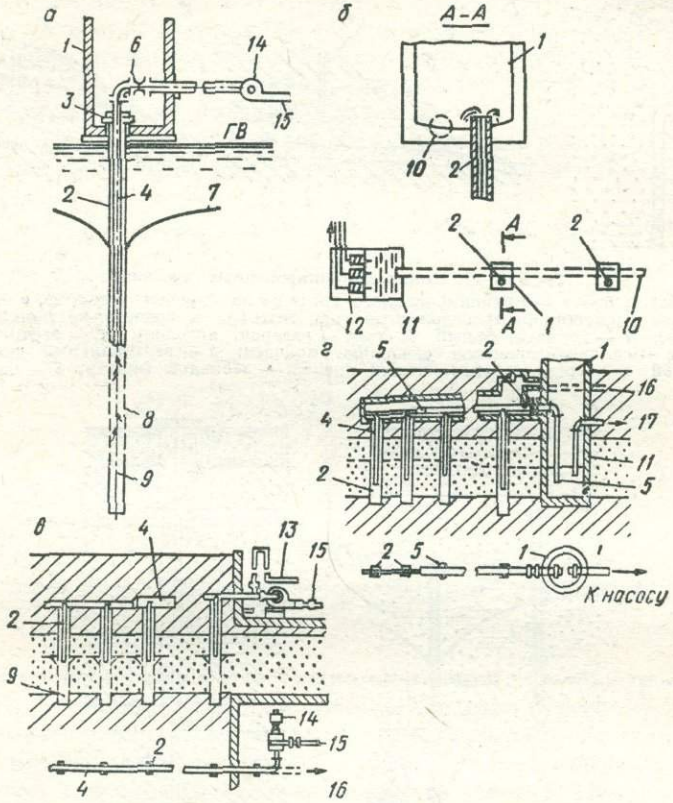


Рис. IX-47. Схемы вертикальных дренажей.

а — общая схема; *б* — схема коллектора вертикального дренажа напорных вод; *в* — схема вертикального дренажа со всасывающим трубопроводом; *г* — схема вертикального дренажа с сифоном.

1 — смотровой колодец; *2* — вертикальная дрена — колодец, скважина; *3* — оголовок; *4* — всасывающий трубопровод; *5* — сифонный трубопровод; *6* — задвижка; *7* — депрессионная поверхность подземных вод; *8* — фильтр; *9* — отстойник; *10* — коллектор; *11* — водосборный резервуар; *12* — насосная станция; *13* — вакуум-насос; *14* — насос; *15* — нагнетательная труба; *16* — трубопровод к вакуум-насосу; *17* — трубопровод к насосу.

пород и их вес могут оказаться недостаточными, чтобы удержать в равновесии горные породы, расположенные у вершины оползня.

Для изменения такого соотношения усилий производят срезку пород в активной части оползня или одновременно срезку в активной и отсыпку в пассивной (подошвенной) части оползня в виде банкета или контрбанкета (рис. IX-50). Такое перераспределение масс горных пород на оползневом участке изменяет крутизну

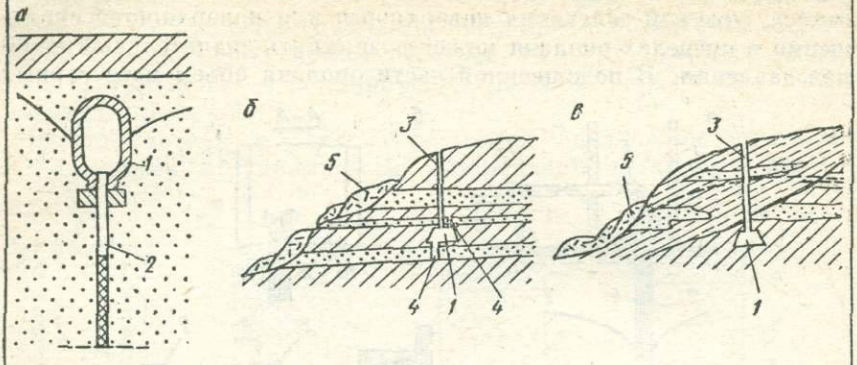


Рис. IX-48. Схемы комбинированных дренажей.

а — общая; *б* — *в* — комбинированного дренажа на оползневом склоне, в пределах которого распространены водоносные горизонты (*б*) и водоносные линзы и залежи (*в*). *1* — горизонтальный дренаж — галерея, штольня; *2* — вертикальный дренаж — самоизливающаяся скважина, колодец; *3* — вертикальный дренаж — сквозной фильтр; *4* — вертикальный дренаж — забивной фильтр; *5* — оползень.

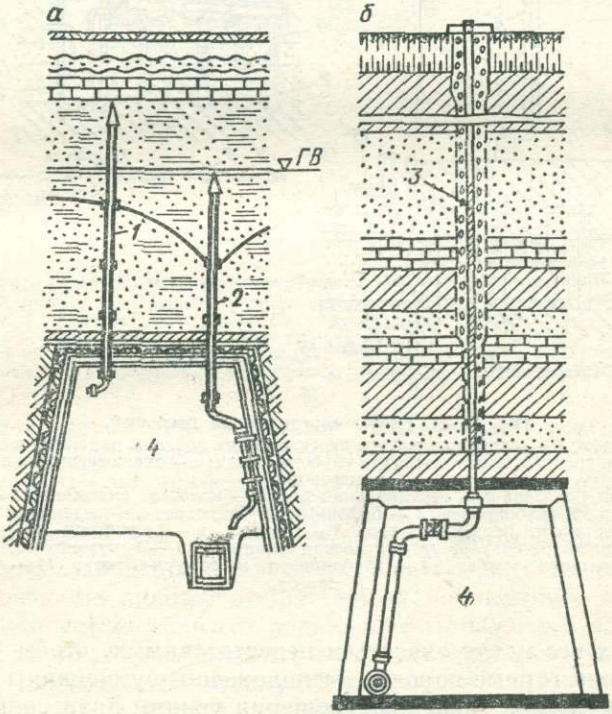


Рис. IX-49. Схемы устройства специальных дренажей.

а — *б* — схемы установки забивного и воздушного (*а*) и сквозного (*б*) фильтров в кровлю подземной выработки.
1—3 — фильтры: *1* — воздушный; *2* — забивной; *3* — сквозной; *4* — подземная выработка.

склона, увеличивает эффективное давление по поверхности скольжения в нижней части оползня и соответственно повышает сопротивление сдвигу пород. Все это обычно способствует стабилизации оползня. При производстве срезки горных пород необходимо учитывать скорость их выветривания и в случае необходимости предохранять от этого явления одерновкой, устройством покрытий и т. д. Объем отсыпки (контрбанкета), достаточный для удержания оползня в устойчивом состоянии, определяют расчетом по одному из методов, описание которых приведено выше.

Защита от подмыва и размыва берегов. Выше было отмечено, что увеличение крутизны склонов при

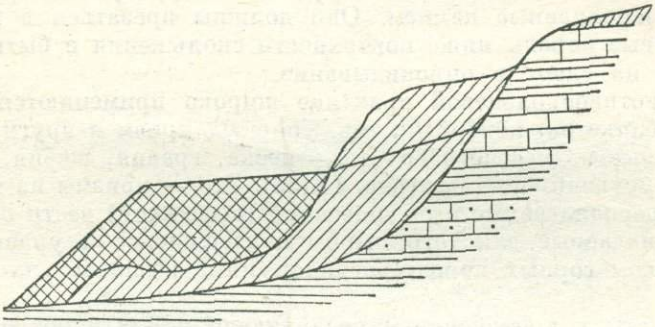


Рис. IX-50. Пример перераспределения масс горных пород на оползневом участке.

подмыве их рекой или морем является одной из распространенных причин образования оползней. Поэтому защита берегов и склонов от подмыва и размыва очень часто служит составной частью комплекса противооползневых мероприятий. Опыт защиты берегов от подмыва и разрушения показывает, что эти меры защиты могут подразделяться на профилактические и капитальные. Описание их приведено в гл. II и III, где рассматриваются условия строительства сооружений в районах развития абразионных и эрозионных процессов.

Закрепление масс горных пород подпорными и анкерными сооружениями. Опыт борьбы с оползнями показывает, что во многих случаях весьма эффективным является устройство различных упоров, противодействующих движению масс горных пород. Искусственные упоры используют как самостоятельное противооползневое мероприятие, но чаще в комплексе с другими — с регулированием поверхностного стока и дренированием обводненных пород. Конструктивно упоры выполняют в виде подпорных стенок, банкетов и контрбанкетов, свайных упоров, противооползневых шпонок, анкерного крепления и др.

Подпорные стенки (рис. IX-51) работают своим весом. Их возводят в основании крутых склонов там, где пространство ограничено для размещения других видов сооружений (рис. IX-52) или когда необходимо уменьшить объем земляных работ по выполаживанию склона или откоса. Подпорные стенки предпочтительны также там, где при выполнении противооползневых мероприятий необходимо придать местности и архитектурное оформление, например в пределах города, курорта и др. Они неэффективны для закрепления слабых глинистых пород в текучем состоянии, так как последние наплывают на стенки и перетекают через них. Подпорные стенки строят из камня, бетона, железобетона, из габионов, реже в качестве подпорных стенок служат деревянные ряжи, заполненные камнем. Они должны врезаться в плотные устойчивые породы ниже поверхности скольжения и быть устойчивыми на сдвиг и опрокидывание.

В противооползневой практике широко применяются упоры в виде банкетов, контрбанкетов, упорных призм и других форм, возводимые из местного грунта — песка, гравия, щебня, камня, супесей, суглинков и др. (рис. IX-53). Это — призмы из местных пород, располагаемые в подошвенной (пассивной) части оползня, предназначаемые для того, чтобы поддерживать и уравновешивать массы горных пород, расположенные выше по склону или откосу.

Банкеты и контрбанкеты увеличивают эффективное давление по поверхности скольжения в подошвенной части оползня, повышают здесь сопротивление пород сдвигу, а также препятствуют выпиранию пород. Контрбанкет отличается от банкета тем, что он врезается в поддерживаемые массы горных пород. Условия работы их объясняет схема, показанная на рис. IX-54. Из этого рисунка видно, что оползень будет находиться в устойчивом состоянии при условии, если увеличение нагрузки у его подошвы путем устройства банкета уравновесит вес части оползня, расположенной выше линии *OE*. Следовательно, размер и соответственно вес банкета должны быть такими, чтобы обеспечить равенство моментов действующих сил относительно центра вращения *O* (см. выше, методы расчета устойчивости склонов и откосов).

При неглубоком расположении поверхности скольжения для стабилизации оползня можно применять прошивку его сваями, располагающимися рядами или в шахматном порядке, заглубленными в породы ниже поверхности скольжения (рис. IX-55). Такие свайные упоры изготовляют из дерева, бетона или железобетона. В практике борьбы с оползнями известны примеры, когда вместо свай применяли шпонки (короткие сваи, не доходящие до поверхности оползня), устанавливаемые также рядами или в шахматном порядке.

Наконец, известны примеры применения анкерного крепления оползней (рис. IX-56). Металлические стержни или штанги, опущенные в скважины, расположенные в шахматном порядке или

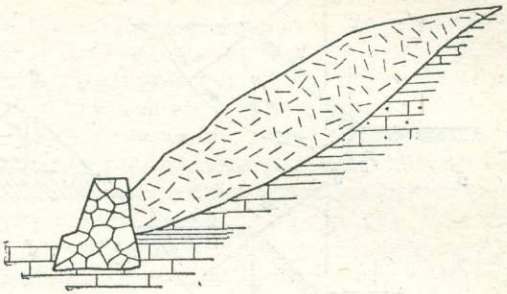


Рис. IX-51. Подпорная стенка.

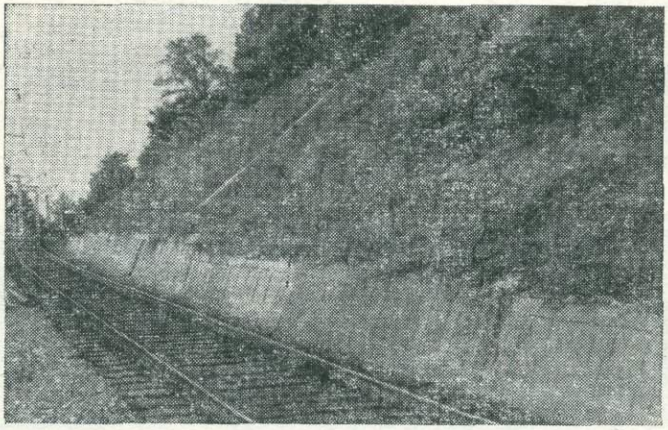


Рис. IX-52. Подпорная стенка. Фото Н. И. Дубровина.

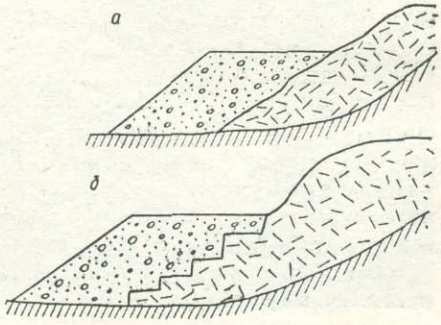


Рис. IX-53. Схемы устройства банкета (*а*) и контрбанкета (*б*).

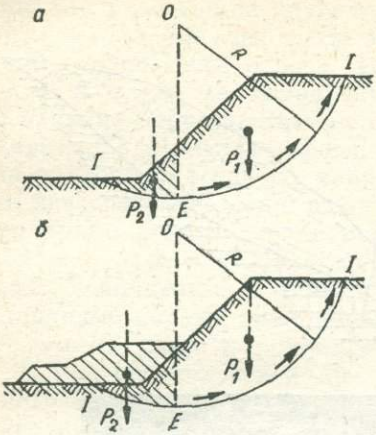


Рис. IX-54. Схема работы противооползневых банкетов (*а*) и контрбанкетов (*б*).

а — откосы в состоянии, близком к предельному равновесию; *б* — устойчивость откоса обеспечена устройством банкета.

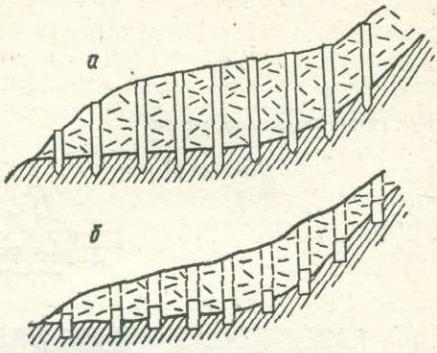


Рис. IX-55. Схема укрепления оползня сваями (*а*) и шпонками (*б*).

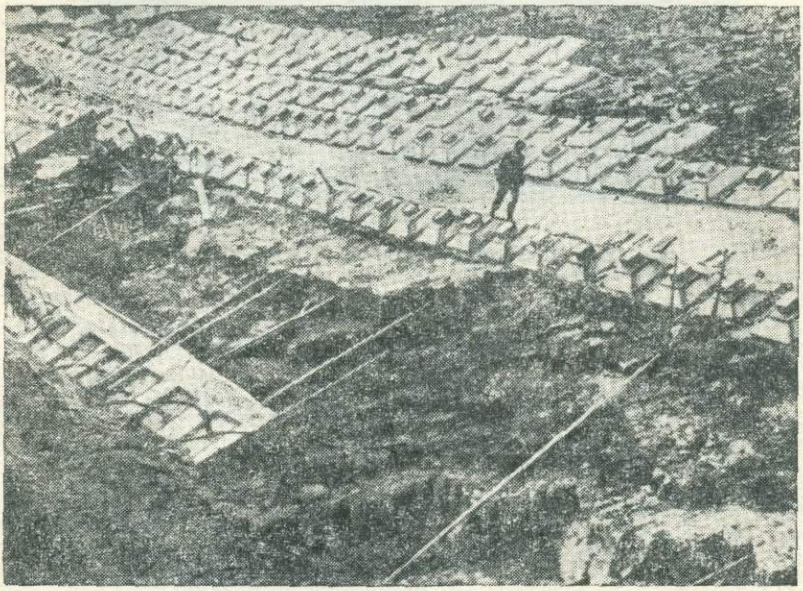


Рис. IX-56. Укрепление оползня анкерами. Фото М. Сливовского.

рядами, заделывают (бетонируют) в толщу пород ниже поверхности скольжения. На поверхности земли концы анкеров закрепляют в плиты (покрытия). Одним из вариантов анкерного укрепления горных пород на оползневых участках является применение гибких тросовых тяжей. Преимущество такого анкера — значительно большая допустимая его длина (до 30 м) по сравнению с максимально допустимой длиной жестких анкеров (5—6 м).

Искусственное улучшение свойств горных пород. На оползневых участках горные породы могут иметь повышенную трещиноватость и выветрелость, недостаточную плотность и высокую влажность, быть водоносными и иметь малую устойчивость и прочность (сопротивление сдвигу). Для преобразования состояния и свойств горных пород с целью предупреждения образования оползней или их стабилизации наряду с другими инженерными мероприятиями применяют и искусственное улучшение и изменение их свойств. Выбор метода улучшения свойств горных пород определяется: 1) петрографическими особенностями горных пород и их физическим состоянием, 2) требованиями к горным породам в части необходимого изменения их свойств; 3) техническими возможностями применения того или иного метода в данных конкретных условиях и 4) экономической выгодностью по сравнению с другими возможными мероприятиями по обеспечению устойчивости оползня.

На оползневых участках наиболее часто применяют такие методы, которые позволяют повысить плотность горных пород, снизить их влажность и водопроницаемость, увеличить устойчивость и сопротивление сдвигу. Это — цементация, глинизация, электроосмотическое осушение и электрохимическое закрепление и др. Описание применяемых методов искусственного улучшения свойств горных пород приведено в первой части курса «Инженерной геологии» [8], а также в другой специальной литературе.

Лесомелиорация. Большое влияние на изменение водного баланса оползневых участков оказывает травяная, кустарниковая и древесная растительность. Она способствует регулированию поверхностного стока, сдерживает инфильтрацию дождевых и талых вод, благоприятствует значительному осушению горных пород благодаря транспирации. Кроме того, растительный покров предохраняет их от глубокого промерзания, механически закрепляет их корневой системой на оползневом участке и защищает от размыва и смыва дождевыми и талыми водами. Значение всех этих факторов трудно переоценить. Поэтому лесомелиоративные мероприятия широко применяют при борьбе с оползнями как с целью профилактики (предупреждения) подвижек масс горных пород, так и как одно из средств «лечения» (стабилизации) оползней в комплексе противооползневых мер.

Как показывают специальные наблюдения, во время интенсивных и продолжительных дождей в хвойных лесах на деревьях задерживается до 68% осадков, а на лиственных — не менее 30%.

При слабых дождях на листве и хвое деревьев задерживается до 100% осадков (Г. М. Шахунянц и др., 1961 г.). Кустарниковая и древесная растительность задерживает интенсивное таяние снега и тем самым регулирует подток талых вод к оползневым участкам. Растительность утепляет поверхность земли, препятствует глубокому зимнему промерзанию горных пород и тем самым сдерживает миграцию влаги к зоне промерзания и ее переувлажнение. Растительный покров способствует интенсивному испарению влаги и этим также оказывает регулирующее влияние на водный баланс местности. В табл. IX-11 приведены данные о количестве испаряемой влаги в разных условиях. Из этих данных видно, что испарение с растительного покрова значительно превышает испарение с поверхности обнаженных горных пород и приближается к испаряемости с водной поверхности.

Таблица IX-11

КОЛИЧЕСТВО ИСПАРЯЕМОЙ ВЛАГИ В РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ (ПО Г. М. ШАХУНЯНЦУ)

Кол-во осадков, мм/год	С поверхности обнаженных пород		С поверхности травяного покрова		С водной поверхности	
	мм/год	% от количества осадков	мм/год	% от количества осадков	мм/год	% от количества осадков
500	209	42	386	77	537	107
600	221	37	437	73	528	88
700	234	33	484	69	522	75
800	246	31	538	67	516	65

Общеизвестно, что уровень грунтовых вод на лесных участках всегда ниже, чем на участках, не покрытых лесом [18]. Например, по данным П. В. Отоцкого, в бывшей Воронежской губернии, грунтовые воды находились на глубине: в старом лесу — 15 м, под вырубкой — 10,68 м, в степи, примыкающей к лесу, — 5 м. Корни кустарников и особенно деревьев проникают на большую глубину (до 6—12 и даже до 25 м у бука) и распространяются вокруг деревьев на расстояние до 8—12 м. Они впитывают значительное количество влаги из горных пород, причем не только свободную (гравитационную), но и капиллярную, которую не в состоянии отвести даже самые современные дренажи.

Всасывающая сила корневой системы растений, как следует из литературных данных [18], изменяется от 6 до 60 кгс/см², в зависимости от вида растений и условий их произрастания. Под влиянием всасывающей силы вода, поглощенная корневой системой, направляется вверх — в крону со скоростью (м/ч): у лиственницы и ели 1,2—1,4, у березы 1,6, у рябины около 29

и у дуба до 43, а затем испаряется в атмосферу. Таким образом, береза ежесуточно расходует примерно 80 л воды с 1 м² поверхности земли, лиственница — около 64, сосна — 58, а бук — 50. Один экземпляр кукурузы за вегетационный период пропускает до 120 л воды.

Все эти данные убедительно свидетельствуют о том, какое большое влияние оказывает растительный покров на регулирование стока дождевых и талых вод и на изменение влажностного режима горных пород. Опыт применения одерновки, насаждения кустарниковой и древесной растительности для борьбы с оползнями дал весьма положительные результаты. Поэтому лесомелиорацию следует всемерно рекомендовать для борьбы с оползнями, особенно для регулирования стока поверхностных вод и осушения горных пород. С этой целью после выполнения работ по планировке местности производят одерновку оползневых участков, посадку кустарников и деревьев, располагая их по площади или в виде лесозащитных полос вдоль склонов, прилегающих к оползням.

Профилактические мероприятия. В состав этих мероприятий входят:

1) наблюдения за динамикой оползневых подвижек, сохранностью и устойчивостью сооружений на оползневом участке с целью предупреждения аварий и катастроф;

2) установление охранных зон на оползневом участке или в оползневом районе, в пределах которых должны соблюдаться определенные правила использования территорий и эксплуатации сооружений (распашка земель, эксплуатация лесных массивов, устройство котлованов, выемок, карьеров, регулирование поверхностного стока, сброс хозяйственных и промышленных вод, возведение различных сооружений, устройство складов, причалов и др.);

3) наблюдения за сохранностью и состоянием работы противооползневых сооружений и их ремонт;

4) проведение дополнительных противооползневых мероприятий и строительство сооружений в соответствии с наступающими стадиями и фазами развития оползневого процесса.

Следовательно, профилактические мероприятия должны главным образом предупреждать возникновение неблагоприятной ситуации для равновесия масс горных пород на оползневом участке, предупреждать аварии и катастрофы и обеспечивать нормальные условия работы противооползневых сооружений. Для выполнения этих функций на оползневом участке должны быть оборудованы пункты для стационарных режимных наблюдений: установлены поверхностные и глубинные реперы, оборудованы наблюдательные скважины, смотровые колодцы, водомеры, водосливы и др. Здесь должны систематически, по определенному графику, проводиться наблюдения, замеры, повторные нивелировки, съемки и работы по расчистке водоотводов, прореживание и уход за лесными полосами и участками, ремонт сооружений и др.

Заключение. Оползни — это широко распространенное грозное геологическое явление. Они постоянно преследуют деятельность человека на склонах и откосах, и поэтому недоучет здесь каких-либо факторов и обстоятельств незамедлительно требует расплаты. Все это заставляет уделять большое внимание изучению оползневых явлений, участков их распространения и возможного образования при планировании размещения различных видов строительства, оценке устойчивости существующих, проектируемых и строящихся сооружений и хозяйственном использовании территорий.

На стадиях начальных и региональных исследований территорий главное внимание надо уделять их инженерно-геологической оценке, выявлению оползневых участков и районов и предварительной оценке угрожаемости оползней для устойчивости местности, существующих и проектируемых сооружений. Конечным результатом этих исследований должно явиться инженерно-геологическое районирование территории, дающее материал для обоснования проекта планировки ее, а также программы дальнейших исследований.

На последующих стадиях инженерно-геологические исследования в зависимости от масштаба оползней проводят на каждом оползневом участке с целью окончательной оценки степени устойчивости оползня, возможности образования новых и обоснования проекта противооползневых мероприятий. Такие исследования должны включать детальное изучение геологического строения оползневого участка, структуры оползня, причин и условий, способствующих его образованию, механизма и динамики развития. Они обязательно должны завершаться количественной оценкой устойчивости оползня и прогнозом устойчивости склона или откоса. На этой стадии определяются состав и последовательность осуществления противооползневых мероприятий. При этом детальные исследования должны дать материал для обоснования технического проекта каждого из намечаемых мероприятий.

В соответствии с этим детальные исследования обычно распадаются на два основных этапа: на первом в результате детального изучения строения оползня и причин его образования обосновывается схема противооползневых мероприятий, а на втором выполняются дополнительные работы для обоснования проекта каждого из намечаемых мероприятий (поверхностный водоотвод, дренаж, подпорные или берегоукрепительные сооружения и др.) и организации строительных работ по их сооружению.

После утверждения технического проекта противооползневых мероприятий обычно выполняют дополнительные исследования для уточнения деталей инженерно-геологических условий при плановой и высотной привязке проектируемых сооружений на местности, т. е. для обоснования рабочих чертежей противооползневых сооружений.

Инженерно-геологические исследования на оползневых участках — это интереснейший вид инженерных изысканий. Они всегда должны быть комплексными, т. е. включать в себя изучение климатических, и гидрологических условий, рельефа местности, геологического строения и гидрогеологических условий, физико-механических свойств горных пород и геологических явлений, сопутствующих оползням. Для решения поставленных задач необходимо предусматривать выполнение детальной инженерно-геологической съемки, разведочных (горных, буровых и геофизических) работ, опытных работ, стационарных режимных наблюдений, лабораторных исследований, систематизацию, обработку и анализ материалов исследований и составление заключения об устойчивости оползня, склона, откоса и необходимом комплексе противооползневых мероприятий.

ГЛАВА X

ОБВАЛЬНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Определение понятий. Обвальные явления принадлежат к группе гравитационных, так как развиваются под влиянием гравитационных сил на склонах и откосах. К ним относятся собственно обвалы, вывалы и осыпи [2]. Как обвалы, так и вывалы проявляются в быстром и внезапном перемещении масс горных пород, но по своим размерам и условиям движения они различны.

Под вывалом мы понимаем обрушение, т. е. внезапный отрыв и падение, отдельных глыб и блоков горных пород из откосов выемок и полувыемок, бортов карьеров, с крутых и отвесных склонов, сложенных твердыми (скальными) или относительно твердыми (полускальными) породами (рис. X-1). Иногда обрушаются отдельные включения глыб, валунов или объемов уплотненных, сцементированных пород, залегающих среди мягких глинистых или рыхлых песчаных пород. Там, где откосы и склоны сложены сильнотрещиноватыми, раздробленными породами, отдельности которых при выветривании достигают размеров щебня и дресвы, или там, где они сложены рыхлыми породами, образуются осыпи, создающие шлейфы и конусы в их основании. Следовательно, осыпи, в отличие от вывалов, характеризуются только небольшими размерами отдельностей, образующихся вследствие определенного физического состояния горных пород.

Под собственно обвалами понимается обрушение как отдельных глыб и блоков, так и более крупных объемов твердых и относительно твердых горных пород из обнажений, расположенных на нагорном склоне выше бровки откоса, или из крутой, отвесной верхней части склона, сопровождающееся их скатыванием, опрокидыванием и раскалыванием (рис. X-2).

Таким образом, во время обвалов, в отличие от вывалов, перемещение масс горных пород начинается на нагорном склоне, а не на откосе или крутой, отвесной нижней части склона. Кроме того, при вывалах массы горных пород свой путь от места обрушения (отрыва) до места падения в большинстве случаев преодолевают по воздуху, а при обвалах — качением по нагорному склону.

Обвальные явления характеризуют неустойчивость склонов и откосов и на участках их распространения создают постоянную

опасность для жизни и деятельности людей, сохранности и нормальной эксплуатации сооружений. Поэтому изучение условий образования обвальных явлений, разработка методов оценки их угрожаемости и прогноза, а также мер по их предупреждению и защите от их опасного влияния являются важнейшими задачами инженерной геологии.

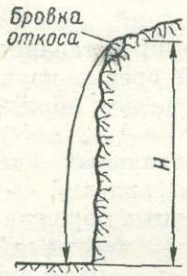


Рис. X-1. Схема образования вывала.

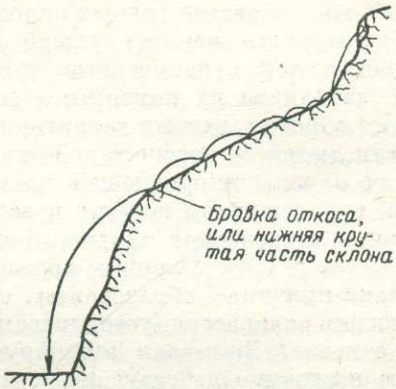


Рис. X-2. Схема образования обвала.

Распространение обвальных явлений. Обвальные явления наблюдаются только в горных районах. В Советском Союзе они распространены преимущественно в Карпатах, Крыму, на Кавказе и в Закавказье, в горных районах Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока. Следовательно, их распространение связано с определенными геоморфологическими условиями территорий. Поэтому их опасное действие возможно только для сооружений, построенных или строящихся в таких геоморфологических условиях. Практика показывает, что обвалы исключительно большой ущерб наносят различным линейным сооружениям и особенно дорогам, нормальная эксплуатация которых на обвальных участках постоянно нарушается. Обвалы часто вызывают перерывы в движении транспорта вследствие завалов полотна дороги, его повреждений и разрушений, а также вследствие разрушения различных искусственных сооружений на дорогах. Известны примеры, когда обвалы на дорогах вызывали катастрофы с многочисленными человеческими жертвами и приносили огромные материальные убытки.

Все это показывает, что обвалы действительно представляют постоянную угрозу для нормальной эксплуатации дорог и безопасности движения транспорта и требуют выполнения различных опрофилактических и капитальных мероприятий по их защите на обвальных участках. При проектировании новых дорог и других линейных сооружений необходимо особенно тщательно обосновывать выбор трасс и предусматривать противообвальные мероприятия.

Выявлять обвальные участки и делать прогноз их устойчивости и угрозы следует также при выборе мест расположения плотин и других гидротехнических сооружений в долинах горных рек. Необходимость в этом доказывается примером строительства Чиркейской плотины на р. Сулак, где для защиты сооружений от возможных обвалов пришлось выполнить большой объем работ по укреплению и зачистке горных склонов. Следует также отметить, что обвалы часто наносят ущерб населению горных районов, сокращая и так ограниченные площади сельскохозяйственных угодий, заваливая их каменными россыпями.

Таким образом, защита территорий, сооружений, жизни и деятельности людей от опасного действия обвалов представляет одну из задач охраны окружающей геологической среды, изучением которой в инженерном аспекте и занимается раздел инженерной геологии — инженерная геодинамика.

Условия образования обвальных явлений. Основная причина образования обвальных явлений состоит в нарушении равновесия (устойчивости) масс горных пород на склонах и откосах. Вызывают это нарушение устойчивости главным образом постоянно действующие сдвигающие (скалывающие) составляющие силы тяжести и временно (периодически) действующие силы гидростатического давления воды, заполняющей трещины в породах, а также сейсмические напряжения, возникающее при землетрясениях и других сотрясениях, наблюдающихся при движении транспорта, взрывных работах и др. Действие таких сил реализуется в образовании обвалов и вывалов тогда, когда твердые и относительно твердые породы, обнаженные в пределах высоких и крутых склонов и откосов, доведены процессами выветривания до такого состояния, при котором их внутренние силы сопротивления сдвигу и скалыванию не в состоянии уравновесить действие внешних сил.

В первой части курса «Инженерной геологии» [3] было показано, что из внешних факторов, обусловливающих темп и характер выветривания горных пород той или иной местности, первостепенное значение имеют климат и тектонический режим, действующий через рельеф. В большинстве случаев физическое и химическое выветривание развиваются одновременно, но в зависимости от климатических условий местности, рельефа и других факторов то или иное из них преобладает. В районах развития обвальных явлений первостепенное значение имеет физическое выветривание, вызывающее механическое раздробление пород, их раскалывание и разделение первоначально обычно на крупные угловатые обломки, которые в дальнейшем крошатся, размельчаются и превращаются в щебень, дресву и песок. Физическое выветривание связано главным образом с резкими колебаниями температуры воздуха, вызывающими неравномерное расширение и сжатие минеральных компонентов, слагающих горные породы, и в целом объема всей породы в приповерхностных горизонтах земной коры;

с замерзанием воды, проникающей в трещины, пустоты и поры пород (морозное выветривание); с кристаллизационным давлением на стенки пор и трещин солей, кристаллизующихся из водных растворов; с разрушающим действием на горные породы разрастающихся корней деревьев, развивающихся по трещинам, и т. д. Интенсивность физического выветривания зависит в значительной степени от окраски пород, их минерального состава, структурных и текстурных особенностей, теплоемкости и теплопроводности, коэффициентов линейного и объемного расширения породообразующих минералов и породы в целом.

Огромное влияние на формирование обвальных явлений оказывает трещиноватость пород тектонического и нетектонического происхождения [3]. В тех случаях, когда горные породы в обнажениях на склонах и в откосах разбиты редкими трещинами, обвальные явления представляют собой особенно значительную угрозу вследствие большой разрушающей силы крупных падающих глыб и блоков. При этом на образование обвальных явлений существенное влияние оказывает направление наклона поверхностей трещин. Плоскости трещин, наклоненные к основанию склонов и откосов, наиболее благоприятны для обрушения пород; трещины, наклоненные в глубь склона или откоса, обусловливают заклинивание блоков горных пород и создают менее благоприятные условия для их обрушения. При большой раздробленности пород, т. е. при большом количестве пересекающихся трещин на единице площади обнаженной поверхности пород, образуются мелкие отдельности, иногда достигающие размеров щебня. В этих случаях образуются осыпи, создающие шлейфы и конусы на склонах и в их основании.

Для единообразного подхода к оценке степени трещиноватости горных пород можно рекомендовать следующую классификацию, согласно которой выделяются зоны или участки четырех категорий.

1. Породы значительно раздробленные, трещиноватые; наблюдаются в среднем 5—8 явно выраженных трещин на 1 м высоты или длины обнаженной поверхности пород (большая густота трещин). На таких участках обвальные явления довольно часты, а также распространены щебенисто-дресвяные осыпи.

2. Среднетрещиноватые породы, когда наблюдаются 2—3 явно выраженные трещины (средняя густота трещин). Обвалы и вывалы на таких участках также часты, и они достаточно опасны по своей разрушающей силе.

3. Слаботрещиноватые породы, когда наблюдается 1—2 трещины на 2—3 м обнаженной поверхности пород (малая густота трещин). Обвалы и вывалы на таких участках весьма опасны.

4. Нетрещиноватые (монолитные) породы, когда явно выраженных трещин не наблюдается.

Естественно, что число обнаруженных трещин зависит от ориентировки поверхности обнажений и трещин, что необходимо

учитывать при оценке влияния трещиноватости на формирование обвальных явлений.

Обвальные явления наблюдаются только в горных районах с резкопересеченным рельефом, в районах распространения высоких и крутых склонов, на участках склонов, подрезанных откосами выемок и полувыемок, а также в карьерах, имеющих крутые откосы. Такое распространение обвальных явлений указывает на прямую связь условий их формирования с рельефом — с участками высоких и крутых склонов и откосов. Чем более пересечен рельеф и чем больше его контрастность, тем больше его энергия и вероятность образования обвалов и вывалов.

Разрушающая сила обвалов и вывалов прямо пропорциональна произведению массы падающих горных пород на половину квадрата скорости их падения, т. е.

$$P = \frac{mv^2}{2},$$

где m — масса горных пород; v — скорость ее перемещения.

Скорость свободно падающих тел зависит от высоты, с которой происходит их обрушение, т. е.

$$v = \sqrt{2gH},$$

где H — высота откоса; g — ускорение свободного падения.

Следовательно, опасность обвалов и вывалов зависит не только от массы пород, размера образующихся отдельностей, но и от высоты, с которой происходит их обрушение. Наблюдения на дорогах показывают, что вывалы из откосов выемок и полувыемок начиная с высоты 10—12 м почти всегда вызывают повреждения и разрушения полотна дорог. Обвалы же здесь всегда опасны.

Так как характер современного рельефа, его контрастность и запасы потенциальной энергии определяются новейшими и современными тектоническими движениями, можно сделать вывод, что на условия формирования обвальных явлений оказывают влияние новейшие и современные тектонические движения, которые действуют через рельеф. Кроме того, современные тектонические движения вызывают землетрясения и как следствие массовое образование обвалов. Вот почему обвальные явления особенно широко развиты в горных районах мезозойско-кайнозойской альпийской складчатости, где расположены молодые высокие горы и зоны с глыбовой тектоникой палеозойского возраста, омоложенные мезозойско-кайнозойскими тектоническими движениями.

При рассмотрении условий образования обвалов кроме региональных факторов следует учитывать также и некоторые местные. Из практики работы на обвальных участках известно, что часто приходится иметь дело не с отдельными обнажениями, а, как правило, с рядом обнажений скальных массивов, расположенных по склону, из которых вполне вероятно образование обвалов.

На рис. X-3 в качестве примера приведен план одного из участков земляного полотна дороги, на котором видно, что на нагорном склоне расположено несколько скальных массивов, окружающих со всех сторон лог, спускающийся со склона и подрезанный откосом полувыемки. Такие лога на обвальных участках обычно многочисленны и представляют большую угрозу для дороги, так

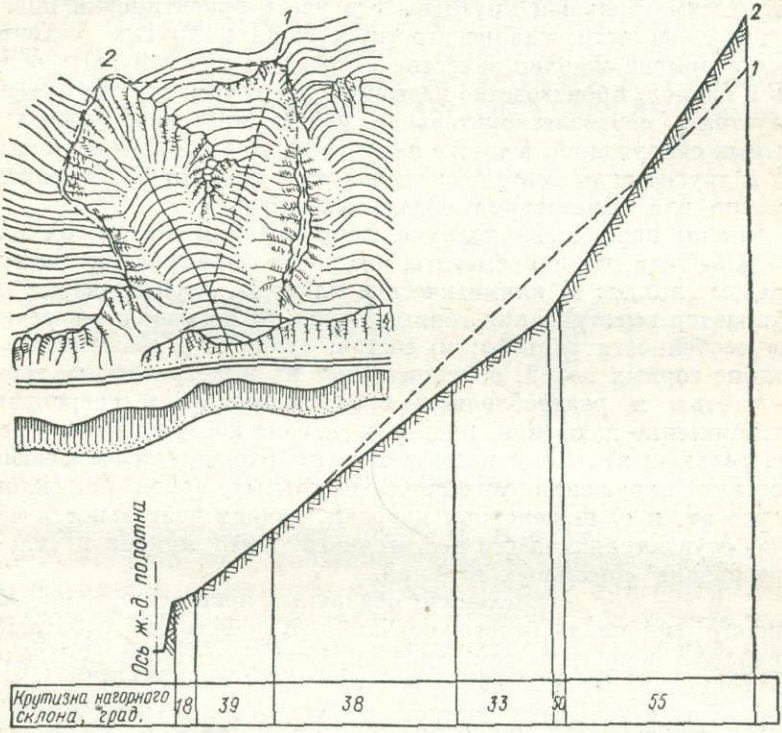


Рис. X-3. План и профиль земляного полотна дороги на обвальном участке. Оконтурен камнесбор и показаны вероятные и наиболее неблагоприятные пути движения обвалов.

как являются своего рода камнесборами и транзитными путями, по которым происходят обвалы. Поэтому при изучении обвальных участков такие камнесборы надо оконтуривать, по ним устанавливать наиболее вероятные пути движения обвалов (*1*, *2*) и для наиболее неблагоприятных строить профили, как это показано на рис. X-3.

По данным многочисленных наблюдений на склонах крутизной до 20—25° при обычной поверхности и форме обломков движения их не происходит, они накапливаются. При этом более крупные обломки, обладающие большей живой силой, сваливаются дальше от места обрушения, чем более мелкие. В результате путь обвалов

по нагорному склону бывает фиксирован как отдельно лежащими обломками, так и настоящими каменными потоками и полями, образующими коллювиальные накопления (курумы).

Из других существенных факторов, влияющих на формирование обвальных явлений, следует отметить деятельность человека. Подрезка склонов откосами выемок и полувыемок, придание им недопустимо большой крутизны без учета ориентировки поверхностей слоистости, сланцеватости, трещин и других тектонических разрывов, плохая зачистка откосов от неустойчивых обломков и блоков, производство взрывных работ там, где это не всегда допустимо, неудовлетворительная работа противообвальных защитных сооружений, а также нарушение стока дождевых и талых вод и другие виды деятельности человека создают благоприятные условия для образования обвальных явлений.

Таковы важнейшие условия формирования обвальных явлений. Обобщая, можно заметить, что на их формирование главным образом влияют: а) климатические факторы, определяющие темп и характер выветривания горных пород; б) региональные и местные особенности рельефа; в) состав, свойства и физическое состояние горных пород, обусловленные их выветрелостью, трещиноватостью и раздробленностью; г) новейшие и современные тектонические движения, поддерживающие контрастность и энергию рельефа; д) сейсмичность района, периодически вызывающая массовые нарушения устойчивости горных пород на склонах и откосах, и е) инженерная и хозяйственная деятельность человека, осуществляемая без достаточного учета причин и условий образования обвальных явлений.

Механизм обвальных процессов. В пределах каждого склона и откоса обязательно действуют сдвигающие и скалывающие силы (см. гл. IX). Когда эти силы преодолеют внутренние силы сопротивления сдвигу или скалыванию в горных породах на отдельных участках, образуются вывалы или обвалы.

На рис. X-I показан механизм процесса образования вывала, т. е. вид, способ, характер перемещения масс горных пород. При обрушении глыбы или блока горной породы из строго вертикального склона или откоса они должны упасть к их основанию. Разрушающая сила вывалившихся масс горных пород будет тем больше, чем с большей высоты произойдет вывал, так как только в зависимости от последней изменяется скорость свободного падения любого тела. Естественно, что в каждом конкретном случае наибольшей конечной скоростью, а следовательно, и наибольшей разрушающей силой будут обладать вывалы, обрушившиеся из самой высокой части откоса, т. е. с его бровки. В зависимости от геологических условий вывалы возможны из различных частей склона или откоса, но при оценке угрожаемости вывалов следует допускать случаи наиболее критические, т. е. предполагать возможность вывала из наиболее высоких частей склона или откоса, например с бровки.

Так как строго вертикальные склоны и откосы обычно составляют исключение, а наиболее распространены откосы со средней крутизной (от 50 до 80°), изобилующие неровностями и выступами, то падающие глыбы и блоки пород при вывалах будут ударяться о различные выступы на откосе и изменять свое свободное падение на падение по вынужденной траектории, что обусловит отлет глыб и блоков пород в уровне основания откоса на расстояние $x_т$ (рис. X-4). По расстоянию $x_т$ можно определять, например, ширину необходимой улавливающей площадки при проектировании земляного полотна дорог на участках выемок и полувыемок. Заметим, что при вывалах отдельных блоков отлет их от откосов

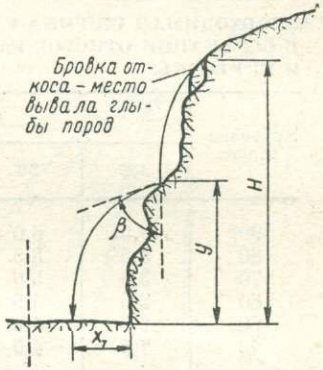


Рис. X-4. Схема наиболее часто наблюдающегося вида, способа перемещения масс горных пород при вывалах.

происходит на большее расстояние, чем при массовых вывалах, в результате которых в основании откосов накапливается обломочный материал и образуются конусы. Поэтому при определении необходимой ширины улавливающей площадки в основании откосов следует исходить из возможности падения отдельных глыб, что в практике наблюдается чаще, чем массовые обрушения с откосов.

Схема обозначений элементов для определения ширины улавливающей площадки показана на рис. X-4. Согласно этой схеме Е. К. Гречищев [6] предложил для расчета ширины улавливающей полки земляного полотна дороги на участках выемок и полувыемок следующую формулу:

$$x_т = \sin^2\beta\,(H-y)\left(\sqrt{\cos^4\beta + \frac{y}{H-y}} - \cos^2\beta\right).$$

Изменяя значение y и угол β, получаем, что максимальный отлет $x_т$ глыбы при вывале будет равен $0{,}35H$ и произойдет тогда, когда глыба на высоте $0{,}63H$ ударится о выступ откоса, имеющий наклон поверхности β, равный 58° от вертикали.

Приведенная формула Е. К. Гречищева для практического пользования довольно громоздка, поэтому им же на основании статистической обработки наблюдений многочисленных случаев

вывалов и результатов опытов на моделях была предложена другая формула:

$$x_т = \frac{\alpha + 45}{450} H.$$

Эта формула показывает дальность отлета глыб в зависимости от крутизны откоса α и его высоты H. В табл. X-1 показаны значения необходимой ширины улавливающей площадки, вычисленные по этой формуле для различных откосов, наиболее часто встречающихся в практике.

Таблица X-1

НЕОБХОДИМАЯ ШИРИНА УЛАВЛИВАЮЩЕЙ ПЛОЩАДКИ (М) В ОСНОВАНИИ ОТКОСОВ РАЗНОЙ ВЫСОТЫ И КРУТИЗНЫ

Крутизна откоса	Высота откоса, м				
	12	20	30	40	50
90°	3,5	6,0	12,0	12,0	15,0
80	3,5	5,5	8,0	11,0	14,0
70	3,0	5,0	7,5	10,0	13,0
60	2,5	4,5	7,0	9,0	12,0
50	2,5	4,0	6,5	8,5	11,0
40	2,5	4,0	6,0	8,0	10,0

При обвалах перемещение масс горных пород начинается с нагорного склона (см. рис. X-2) и от места обрушения они преодолевают свой путь качением, сопровождающимся опрокидыванием, раскалыванием и некоторой сортировкой. В начале своего движения массы горных пород обладают незначительными скоростями и с трудом преодолевают возникающие сопротивления, но впоследствии скорость качения обломков горных пород по склону возрастает. Ее изменение зависит от размеров и формы обломков, от характера склона и особенно от его крутизны. Обломки более крупные, обладающие большой живой силой, а также имеющие более правильную «округлую» форму, уносятся дальше от места обрушения и с бо́льшими скоростями, чем обломки мелкие или неправильной плитчатой формы. При массовых обвалах и совместном движении по склону обломков различной величины все они испытывают сопротивления, вызванные трением и столкновением их друг с другом. При движении одиночных обломков эти сопротивления являются наименьшими. Поэтому одиночные обломки обычно движутся с большими скоростями и отлетают от откоса на большие расстояния.

Заметное влияние на скорость качения обломков оказывает характер склона. Так, одернованные, слабо залесенные склоны

имеют поверхность более ровную, оказывают меньшее сопротивление качению обломков. Склоны обнаженные, скальные, неровные, с многочисленными выступами оказывают большее сопротивление качению. Они жестко встречают удар падающих глыб, часто вызывают их раскалывание и тем самым значительно поглощают скорость движения обломков.

Решающее влияние на изменение скорости движения обломков оказывает крутизна склонов. На пологих склонах движение обломков совершается с меньшими скоростями. При выполаживании

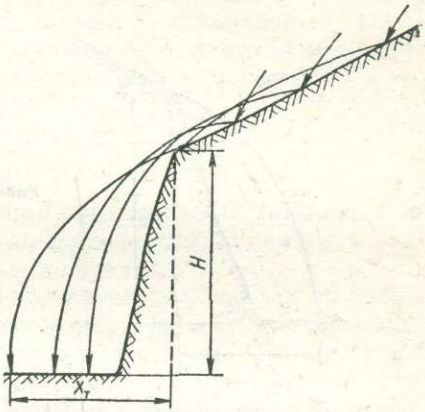


Рис. X-5. Схема вида, способа перемещения масс горных пород при обвалах.

склона или при резком изменении его профиля с крутого на пологий скорость движения обломков уменьшается, причем чем больше разность углов наклона элементов склона, тем значительнее снижается скорость. Как уже было отмечено, на склонах крутизной до 20—25° при обычной поверхности и форме обломков их движения не происходит. Склоны такой крутизны могут быть преодолены движущимися обломками только за счет ранее развившейся скорости. На крутых склонах движение обломков происходит с большими скоростями.

На склонах крутизной более 20—25° скорость падения обломков обычно постепенно возрастает, а их движение постепенно приобретает скачкообразный характер вследствие неровностей склона, неправильной формы обломков и т. д. С нарастанием скорости движения обломков при перемещении их вниз по склону длина скачков увеличивается. Многочисленные наблюдения показали, что если на пути скачкообразного движения обломков встречаются элементы склона более короткие, чем длина скачков, то обломки их перескакивают. То же самое наблюдается и при приближении обломков к бровке откосов выемок и полувыемок, через которые они перескакивают к основанию склонов и откосов. На рис. X-5 видно, что чем ближе к бровке откоса сделает свой последний отскок глыба, движущаяся с нагорного склона при обвале, тем будет дальше отлет этой глыбы от откоса на уровне его подошвы.

В связи с этим при проектировании выемок и полувыемок, при определении величины необходимой улавливающей полки при обвале так же, как и при вывале, следует рассчитывать на максимальный отлет.

Таким образом, если при вывалах дальность отлета обломков горных пород зависит в основном от высоты и крутизны откоса, то при обвалах, кроме того, и от скорости, с которой масса горной породы перемещается с нагорного склона, т. е. при обвалах имеет место начальная скорость, а при вывалах она равна нулю.

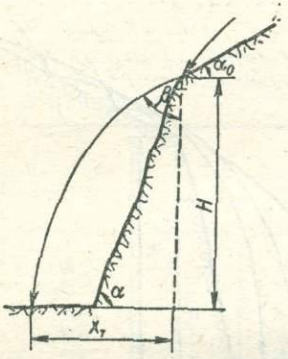


Рис. X-6. Схема обозначений для расчета величины $x_т$ при обвалах.

Для определения величины отлета при обвалах Е. К. Гречищев предложил следующую формулу:

$$x_т = \frac{v^2 \sin\beta}{g}\left(\sqrt{\cos^2\beta - \frac{2gH}{v^2}} - \cos\beta\right).$$

Эта формула справедлива для вертикального откоса. Для наклонного откоса она имеет вид

$$x_т = \frac{v^2 \sin\beta}{g}\left(\sqrt{\cos^2\beta - \frac{2gH}{v^2}} - \cos\beta\right) - H\operatorname{ctg}\alpha.$$

Поясняющая схема обозначений элементов, входящих в данную формулу, показана на рис. X-6.

Из приведенных формулы и схемы видно, что для определения величины $x_т$ необходимо знать: H — высоту откоса выемки, полувыемки или нижней части естественного склона, м; α — крутизну откоса, градус; g — ускорение свободного падения; β — угол отлета; α_0 — крутизну нагорного склона, градус; v — скорость движения масс горных пород, падающих с нагорного склона, т. е. начальную скорость отлета. Способ определения первых двух величин пояснений не требует. Значение величины g общеизвестно и равно 9,81 м/сек². Величину угла отлета β для практического пользования Е. К. Гречищев рекомендует принимать

равной предельному углу, при котором имеет место наибольшая дальность отлета глыбы, т. е. принимать $\beta = 90 - \alpha_0/2$, где α_0 — крутизна нагорного склона. Учитывая недостаточную изученность рассматриваемого вопроса, с таким допущением следует согласиться.

Определять начальную скорость отлета v при оценке угрожаемости обвалов для того или иного участка трудно, поэтому для определения величины отлета рекомендуется пользоваться расчетной скоростью. Способ ее определения следующий. Массы горных пород при перемещении по склону, как указано выше, преодолевают сопротивления, зависящие от характера и крутизны склона, формы и размеров обломков. Поэтому скорость падения масс горных пород по склону должна быть в несколько раз меньше, т. е.

$$v = \frac{\sqrt{2gH}}{K},$$

где K — коэффициент сопротивления склона качению камней, или отношение фактического времени качения камня по склону к теоретическому времени его свободного падения.

Для определения величины K в естественных условиях на одном из обвальных участков были выполнены специальные опытные работы, которые состояли в искусственном обрушении глыб и измерении времени прохождения ими расстояния между специально разбитыми створами. Всего было выполнено 18 опытов с 82 наблюдениями на одернованных склонах и 22 опыта с 87 наблюдениями на скальных, обнаженных склонах. Затем по формуле $t = \sqrt{2gH}$ рассчитывалось теоретическое время свободного падения глыб между створами. Превышение одного створа над другим определялось по снятым поперечным профилям. Отношение времени прохождения расстояния падающими глыбами между створами, определенного опытом, ко времени свободного падения глыб давало величину сопротивления K. Обработка полученных данных позволила определить, что среднеминимальное значение коэффициента сопротивления для одернованного склона равно 2,75, для скального — 4,25.

Если склон на участке от места обрушения обвала до бровки откоса или нижней крутой части естественного склона изменяется по своей крутизне и характеру, то для определения расчетной скорости (по пути наиболее вероятного движения обвала) склон следует делить на отдельные однородные элементы и для каждого из них определять соответствующий коэффициент сопротивления. Как указывалось выше, при изменении склона с крутого на пологий скорость движения обломков уменьшается. Это уменьшение тем значительнее, чем больше разность углов наклона элементов склона, и, наоборот, при переходе склона с пологого на крутой движение обвала не встречает дополнительных сопротивлений и происходит поэтому с нарастающей скоростью.

Таким образом, при неоднородном склоне порядок определения расчетной скорости следующий. Разделив склон на однородные элементы, определяют скорость движения глыб на первом (верхнем) элементе и затем, если склон изменяется с крутого на пологий, уменьшают ее умножением на косинус разности углов наклона первого и второго элементов склона. Полученная величина характеризует скорость, перешедшую на второй элемент. При смене пологого элемента склона крутым уменьшения скорости не произойдет. Скорость, перешедшую с верхнего элемента, делят на коэффициент сопротивления второго элемента и складывают со скоростью, развившейся в пределах второго элемента. Если число выделенных элементов на склоне от места обрушения до бровки откоса два, то эта скорость будет являться расчетной для определения величины отлета. При большем числе элементов порядок определения расчетной скорости последовательным определением скоростей по элементам сохраняется тот же.

Установив значение расчетной скорости, вычисляют дальность отлета масс горных пород от откоса или склона при обвале и тем самым устанавливают опасную зону или ширину необходимой улавливающей площадки в выемках или полувыемках земляного полотна дорог. Таким же способом можно устанавливать охранную зону в основании бортов карьеров, где есть угроза образования вывалов или обвалов.

Оценка и прогноз угрожаемости обвальных явлений. Когда ставится вопрос об оценке угрозы и прогнозе обвальных явлений, всегда необходимо ясно представлять, по отношению к какому объекту, местности или сооружению они должны выполняться. Без этого нельзя считать их (оценку и прогноз) инженерно-геологическими. Из описания условий образования обвальных явлений следует, что при их оценке и прогнозе необходимо изучать два момента: 1) возможность образования вывалов и обвалов как следствие нарушения равновесия (устойчивости) масс горных пород в откосах или на склонах и 2) возможное расположение зоны влияния вывалов и обвалов по отношению к объектам, местности или сооружениям, или, короче, определить, не угрожает ли обрушение масс горных пород непосредственно существующим или проектируемым сооружениям, полотну дорог, определенным участкам местности, жизни и деятельности людей.

Оценка возможности образования обвальных явлений должна производиться на основании изучения комплекса факторов, влияющих на устойчивость масс горных пород на склонах и в откосах. Здесь, как было отмечено выше, первостепенное значение имеют особенности морфологии и морфометрии склонов и откосов, состав, условия залегания, степень выветрелости и трещиноватости горных пород и др. Такое изучение обычно дает возможность в описательной (качественной) форме давать оценку возможности образования обвалов и вывалов. С целью повышения наглядности и объективности описание должно сопровождаться картированием

обвальных участков, зарисовками, фотографированием, фототеодолитными съемками опасных обнажений и откосов. Основой для картирования обвальных участков обязательно должны служить плановые и перспективные аэрофотосъемочные материалы. Выполнять такие работы на обвальных участках очень трудно, часто в силу недоступности опасных склонов и откосов для непосредственного постоянного периодического обследования, а также и потому, что склоны и откосы представляют собой определенные динамические системы, устойчивость которых зависит от многочисленных внутренних и внешних условий — климатических, геоморфологических, геологических и др. Поэтому описательная (качественная) оценка и прогноз возможности образования обвалов и вывалов часто недостаточно надежны и достоверны.

Имеется много примеров, когда десятки лет на отдельных опасных, угрожаемых участках устанавливались ограничения скорости движения транспорта до 5 км/ч, проводка транспорта с участием обвального сторожа (пилота) и т. д. и за этот срок обвалов и вывалов не происходило. Тем не менее снять эти ограничения на таких участках никто не мог осмелиться; и, наоборот, известны участки, на которых образование обвалов и вывалов не предполагалось, а они возникали и наносили большой ущерб. Это указывает на то, что необходимо совершенствовать методику описательной (качественной) оценки возможности образования обвалов и вывалов, шире привлекая для этого фототеодолитные съемки, аэрофотосъемочные материалы, новые физические и другие методы. Кроме того, вывод о том, что качественная оценка недостаточно надежна, также указывает на то, что нельзя ограничиваться только оценкой возможности образования обвалов и вывалов, необходимо также определять зону возможного их влияния.

Возможную величину зоны влияния обвалов и вывалов на данной стадии изученности этого вопроса можно определять величиной отлета $x_т$ масс горных пород от откосов и склонов. Применительно, например, для случая оценки угрожаемости обвалов и вывалов для дорог необходимо определять ширину фактически существующей или проектируемой улавливающей площадки $x_ф$ в основании откоса и сравнивать ее с необходимой теоретической $x_т$, рассчитываемой по методике, описание которой приведено выше. Так можно определять предложенный нами коэффициент угрожаемости обвалов и вывалов [2], под которым понимается отношение $x_ф/x_т$, т. е.

$$K_у = \frac{x_ф}{x_т}.$$

Если коэффициент угрожаемости больше единицы, то обрушение обвала или вывала непосредственно на полотно дороги маловероятно. Если коэффициент угрожаемости меньше единицы, то

падение масс горных пород при обвалах и вывалах на полотно дороги неизбежно.

На рис. X-7 показаны план и профиль одного из участков земляного полотна в месте вывала глыбы. Вывал произошел из бровки откоса, и, как и следовало ожидать, породы свалились на площадку в основании откоса. Рассматривая приведенный рисунок, видим, что откос высотой 20 м и крутизной 80° имеет в основании площадку шириной 7 м, вполне достаточную для улавливания вывалов при данной высоте и крутизне откоса. Коэффициент угрожаемости для этого участка значительно больше единицы.

На рис. X-8 приведен план и профиль другого участка земляного полотна. На плане крестом показан выявленный пункт возможного образования обвала и штриховой линией — наиболее вероятный путь его следования. По этой линии построен профиль, из которого видно, что он может быть разделен на три элемента: верхний — крутой, скальный; средний — более отлогий, одернованный и нижний — опять более крутой, скальный. Имеющиеся небольшие изменения крутизны склона в пределах некоторых элементов можно не учитывать и принимать среднюю их крутизну. Например, средняя крутизна верхнего элемента равна 79°, среднего — 35° и нижнего — 48°. Для определения допустимой ширины улавливающей площадки необходимо установить расчетную скорость последовательно по элементам. Для удобства и наглядности расчет сведен в табл. X-2, из которой видно, что для рассматриваемого примера расчетная скорость равна 11,7 м/сек. Пользуясь приведенным выше методом расчета, находим, что для откоса высотой 8 м и крутизной 78°, при крутизне нагорного склона на участке, прилегающем к бровке откоса, 48° и расчетной скорости 11,7 м/сек, необходимая ширина улавливающей площадки должна быть равна 8,5 м. Существующая площадка в основании откоса значительно меньше этой величины, коэффициент угрожаемости меньше единицы, следовательно, попадание обвала на полотно дороги неизбежно.

Для конкретизации оценки степени угрожаемости обвальных явлений можно рекомендовать выделять участки особо угрожаемые, угрожаемые, малоугрожаемые и неугрожаемые [2]. При этом к участкам особо угрожаемым следует относить такие, где горные породы в скальных обнажениях откосов и нагорного склона разбиты редкими трещинами, по которым возможно образование крупных, весьма опасных обвалов и вывалов, попадание которых на тот или иной объект или сооружение, например на полотно дороги, неизбежно. Коэффициент угрожаемости для таких участков должен быть меньше единицы. Обвалы и вывалы здесь могут повлечь за собой аварии или долговременное закрытие перегона дороги для движения транспорта.

К угрожаемым участкам следует относить такие, где породы в обнажениях разбиты трещинами средней густоты, по которым

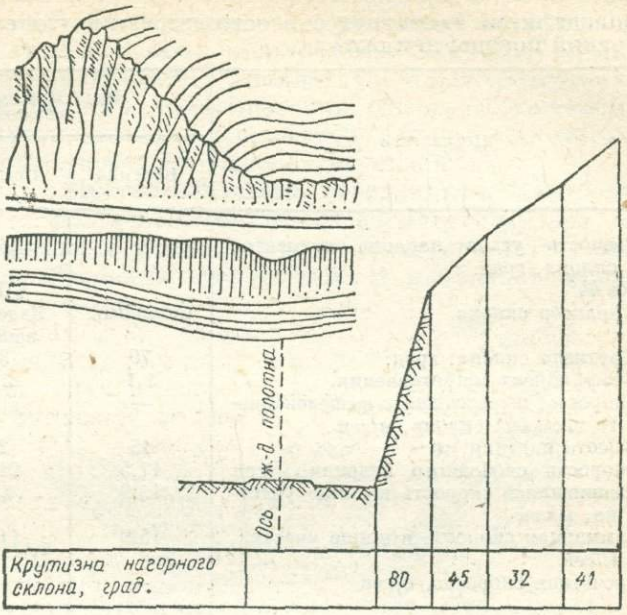


Рис. X-7. Пример оценки угрожаемости образования вывала на участке земляного полотна.

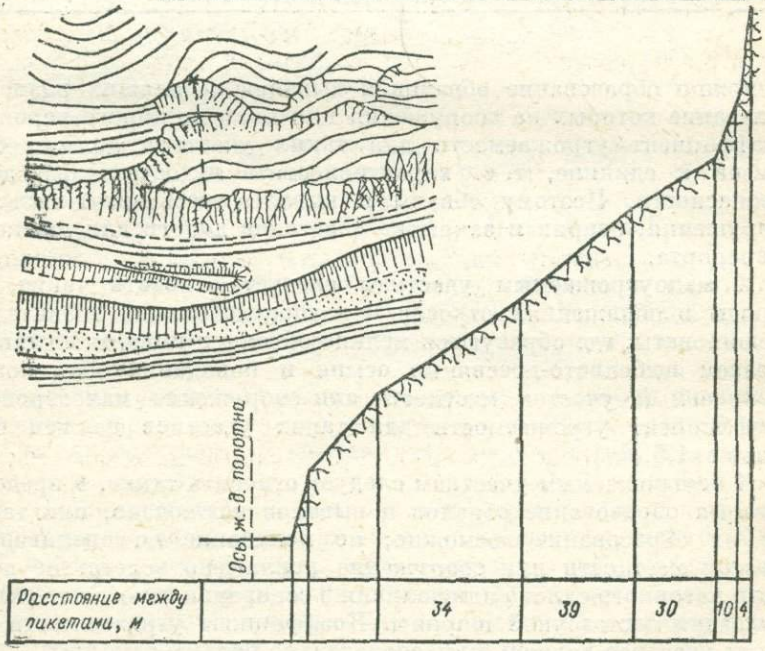


Рис. X-8. Пример оценки угрожаемости образования обвала на участке земляного полотна.

Таблица X-2

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСЧЕТНОЙ СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ ГЛЫБЫ ГОРНОЙ ПОРОДЫ ПРИ ОБВАЛЕ

Показатели	Пикет или номер профиля, название участка		
	Верхний	Средний	Нижний
Разность углов наклона элементов склона, град.		44,0	13
cos 44°		0,719	—
Характер склона	Скальный	Задернованный	Скальный
Крутизна склона, град.	79	35	48
Коэффициент сопротивления	1,1	2,9	2,3
Скорость, перешедшая с вышележащего элемента склона, м/сек	—	3,9	4,8
Высота падения, м	15	23	12
Скорость свободного падения, м/сек	17,5	21,0	16,0
Развившаяся скорость в конце участка, м/сек	15,9	7,2	6,9
Суммарная скорость в конце участка, м/сек	15,9	11,1	11,7
Расчетная скорость, м/сек	—	—	11,7

возможно образование обвалов и вывалов небольших размеров, попадание которых на сооружения или полотно дороги вероятно. Коэффициент угрожаемости для таких участков должен быть близок к единице, т. е. характеризовать недостаточный запас безопасности. Поэтому обвалы и вывалы здесь могут вызывать разрушения, аварии и закрытие перегонов дороги для движения транспорта.

К малоугрожаемым участкам следует относить такие, где породы в обнажениях откосов и нагорного склона значительно трещиноваты, где образуются мелкие обвалы и вывалы и главным образом щебенисто-дресвяные осыпи и попадание обломков на оцениваемый участок местности или сооружение маловероятно. Коэффициент угрожаемости для таких участков должен быть больше 1,5.

К неугрожаемым участкам следует относить такие, в пределах которых образование обвалов и вывалов исключено, или такие, где их образование возможно, но попадание на оцениваемый участок местности или сооружение исключено вследствие пологости нагорного склона или наличия в основании откоса или склона площадки достаточной ширины. Коэффициент угрожаемости для таких участков должен быть значительно больше единицы.

Таковы основные соображения о методике инженерно-геологической оценки степени угрожаемости обвальных явлений.

Из приведенного следует, что в качестве показателя степени угрожаемости обвальных явлений можно рекомендовать коэффициент угрожаемости, которым можно пользоваться как для оценки степени угрожаемости отдельных участков, так и для обоснования инженерно-геологического районирования участков местности, трасс дорог и других линейных сооружений, а также при необходимости выполнения противообвальных мероприятий.

Противообвальные мероприятия. Как показывает практика, противообвальные мероприятия состоят из работ профилактического порядка и работ по строительству специальных противообвальных сооружений. К профилактическим

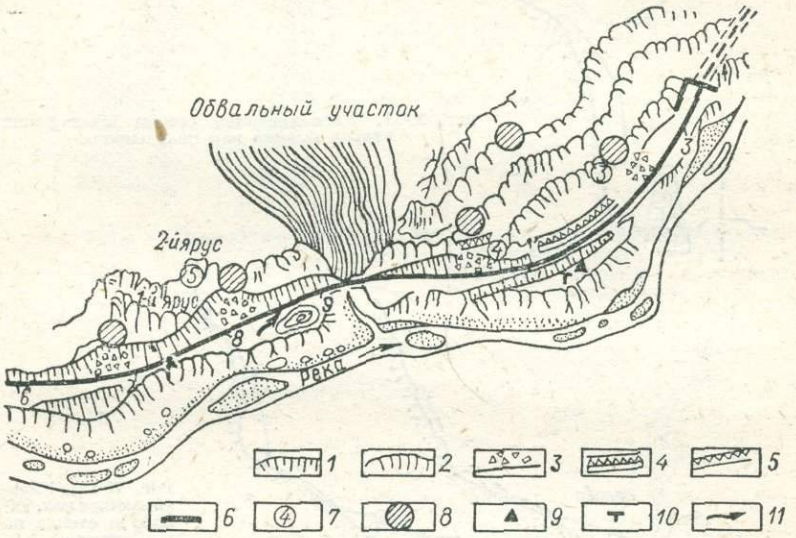


Рис. X-9. Схема обвального участка и организации противообвальных мероприятий (по Н. М. Королеву и В. А. Еремину).

1 — откосы; *2* — обрывы склона; *3* — места обвала; *4* — улавливающая стенка; *5* — улавливающие канавы; *6* — подпорная стенка; *7* — контрольные маяки и их номера; *8* — места возможных обвалов; *9* — обвальный пост; *10* — телефон; *11* — автоматическая сигнализация.

мероприятиям относятся работы, направленные либо на предупреждение образования обвалов и вывалов, либо на предупреждение их последствий. В состав этих мероприятий входят следующие.

1. Периодическое обследование обвальных участков (по определенному графику) с целью выявления опасных неустойчивых глыб и блоков горных пород, обнаженных в откосах и на нагорном склоне. При таком обследовании составляют карту и специальную ведомость расположения опасных глыб и блоков и производят их маркировку.

2. Организация охраны обвальных участков (путевые сторожа) с целью обнаружения обвалов и вывалов и немедленного преду-

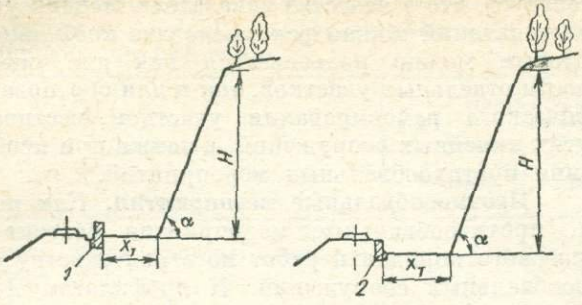


Рис. X-10. Улавливающие стенки в основании откосов выемок и полувыемок (по Н. М. Ройнишвили).

1 — заградительная, 2 — бордюрная.

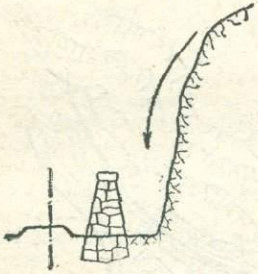


Рис. X-11. Улавливающая стенка в основании откоса выемки или полувыемки.

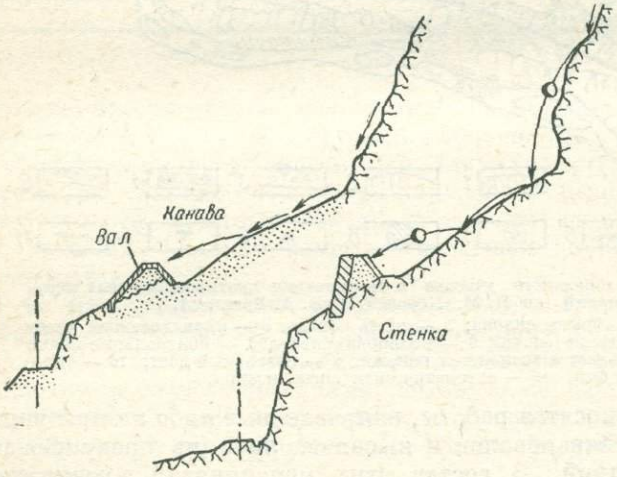


Рис. X-12. Улавливающие вал, канава и стенка на склоне.

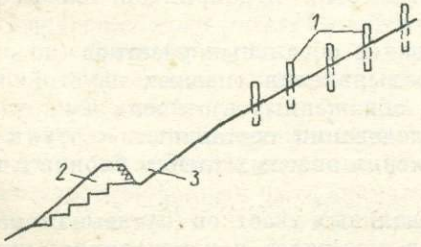


Рис. X-13. Надолбы на склоне с улавливающей канавой и валом.

1 — надолбы; 2 — вал; 3 — канава.

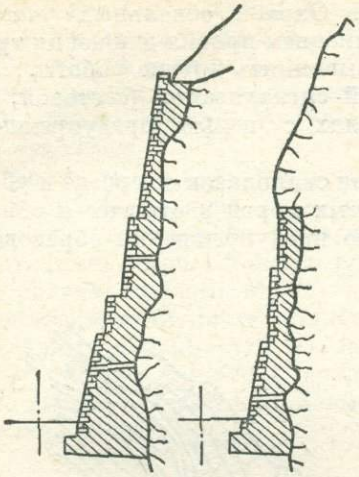


Рис. X-14. Облицовочные стенки.

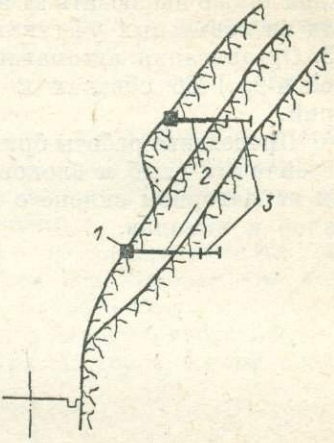


Рис. X-15. Закрепление неустойчивого блока горных пород анкерами.
1 — анкерная головка; *2* — анкер; *3* — крепеж анкера.

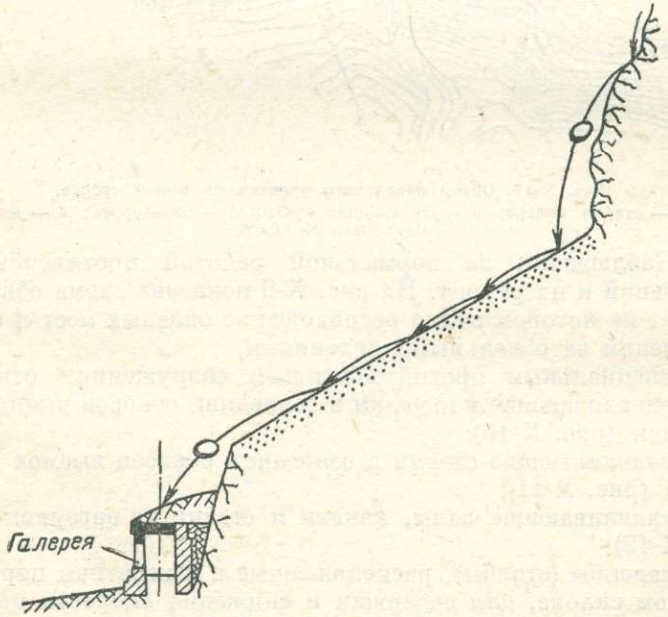


Рис. X-16. Галерея у откоса полувыемки для защиты полотна дороги от вывалов и обвалов.

преждения об этом соответствующих служб (например, диспетчерской службы на дорогах) и организации работ по ликвидации последствий обвалов и вывалов. Охрана обвальных участков должна также наблюдать за выполнением правил движения транспорта на обвальных участках и выполнять другие работы.

3. Организация автоматической сигнализации (световой, звуковой и др.) об обвалах и вывалах с целью предупреждения аварий.

4. Проведение работы бригадами скалолазов по срезке и уборке неустойчивых глыб и блоков горных пород в откосах и обнажениях на нагорном склоне с целью предупреждения образования обвалов и вывалов.

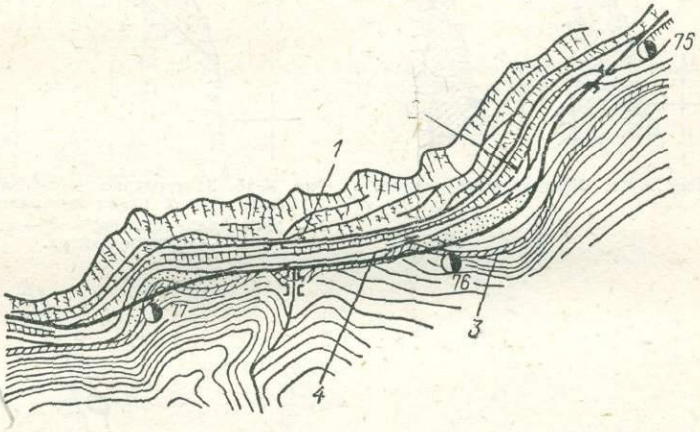


Рис. X-17. Обход обвального участка по новой трассе.
1 — старая трасса; 2 — спрямление русла; 3 — автодорога; 4 — вновь построенный обход.

5. Наблюдения за нормальной работой противообвальных сооружений и их ремонт. На рис. X-9 показана схема обвального участка, на котором видно расположение опасных мест и пунктов наблюдений за обвальными явлениями.

К специальным противообвальным сооружениям относятся:

1) улавливающие площадки в основании откосов выемок и полувыемок (рис. X-10);

2) улавливающие стенки в основании откосов выемок и полувыемок (рис. X-11);

3) улавливающие валы, канавы и стенки на нагорном склоне (рис. X-12);

4) надолбы (столбы), расположенные в шахматном порядке на нагорном склоне, для задержки и снижения скорости движения масс горных пород при обвалах (рис. X-13);

5) облицовочные стенки для защиты горных пород от выветривания в откосах и обнажениях на нагорном склоне (рис. X-14);

6) закрепление неустойчивых блоков горных пород анкерами из металлических стержней, труб и троса (рис. X-15);

7) цементация трещин для придания породам в откосах и обнажениях монолитности и устойчивости;

8) галереи у откосов выемок и полувыемок для защиты полотна дорог от обвалов и вывалов (рис. X-16);

9) обходы обвального участка по новой трассе (рис. X-17) или туннелем.

Таковы главнейшие средства защиты территорий и сооружений от обвальных явлений. Из приведенного перечня противообвальных мероприятий видно, что многие из них представляют собой капитальные дорогостоящие сооружения.

Практика показывает, что защита от обвальных явлений только тогда эффективна, когда применяют комплекс мероприятий. Одним из главных мероприятий по защите от обвальных явлений дорог и других линейных сооружений следует считать правильный, хорошо обоснованный выбор трассы дорог, линий электропередачи и др.

ГЛАВА XI

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

Определение понятий. Районы, где горные породы верхних горизонтов земной коры находятся в многолетнемерзлом состоянии, являются районами распространения многолетней мерзлоты. В первой части курса, в «Инженерной петрологии» [6], уже было отмечено, что любые горные породы, имеющие отрицательную или нулевую температуру и содержащие в своем составе лед, называются мерзлыми. Наряду с типично мерзлыми породами, т. е. содержащими лед, встречаются породы с отрицательной температурой, но без льда, например маловлажные сыпучие пески, гравий и галечники, сухие скальные и полускальные породы, а также породы, насыщенные минерализованными водами. Все эти породы не относятся к типично мерзлым, так как их свойства при отрицательной температуре не изменяются. Однако при проектировании и строительстве на них сооружений (некоторых подземных коммуникаций, дренажей, помещений и др.) необходимо учитывать их тепловое состояние.

В зависимости от того как долго горные породы находятся в мерзлом состоянии, они подразделяются на сезонномерзлые и многолетнемерзлые. Сезонномерзлые — это породы деятельного слоя, т. е. зимнего промерзания и летнего оттаивания (рис. XI-1). На территории Советского Союза, кроме некоторых южных и юго-западных районов, они в зимнее время встречаются почти повсеместно, слагая самую приповерхностную часть разреза горных пород на глубину от долей метра до 2—3 м, редко до 4—5 м (Восточная Сибирь). В некоторые годы сезонномерзлые породы не успевают летом оттаять, и тогда их называют перелетками.

В последние годы сделано предложение (СНиП II-Б.6—66) вместо деятельного слоя различать слой сезонного протаивания для районов распространения многолетней мерзлоты и слой сезонного промерзания для районов, где нет многолетней мерзлоты. Обосновывается это тем, что протаивание в первом случае и промерзание во втором относятся к наиболее характерным явлениям температурного изменения горных пород. Представляется, что не может быть сезонного протаивания горных пород без их сезонного промерзания, поэтому такое разделение не имеет особого практического (инженерного) смысла. Понятие «деятельный слой»

хорошо отражает сезонное изменение физического состояния пород в приповерхностных горизонтах земли.

Многолетнемерзлые породы находятся в мерзлом состоянии в течение многих лет — десятков, сотен, тысяч. В верхних горизонтах земной коры они образуют линзы, слои, толщи, мощные

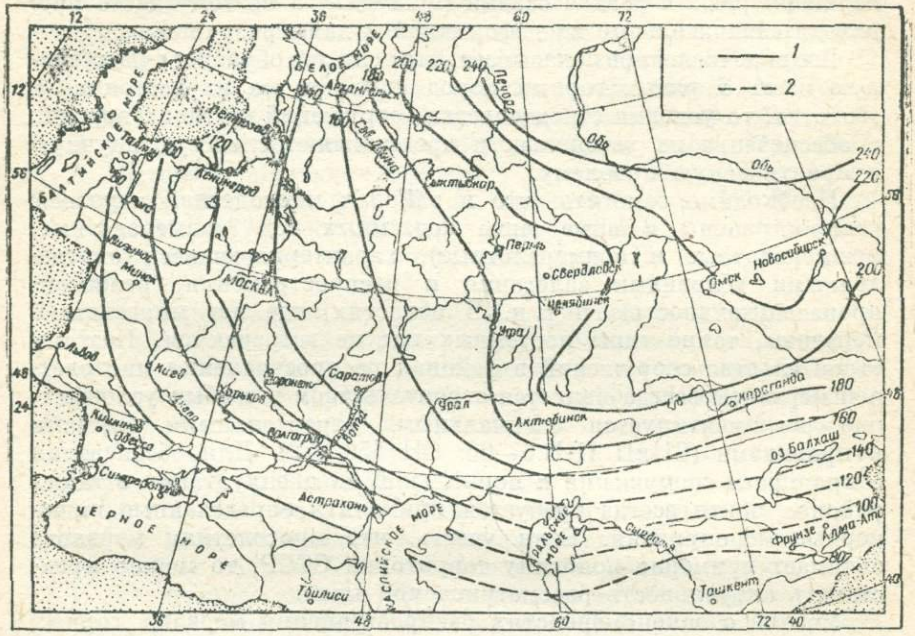


Рис. XI-1. Карта глубины сезонного промерзания горных пород на территории СССР.
1 — изолинии нормативных глубин (в м) промерзания в глинистых породах; *2* — то же, для малоисследованных районов.

толщи и в целом зону мерзлых пород — мерзлую зону земной коры. В тех случаях, когда в области многолетней мерзлоты мерзлые породы деятельного слоя в зимнее время сливаются с многолетнемерзлыми, говорят о сливающейся мерзлоте, а когда они не сливаются, т. е. между ними остается талик (талые породы), говорят о несливающейся мерзлоте.

При переходе воды, содержащейся в горных породах, в лед при промерзании существенно изменяются их физические свойства, прочность, деформируемость, водопроницаемость, а также тепловые и другие свойства. Кроме того, промерзание пород сопровождается развитием особых мерзлотных процессов и явлений, таких как изменение строения пород (структуры и текстуры), перераспределение влаги в них, морозное пучение, образование морозобойных трещин, наледные явления и др.

Лед как породообразующая составная часть мерзлых пород является неустойчивой фазой. При повышении температуры

породы оттаивают, происходит деградация мерзлоты и у некоторых из них резко изменяются физическое состояние, прочность, деформируемость, водопроницаемость и устойчивость, развиваются провальные и просадочные (термокарстовые), оползневые и другие явления. При оттаивании мерзлых пород сооружения, построенные на них без учета этого явления, испытывают значительные неравномерные и резкие осадки (просадки) и поэтому часто происходят значительные их деформации и даже разрушения.

Все перечисленное показывает, что если лед образует существенную часть мерзлых горных пород и влияет на их состояние и свойства, то условия строительства сооружений на таких породах и обеспечение их устойчивости представляют сложную научную и практическую проблему.

Необходимо заметить, что в районах многолетней мерзлоты распространены и иные типы подземных вод (надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные), характеризующиеся определенными условиями залегания и распространения, режимом, производительностью и т. д. В областях, где нет многолетней мерзлоты, такие типы подземных вод не встречаются. Поэтому строительство сооружений в районах распространения многолетней мерзлоты всегда является строительством в особых условиях, оно регламентируется специальными строительными нормами и правилами (СНиП II-Б.6—66; СН 450—72). Для обеспечения сохранности сооружений и нормальной их эксплуатации в таких районах почти всегда требуется применять определенные инженерные мероприятия. Если учесть, что многолетняя мерзлота занимает примерно половину территории СССР, то можно представить актуальность рассматриваемой темы.

Учение о закономерностях распространения мерзлых горных пород, особенностях их состава, строения и свойств и о мерзлотных процессах и явлениях, развивающихся в них, называется мерзлотоведением, т. е. наукой о мерзлой зоне земной коры. Основоположником этой науки является М. И. Сумгин, опубликовавший в 1927 г. книгу «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР». Это первая крупная сводка важнейших результатов изучения мерзлых пород. В ней приводится описание условий формирования многолетней мерзлоты и связанных с нею процессов и явлений. В этой книге были сформулированы задачи дальнейшего изучения многолетней мерзлоты.

Впоследствии учение о многолетней мерзлоте получило широкое развитие и сформировалось в одну из важнейших наук о Земле. В настоящее время вопросам и проблемам этой науки уделяется очень большое внимание. В 1961 г. в Якутске был создан Институт мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР. В нескольких отраслевых институтах (ВСЕГИНГЕО, ПНИИИС, НИОСП и др.) имеются специальные отделы и лаборатории. В городах Воркуте, Игарке, Анадыре и других населенных пунктах работают научно-исследовательские мерзлотные станции. В МГУ

на геологическом факультете в 1953 г. впервые в СССР была открыта кафедра мерзлотоведения, возглавляемая проф. В. А. Кудрявцевым. В других странах подобных кафедр нет. В нашей стране систематически проводятся региональные и всесоюзные совещания, посвященные вопросам многолетней мерзлоты. В 1973 г. в Якутске успешно провел работу Международный конгресс по мерзлотоведению. Библиографический список работ, посвященных разнообразным вопросам многолетней мерзлоты, огромен. Из крупных работ последних лет необходимо назвать следующие: Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев. Общее мерзлотоведение. М., 1967; А. И. Попов. Мерзлотные явления в земной коре. М., 1967; Н. А. Цытович. Механика мерзлых грунтов. М., 1973; Общее мерзлотоведение. Под ред. П. И. Мельникова и Н. И. Толстихина. М., 1974; Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. В. А. Кудрявцева. М., 1974.

Раздел инженерной геологии, изучающий физико-механические свойства мерзлых горных пород, развитие геологических процессов, связанных с их промерзанием и оттаиванием, условия строительства на них различных сооружений, разработки полезных ископаемых и другого хозяйственного использования территорий, сложенных многолетнемерзлыми породами, теперь является одновременно и разделом мерзлотоведения (инженерное мерзлотоведение) в связи с продолжающейся дифференциацией наук и выделением мерзлотоведения в самостоятельную область знания. Это отражает взаимопроникновение и взаимосвязь наук.

В заключение отметим, что с недавнего времени мерзлотоведение все чаще и чаще называют геокриологией, пытаясь отразить этим самым учение о взаимосвязи твердого состояния воды в породах с определенной их температурой (П. Ф. Швецов, 1959 г.). Название это происходит от греческого слова «криос», обозначающего холод (мороз) и лед. Нам представляется, что этим термином пользоваться не следует так же, как и производными от него (криогенез, криогенные явления, криолитология, криопеги), так как они не могут заменить уже давно вошедшие в науку и практику ясные, понятные и точные термины русского происхождения — мерзлотоведение, мерзлотные явления и др., а только засоряют научную терминологию. Необходимо учитывать, что мерзлотоведение как сложившаяся и развивающаяся область знания о мерзлой зоне земной коры— это огромное достижение советской науки, советских ученых, и это обязывает бережно относиться к ее названию и связанной с ней терминологии.

Распространение многолетней мерзлоты. Многолетняя мерзлота на земном шаре распространена в основном в полярных и приполярных областях, а также в некоторых высокогорных районах южных широт. На территории Советского Союза она занимает примерно 47% его площади. Как видно на рис. XI-2, многолетняя мерзлота в европейской части СССР

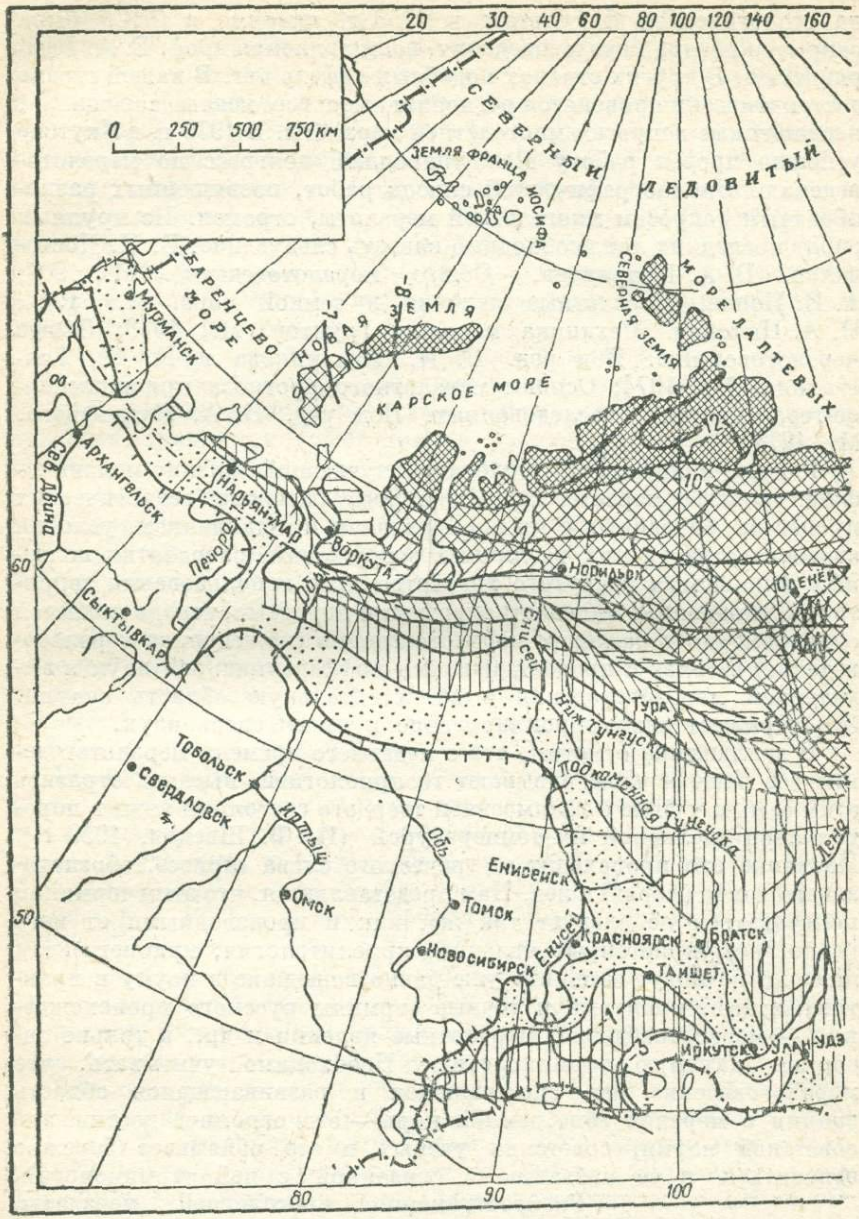
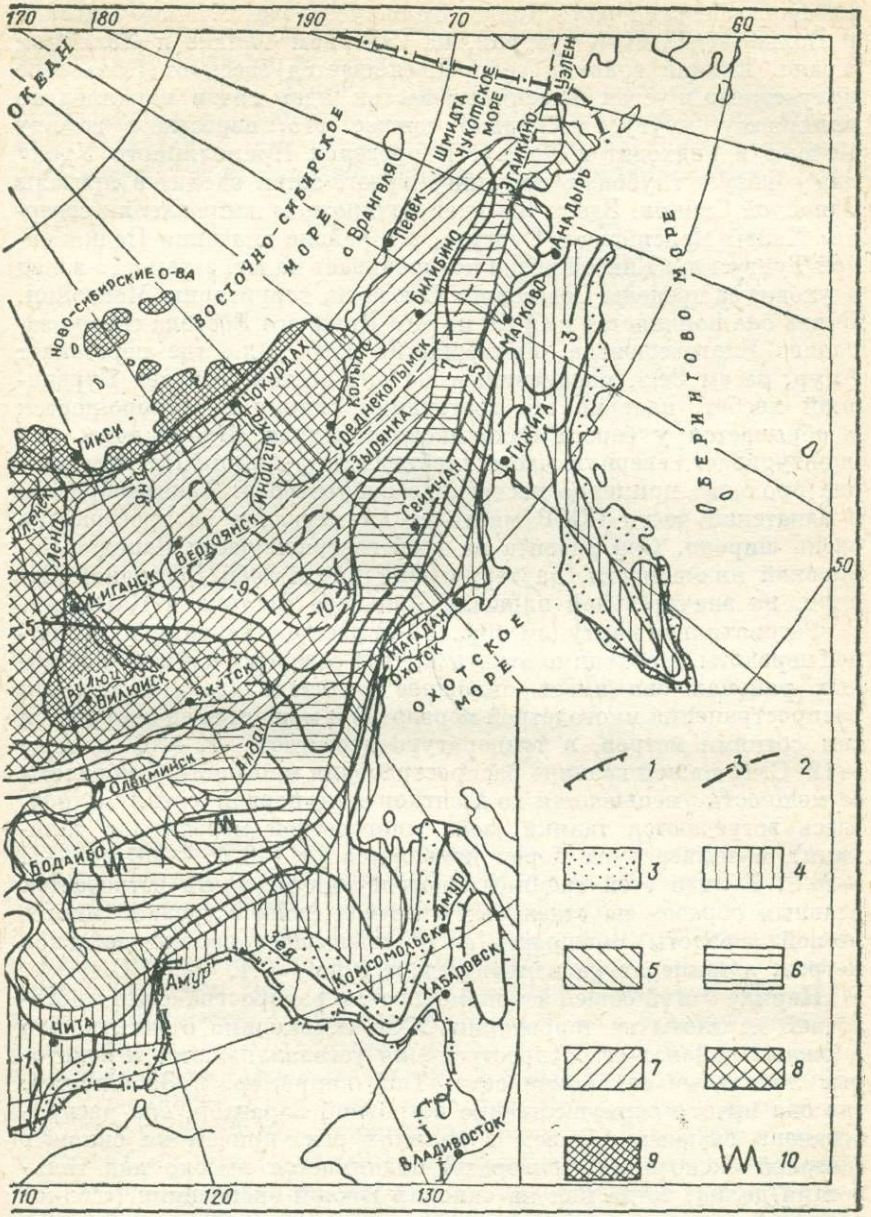


Рис. XI-2. Схематическая карта распространения многолетне

1 — южная граница распространения многолетней мерзлоты; *2* — изолиния темпера *мерзлоты мощностью до 25 м; 4—9 — зоны распространения многолетней мерз* до 400, *8* — от 400 до 500, *9* — более 500; *10* — участки рас



мерзлых пород на территории СССР (СНиП II-Б.6—66).

туры (°С) горных пород на глубине 10 м; *3* — зона отдельных островов многолетней лоты мощностью (м): *4* — до 100, *5* — от 100 до 200, *6* — от 200 до 300, *7* — от 300 пространения многолетней мерзлоты мощностью более 500 м.

распространена на части Кольского полуострова, в Малоземельской и Большеземельской тундрах, на Северном Тимане и Полярном Урале. Южная граница ее прослеживается здесь от Кольского полуострова и устья Мезени на восток, идет почти параллельно полярному кругу, несколько южнее его, пересекает долину Печоры и подходит к Уралу. В пределах Приполярного Урала она образует глубокую излучину на юг, затем входит в пределы Западной Сибири. Здесь она идет в широтном направлении севернее Ханты-Мансийска и Сургута, а в районе впадения Подкаменной Тунгуски в Енисей резко поворачивает на юг, затем юго-запад и уходит за пределы Советского Союза на территорию Монголии. Вновь она появляется в СССР на юге Дальнего Востока северо-западнее Благовещенска, примерно на 128° в. д., где пересекает Амур, затем Зею, поворачивает на юго-восток, огибает Буреинский хребет, идет по его восточному склону на северо-восток и обрывается у берега Сахалинского залива. Кроме того, она оконтуривает северную часть хребта Сихотэ-Алинь. На Камчатке она проходит примерно посередине полуострова. Таким образом, в азиатской части СССР многолетняя мерзлота распространена очень широко. Она развита на всей северной части Западно-Сибирской низменности, на территории почти всей Восточной Сибири, на значительной площади Дальнего Востока и Камчатки.

Рассматривая карту (см. рис. XI-2) распространения многолетней мерзлоты, необходимо отметить, что в северных и северо-восточных районах она имеет сплошное развитие (зона сплошного распространения многолетней мерзлоты) и мощность ее измеряется там сотнями метров, а температура достигает —7, —10 и даже —12° С. К южной границе распространения многолетней мерзлоты ее мощность уменьшается до десятков или первой сотни метров, здесь встречаются талики (зона многолетней мерзлоты с таликами), а температура пород изменяется от —0,2; —0,3 до —1, —2° С. Вблизи этой границы многолетняя мерзлота встречается главным образом на отдельных участках (зона островной многолетней мерзлоты), мощность ее не превышает первых десятков метров, а температура изменяется от 0 до —0,1, —0,3° С.

Наряду с этой общей закономерностью распространения многолетней мерзлоты на территории СССР необходимо отметить, что в южных районах ее распространения устанавливаются и некоторые локальные закономерности. Так, например, в Забайкалье, где она имеет преимущественно островной характер, она распространена главным образом в долинах рек, причем на склонах северной экспозиции («сиверах») поднимается высоко над тальвегами долин, тогда как на склонах южной экспозиции («солнопечных») встречается только в нижних их частях. Таким образом, в речных долинах наблюдается асимметричное распространение многолетней мерзлоты. Характерно, что «сивера» обычно более пологие, задернованные, покрыты лесом, тогда как «солнопеки» более круты и часто значительно обнажены. В других районах

локальные закономерности распространения многолетней мерзлоты могут быть другими и их надо выявлять при инженерно-геологическом изучении и оценке территорий.

Строение мерзлой зоны земной коры. Оно определяется формой залегания, выдержанностью по простиранию, мощностью многолетнемерзлых пород, наличием в их разрезе слоев, линз, залежей, жил и других крупных форм льда

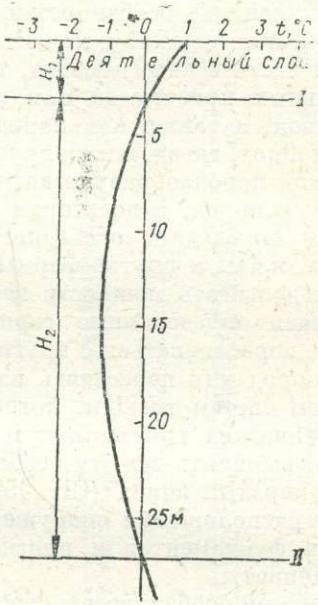


Рис. XI-3. Разрез по скважине, показывающий положение верхней и нижней границ многолетнемерзлых пород и изменение их температуры с глубиной.

H_1 — мощность деятельного слоя; H_2 — мощность многолетней мерзлоты; *I*, *II* — границы многолетней мерзлоты; *I* — верхняя, *II* — нижняя.

и взаимоотношением их с талыми породами. Выше уже было отмечено, что в районах распространения многолетней мерзлоты она может быть сливающейся и несливающейся.

Поверхность, ниже которой начинаются многолетнемерзлые породы, называется верхней границей (*I*) — поверхностью многолетней мерзлоты (рис. XI-3). Эта граница достаточно подвижна во времени в связи с изменениями климата или условий окружающей среды, вызываемыми действиями человека. Поэтому, отмечая на картах и геологических разрезах эту границу, необходимо фиксировать дату ее установления. Поверхность, ниже которой на глубине многолетнемерзлые породы кончаются и начинаются талые породы, называется нижней границей (*II*) — поверхностью многолетней мерзлоты. Расстояние между этими границами характеризует мощность многолетнемерзлых пород, которая может измеряться метрами, десятками и сотнями метров.

В земной коре образуются следующие формы залегания многолетней мерзлоты: толщи, достигающие мощности в десятки и сотни метров и отличающиеся выдержанностью по простиранию; слои,

также выдержанные по простиранию, но мощность их составляет единицы или первые десятки метров; линзы и залежи неправильной формы, мощность которых также измеряется единицами и десятками метров, но они невыдержанны по простиранию. Толщи мерзлых пород характерны главным образом для районов сплошного распространения многолетней мерзлоты, а слои, линзы и залежи — для районов островного ее распространения.

Важнейшей особенностью мерзлых пород является присутствие в них льда. Лед может находиться в них как породообразующая часть в виде цемента, т. е. в тонкодисперсном виде, в виде отдельных кристаллов или их скоплений, мелких прослойков и жилок, а также как порода в виде слоев, залежей, крупных прослойков, гнезд, жил и других форм залегания. В первом случае лед (как породообразующая часть) влияет на строение собственно мерзлых пород, а во втором лед (как порода в толщах мерзлых пород) определяет особенности их строения (рис. XI-4). Слои, линзы, жилы и другие формы залегания льда в мерзлых породах могут достигать мощности десятков сантиметров и метров, образовывать определенные горизонты и зоны повышенной льдистости, переслаиваться с другими петрографическими типами мерзлых пород или пересекать их жилами в соответствии с расположением систем трещин, которые он заполняет. При инженерно-геологических изысканиях и проектировании сооружений очень важно выявлять все эти особенности строения толщ сильнольдистых мерзлых пород (СН 450—72), чтобы правильно определять места расположения сооружений, их компоновку, глубину заложения фундаментов и прогнозировать возможные их осадки и устойчивость.

Важной особенностью строения толщ мерзлых пород являются часто встречающиеся в них талики, т. е. талые, в большинстве случаев водоносные породы. Талики могут образовывать отдельные горизонты или пронизывать толщи мерзлых пород полностью (сквозные талики) или частично. Они обусловливают слоистое строение мерзлых толщ (слоистая мерзлота) или прерывистость (несплошность) распространения многолетней мерзлоты. Сквозные талики нередко встречаются в долинах рек, в тектонических нарушениях, по которым поднимаются минерализованые или теплые подмерзлотные воды. Слоистые талики приурочены обычно к горизонтам минерализованных вод или к водоносным горизонтам с повышенной водопроницаемостью и производительностью потоков.

Следует заметить, что для строения толщ мерзлых пород северных районов наиболее характерны слои, линзы и другие крупные формы льда, тогда как для строения мерзлых толщ южных районов — талики слоистые, сквозные и другой формы, хотя они встречаются и в зоне сплошного распространения многолетней мерзлоты. Выявление таликов и установление их пространственного положения является важной задачей при инженерно-геоло-

гическом изучении мерзлых толщ, так как они определяют строение этих толщ, тепловой режим мерзлоты, распространение надмерзлотных, межмерзлотных горизонтов и зон подземных вод и их связь с подмерзлотными водами, развитие некоторых мерзлотных

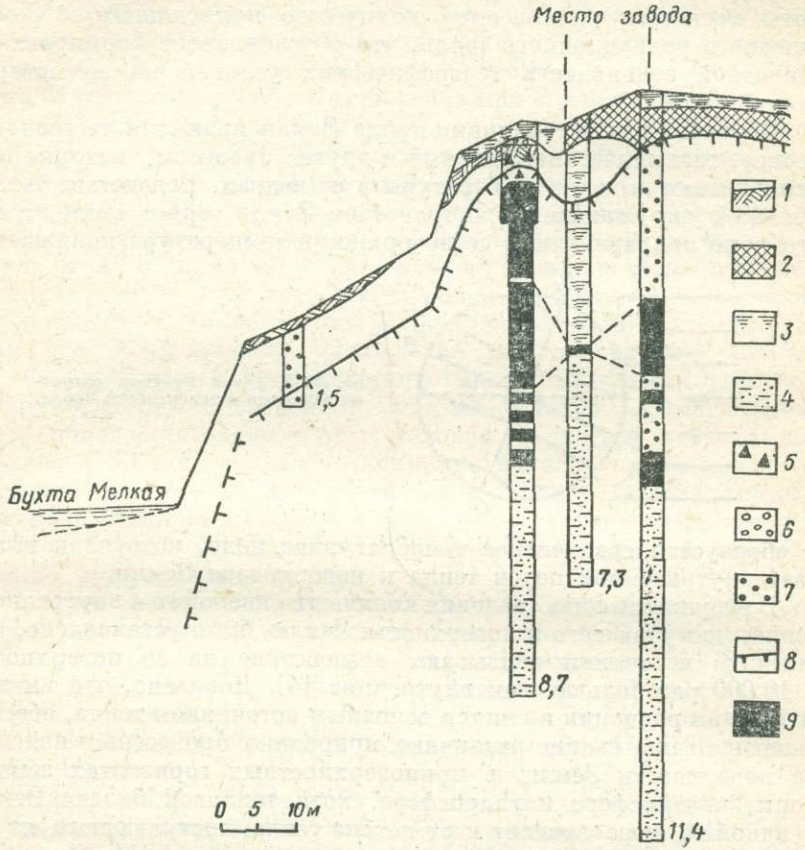


Рис. XI-4. Слои льда в толще пород на строительной площадке рыбоконсервного завода в Анадыре (по Н. А. Цытовичу и М. И. Сумгину).

1 — растительный слой; *2* — торф; *3* — искусственная насыпь; *4* — глинистые породы; *5* — гравий, дресва; *6* — валуны; *7* — щебень; *8* — верхняя граница мерзлых пород; *9* — лед.

геологических процессов и в конечном итоге условия строительства сооружений и хозяйственного использования территорий.

Тепловой баланс Земли и условия формирования многолетней мерзлоты. Многолетняя мерзлота — явление региональное, связанное с тепловым состоянием Земли. По современным данным главная масса тепла на поверхность Земли поступает с лучистой энергией Солнца. При этом вследствие шарообразной формы Земли солнечная радиация по ее поверхности

распределяется неравномерно, т. е. на разные ее участки приходится разное количество радиационного тепла. На рис. XI-5 видно, что угол наклона солнечных лучей α минимален в области экватора и максимален у полюсов. Поэтому с увеличением широты местности уменьшается количество приходящего к Земле внешнего радиационного тепла, что обусловливает формирование широтной зональности географических условий на ее поверхности.

Внутренними источниками тепла Земли являются те геологические, геохимические, ядерные и другие процессы, которые обусловливают высокие температуры в ее недрах. Вследствие теплообмена с окружающим пространством Земля теряет тепло, и поэтому по направлению к ее поверхности температура понижается

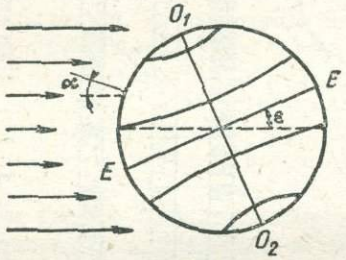


Рис. XI-5. Схема притока солнечной радиации к поверхности Земли.

и образуется градиентное температурное поле, которое и вызывает внутриземной поток тепла к поверхности Земли.

В результате сопоставления количества внешнего и внутреннего тепла, поступающего к поверхности Земли, было установлено, что внешние источники оказывают воздействие на ее поверхность в 10 000 раз больше, чем внутренние [4]. Доказано, что именно солнечная радиация является основным источником тепла, обеспечивающим протекание различных природных процессов и явлений на поверхности Земли, в приповерхностных горизонтах земной коры, в атмосфере и гидросфере, хотя тепловой баланс Земли в какой-то мере зависит и от потока тепла, поступающего из ее недр.

Огромное количество радиационного тепла, свободно достигающего поверхности Земли, нагревает ее. Нагретая поверхность Земли в свою очередь частично излучает тепловую энергию, которая поглощается атмосферой. Это земное излучение тепла полностью определяет температуру нижних (приповерхностных) слоев атмосферы.

Таким образом формируется радиационный баланс поверхности Земли, который в метеорологии выражают уравнением

$$R = (Q + q)(1 - A) - F_0,$$

где R — результирующая радиационного баланса; $Q + q$ — прямая (Q) и рассеянная (q) солнечная радиация, ккал/(м^2·ч), ккал/(м^2·год); A — альбедо — величина отношения отраженной

части энергии к полному количеству энергии, поступившей к поверхности Земли; F_0 — эффективное излучение — разность между величиной земного излучения и противоизлучения атмосферы.

Из приведенного уравнения следует, что приходная часть радиационного баланса поверхности Земли определяется главным образом солнечной радиацией, так как доля участия других планет космического пространства ничтожно мала. Расходную часть баланса составляют потери тепла при его излучении поверхностью Земли, расходование тепла на испарение влаги, снеготаяние и др. Радиационный баланс поверхности Земли может быть положительным, если приход тепла превышает его расход, и отрицательным, если приход тепла меньше расхода. В годовом отрезке времени в современную геологическую эпоху в пределах широт от 40° с. ш. до 40° ю. ш. месячная величина радиационного баланса на суше и на море всегда положительная. В более высоких широтах в зимние месяцы радиационный баланс отрицательный, что обусловливает охлаждение там поверхности Земли.

Результирующая радиационного баланса отдельных участков поверхности Земли зависит от многих условий — географического положения, атмосферных условий, характера рельефа поверхности Земли, их экспозиции, почвенного, растительного, снежного покрова, цвета поверхности Земли, состава горных пород и их тепловых свойств и др. Все эти условия очень влияют на отражательную способность поверхности Земли и соответственно аккумуляцию тепла.

Среднее альбедо Земли равно 0,37—0,40, но оно различно для разных поверхностей: на участках, покрытых снегом, оно равно 0,85, сложенных известняками — 0,56, гранитами — 0,12—0,18, базальтовыми лавами — 0,06 и т. д. Следовательно, на участках, покрытых снегом, 85% тепла, поступающего к поверхности Земли, отражается обратно, а на участках, покрытых базальтами, только 6% и т. д. Таким образом, радиационный баланс тепла определяет тепловое состояние поверхности Земли и приповерхностных горизонтов земной коры. В тех областях, где устанавливается дефицит тепла, происходит охлаждение земной коры, которое проявляется в ее промерзании в течение сезона или многих лет. Многолетняя мерзлота распространена в тех областях, где в результате теплообмена в системе Земля — атмосфера (космическое пространство) возник дефицит тепла на поверхности Земли на определенном этапе ее развития. Накопление холода в верхней зоне земной коры и есть результат особенностей теплообмена в отдельных частях земной поверхности (П. Ф. Швецов, 1959 г.).

Наиболее раннее промерзание горных пород на территории СССР установлено в Восточной Сибири, его относят к концу плиоцена — началу плейстоцена (К. К. Марков, А. А. Величко, 1967 г.). На других участках глубокое промерзание горных пород могло произойти в другое время. Исходя из условий

теплообмена надо полагать, что режим многолетней мерзлоты был всегда недостаточно устойчивым. Возникнув, она непрерывно изменялась как по площади, так и по мощности. Такие изменения наблюдаются и теперь. Так, например, на ст. Сковородино в Забайкалье запасы холода на глубине примерно от 15 до 40 м больше, чем у поверхности Земли (рис. XI-6). Это указывает на развитие процесса потепления — деградации мерзлоты.

Стационарный или квазистационарный режим мерзлых горных пород может существовать только в определенные промежутки времени при длительной относительной стабильности природных

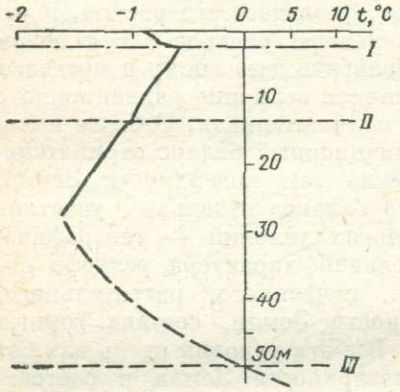


Рис. XI-6. Изменение температуры горных пород с глубиной на ст. Сковородино в Забайкалье.

I, *III* — границы многолетней мерзлоты; *I* — верхняя, *III* — нижняя; *II* — глубина слоя нулевой годовой амплитуды.

условий [8]. С изменением природных условий под влиянием различных причин, вызванных, в частности, деятельностью человека, процессы промерзания горных пород прогрессируют или, наоборот, начинается оттаивание мерзлоты, ее деградация. Этот режим многолетней мерзлоты становится нестационарным.

Промерзание горных пород и формирование при этом их свойств. Из приведенных данных следует, что при дефиците тепла у поверхности Земли происходит ее охлаждение, волна холода распространяется на глубину, возникает отрицательное температурное поле в приповерхностных горизонтах земной коры, в пределах которого горные породы замерзают. Замерзание горных пород сопровождается различными явлениями: изменением их состава, строения, физического состояния и свойств. Все эти изменения неодинаковы у разных типов горных пород.

Как было отмечено выше, при промерзании скальных и полускальных горных пород их состав и свойства изменяются мало, однако в строении массивов и толщ этих пород появляются жилы, слои и другие крупные скопления льда, заполняющего трещины и пустоты. Появление льда в массивах и толщах скальных и полускальных пород и характеризует формирование их свойств при промерзании.

При промерзании рыхлых несвязных (песков) и мягких связных (глинистых) пород наблюдаются более значительные и слож-

ные изменения состава и строения самих пород и их толщ, а также физического состояния и свойств этих пород. Такие изменения часто сопровождаются характерными явлениями мерзлотного комплекса, описание которых приводится ниже.

Многочисленные полевые наблюдения и выполненные специальные лабораторные опыты (С. Тебер, 1929 г.; И. Я. Баранов, 1930 г.; А. Е. Федосеев, 1935, 1940 гг.; Н. А. Цытович, М. И. Сумгин, 1937 г.; З. А. Нерсесова, 1961 г.; И. А. Тютюнов, З. А. Нерсесова, 1963 г.) показали, что промерзание песчаных и глинистых пород всегда сопровождается перераспределением, или, как часто неправильно говорят, миграцией в них влаги. В водоненасыщенных песках влага передвигается в виде пара под влиянием разности упругости пара к фронту охлаждения, где конденсируется, замерзает и цементирует породу. В водонасыщенных песках при промерзании происходят отжатие из них воды и передвижение ее от фронта промерзания. В этом случае при промерзании песчаная порода цементируется (уплотняется) льдом; в поровой воде возникает напор — поровое давление, превышающее силы взаимодействия молекул воды с минеральными частицами, и под влиянием этого напора происходит отжатие воды от фронта промерзания в сторону талых пород, т. е. в сторону пониженного напора.

При промерзании глинистых пород, как водонасыщенных, так и водоненасыщенных, всегда наблюдается передвижение влаги к фронту промерзания под влиянием разности упругости пара (в водоненасыщенных породах), огромной величины поверхностных сил глинистых частиц и значительных капиллярных сил. В промерзающих глинистых породах поверхностные и капиллярные силы превышают силы порового давления, поэтому влага в них всегда передвигается к фронту промерзания, где происходят ее замерзание и выделение льда в виде прослойков, линзочек, жилок и других форм. В результате промерзания в глинистых породах у фронта волны холода резко возрастает их влажность (льдистость), которая существенно влияет на их свойства при оттаивании (рис. XI-7).

Заметим, что если промерзание породы происходит в условиях «открытой системы», когда количество влаги увеличивается за счет ее притока извне, увеличение влажности (льдистости) пород у фронта промерзания происходит интенсивнее, чем при промерзании пород в условиях «закрытой системы», когда общее количество влаги в объеме промерзающих пород не изменяется. Перераспределение влаги в глинистых породах при промерзании часто сопровождается явлениями сильного морозного пучения, т. е. увеличением их объема и образованием морозобойных трещин, обусловливающими нарушение их сплошности. Эти трещины обычно более широкие у поверхности и выклиниваются с глубиной.

Таким образом, перераспределение влаги в промерзающих песчаных и глинистых породах, увеличение при этом их влаж-

ности (льдистости), сопровождающееся пучением и трещинообразованием, и составляет сущность процесса формирования их свойств. Следовательно, особенностями формирования свойств мерзлых песчаных и главным образом глинистых пород являются в большинстве случаев их постседиментационные (эпигенетические) преобразования при промерзании. На эти преобразования пород существенно влияют их дисперсность, минеральный и солевой состав, состав обменных ионов и емкость обмена, степень литификации, условия залегания пород, степень их обводненности и условия залегания подземных вод, рельеф местности, условия промерзания и другие факторы.

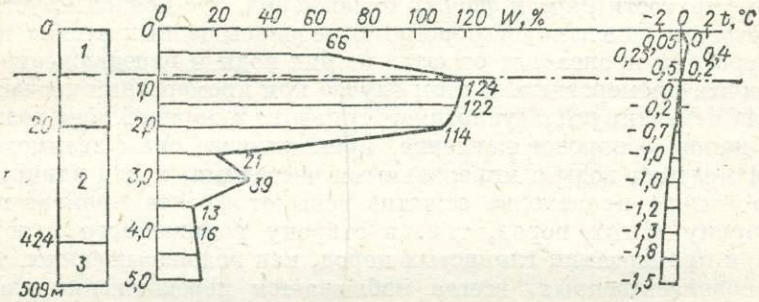


Рис. XI-7. Кривые изменения влажности и температуры горных пород с глубиной на одной из строительных площадок (по Н. А. Цытовичу и М. И. Сумгину).

1 — суглинок с примесью песка; *2* — супесь с галькой; *3* — суглинок с песком. Штрих-пунктирная линия — граница деятельного слоя на 9/X 1934 г.

Перераспределение влаги, льдовыделение и морозное пучение наиболее интенсивно развиваются в легких глинистых породах *малой и предельно малой степени литификации. Это в большинстве* случаев разнообразные суглинки и супеси пылеватые и сильно пылеватые, в тонкодисперсной части которых преобладают активные в физико-химическом отношении глинистые минералы (групп монтмориллонита и гидрослюд), а в составе поглощающего комплекса многовалентные катионы (Fe^{3+}, Al^{3+}, Ca^{2+}) и др. Именно такой оптимальный состав глинистых пород способствует развитию в них сорбционных и капиллярных явлений, накоплению и удержанию влаги и при промерзании выделению льда и пучению. *В специальной литературе и практике такие породы часто* называют пучинистыми. Важным условием для развития явлений пучения служит возможность подтока вод к промерзающим породам («открытая система»), как поверхностных (дождевой и талой) при соответствующих условиях рельефа, так и разнообразных подземных. Наконец, большое влияние на интенсивность, значительность и продолжительность охлаждения пород оказывают климатические условия.

Состав и строение мерзлых горных пород. Важнейшей особенностью состава мерзлых пород, как уже отмечалось, является присутствие в них льда. В скальных и полускальных горных породах лед встречается главным образом в виде жил, прослоев и слоев, заполняющих трещины и пустоты. В песчаных и других обломочных и глинистых породах лед встречается как в макроформах (слои, линзы, жилы и др.), так и в дисперсном виде (в виде цемента, отдельных кристаллов, их скоплений, мелких прослойков, жилок и др.), т. е. как породообразующая часть. Поэтому такие мерзлые породы обычно состоят из минеральных частиц, льда, незамерзшей воды, паров и газов. Все эти составные части в мерзлых обломочных и глинистых породах взаимосвязаны, что позволяет рассматривать их как четырехфазные системы — агрегаты, существенно отличающиеся от подобных талых пород составом, строением и свойствами.

Минеральные частицы и обломки в мерзлых песчаных и других обломочных и глинистых породах имеют минеральный и петрографический состав такой же, как в подобных талых породах. Поэтому при их описании и подразделениях по гранулометрическому, минеральному и петрографическому составу пользуются теми же классификациями, что и для талых пород, которые приведены в первой части курса «Инженерной геологии» [6].

Лед в мерзлых горных породах обычно распределяется неравномерно, его содержание изменяется от точки к точке, от участка к участку или от слоя к слою. Общее содержание льда в горных породах определяет их льдистость. Минимальная льдистость обусловлена содержанием в породе микроскопического льда, т. е. в виде цемента — $Л_{микр}$. Максимальная льдистость пород обусловлена содержанием в них макроскопического льда в виде слоев, линз, прослоев, жил, включений и др. — $Л_{макр}$. Общее содержание льда в породе, т. е. суммарная льдистость, выраженная в долях единицы по отношению к объему мерзлой породы, равна

$$Л_с = Л_{микр} + Л_{макр}.$$

Лед-цемент в мерзлых породах всегда имеет кристаллически-зернистую структуру (П. А. Шумский, 1957 г.). В зависимости от размера зерен различают следующие его структуры: явнокристаллические (крупно-, средне- и мелкозернистые) и скрытокристаллические (микрокристаллические), а также равномернозернистые и порфировые. Оттаивание мерзлых пород с микроскопической льдистостью вызывает несравненно меньшие их деформации, чем оттаивание пород с макроскопической льдистостью. Сооружения, возводимые на мерзлых породах с макроскопической льдистостью, даже на скальных, полускальных и крупнообломочных при их оттаивании могут испытывать значительные и неравномерные осадки (просадки), что необходимо учитывать при их проектировании. Так, например, если макроскопическая льдистость ($Л_{макр}$) равна 0,2—0,3, это значит, что

в каждом метровом слое мерзлой породы находится 20—30 см льда. При оттаивании таких пород осадка сооружения, построенного на них, приближенно будет соответственно равна 20—30 см, что, как правило, превышает допустимые осадки для большинства типов зданий и сооружений (СНиП II-15—74).

В мерзлых породах кроме льда всегда находится еще незамерзающая вода, количество которой зависит в основном от петрографического типа породы и ее температуры. В курсе «Инженерной петрологии» [6] показано, что при взаимодействии минеральных частиц горной породы с водой они влияют на трансляционное движение молекул воды. При этом подвижность молекул воды, ближайших к твердой поверхности, уменьшается, они оказываются ориентированными под влиянием поверхностных сил частиц горной породы, а структура их становится искаженной. При замерзании пород часть воды переходит в лед с неискаженной или слабо искаженной структурой, а остальная часть не кристаллизуется, так как этому препятствует искажение ее структуры. Поэтому в любой мерзлой породе всегда содержится определенное количество незамерзшей воды, которое изменяется в зависимости от температуры. Незамерзающая вода и лед в мерзлых породах находятся в равновесии, с понижением температуры количество незамерзающей воды уменьшается и соответственно увеличивается количество льда [6].

Большое влияние на фазовые переходы воды в лед помимо минерализации воды имеет и степень влажности породы. Чем она меньше, чем тоньше пленки воды, содержащейся в породе, тем больше искажение ее структуры и она дольше может находиться в незамерзшем состоянии. Как показали специальные экспериментальные исследования (З. А. Нерсесова, 1953 г.), при замерзании и оттаивании пород выделяются область интенсивных фазовых превращений воды (от 0 до -2, $-3°$ С) и область затухающих фазовых превращений (ниже $-3°$ С). Некоторые данные о содержании в мерзлых породах незамерзающей воды приведены в табл. XI-1.

По строительным нормам и правилам (СНиП II-Б.6—66) количество незамерзающей воды в мерзлых породах можно определять по формуле

$$W_{нз} = K_н W_р,$$

где $W_{нз}$ — количество незамерзающей воды, доли единицы; $W_р$ — влажность породы на пределе пластичности, доли единицы; $K_н$ — коэффициент, зависящий от вида породы, числа пластичности и температуры мерзлой породы (определяется по табл. XI-2).

В мерзлых породах, если они не полностью льдонасыщенны, могут находиться пары воды и газы, влияние которых на изменение свойств горных пород малозаметно. Однако пары воды, перемещаясь иногда из области повышенной их упругости (определяемой соответствующей температурой окружающей среды)

Таблица XI-1

СОДЕРЖАНИЕ НЕЗАМЕРЗАЮЩЕЙ ВОДЫ В МЕРЗЛЫХ ПОРОДАХ (ПО Н. А. ЦЫТОВИЧУ)

Температура пород, °С	Кол-во незамерзающей воды (% от массы сухой навески)				
	Песок среднезернистый	Супесь	Суглинок покровный	Глина покровная	Глина кинельская
—0,3	0,5	—	12	17	34,3
—1	0,3	4,5	9,5	14	26
—5	—	3,5	7	—	—
—10	—	3,5	6,5	9,3	15,3
—30	—	3,2	—	6,8	—

Таблица XI-2

ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА $K_н$

Породы	Число пластичности	Значения $K_н$ при температуре породы, °С					
		—0,3	—0,5	—1	—2	—4	—10
Пески	$I_п < 1$	0	0	0	0	0	0
Супеси	$1 \leqslant I_п \leqslant 2$	0	0	0	0	0	0
»	$2 < I_п \leqslant 7$	0,1	0,5	0,4	0,35	0,3	0,25
Суглинки	$7 < I_п \leqslant 13$	0,7	0,65	0,6	0,5	0,45	0,4
»	$13 < I_п < 17$	—	0,75	0,65	0,55	0,5	0,45
Глины	$I_п \geqslant 17$	—	0,95	0,90	0,65	0,6	0,55

Примечание. Знак тире обозначает, что вся вода в породе находится в немерзлом состоянии.

к области пониженной упругости, конденсируются и изменяют в конечном итоге льдистость мерзлых пород.

Различное распределение льда в горных породах в некоторых случаях сказывается на их строении, т. е. структуре и текстуре. В скальных и полускальных породах при промерзании лед образуется только в трещинах и пустотах, поэтому их структуры при этом не изменяются, а лед, заполняющий трещины и пустоты, представляется самостоятельной горной породой (Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев, 1967 г.). Для мерзлых обломочных и глинистых пород свойственны те же структуры, что и для таких же талых пород, т. е. пелитовая, алевритовая, псаммитовая, псефитовая и др. [6], но их необходимо дополнять характеристикой льда-цемента. При этом различают следующие типы льда-цемента:

1) контактный, находящийся только в местах контакта частиц скелета, образующийся обычно при промерзании не полностью насыщенных водой песчаных и грубообломочных пород;

2) пленочный, обволакивающий поверхность частиц, оставляющий часть пор незаполненной; образуется в таких же породах, как и контактный, но более влажных;

3) поровый, заполняющий поры целиком; образуется также в песчаных и грубообломочных, но полностью водонасыщенных породах;

4) базальный, составляющий основную массу породы и разобщающий частицы минерального скелета; встречается преимущественно в глинистых и глинисто-пылеватых породах.

Из приведенного следует, что тип цементации мерзлой породы одновременно характеризует и содержание в ней льда.

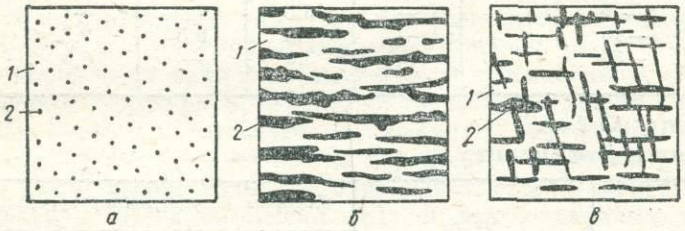


Рис. XI-8. Характерные особенности строения мерзлых песчаных и глинистых пород.

а — в — текстуры: *а* — массивная, *б* — слоистая, *в* — сетчатая; *1* — минеральные частицы; *2* — лед.

В зависимости от соотношения зерен льда-цемента с частицами скелета породы различают следующие структуры: 1) межчастичную (интерсертальную) — зерна цемента расположены в единичных промежутках между частицами скелета и не превышают их по размерам; 2) объемлющую (пойкилитовую) — зерна цемента крупнее частиц скелета и обволакивают их.

Как указывают Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев (1967 г.) и П. А. Шумский (1957 г.), полное определение структуры мерзлых пород должно включать в себя указания о типе структуры породы, типе цементации льдом, его распределении и структуре.

Текстура мерзлых пород характеризуется пространственным расположением в них выделений льда при промерзании. В настоящее время различают следующие наиболее характерные типы текстур мерзлых пород (рис. XI-8): 1) массивная, когда лед в виде цемента более или менее равномерно распределен в породе, имеется только поровый лед; 2) слоистая, когда лед выделяется в виде параллельных прослойков, линзочек, слойков в породе; в соответствии с этим породы могут иметь тонко-, средне- и толстослоистые текстуры; 3) сетчатая, когда лед выделяется в виде взаимно пересекающихся прослойков, линзочек, жилок и жил, образующих на обнаженной поверхности пород мелко- и крупноячеистую сетку.

Таким образом, строение (структура и текстура) мерзлых обломочных и глинистых пород выражает их неоднородность и анизотропность, обусловленные распределением льда. Они формируются в процессе промерзания пород и замерзания в них воды: а) имеющейся в любых породах, без притока новой; б) свободно движущейся (текущей), например в песках, галечниках и других водопроницаемых породах; в) иммобилизованной и физически связанной в тонкодисперсных глинистых породах, замерзание которых сопровождается перераспределением и миграцией воды в жидком и парообразном состояниях к поверхности охлаждения под влиянием молекулярных сил, разности упругости пара и др.

Физико-механические свойства мерзлых пород. Как известно, физико-механические свойства горных пород характеризуются их физическим состоянием, отношением к воде и закономерностями изменения прочности и деформируемости [6, 7]. При промерзании и оттаивании эти свойства изменяются, и особенно значительно у рыхлых несвязных пород (пески, гравий, дресва и др.) и мягких связных (глины, суглинки и супеси). Прочность, устойчивость, водопроницаемость скальных и полускальных пород в условиях естественного залегания, если трещины и пустоты в них заполнены льдом, также изменяются, но главным образом за счет льда, свойства же самих пород (гранитов, кварцитов, песчаников и др.) при промерзании и оттаивании изменяются, как правило, мало.

Прочность, деформируемость, устойчивость и другие свойства песчаных и глинистых пород при промерзании и оттаивании изменяются не только вследствие появления слоев, линз и других форм льда в их толще, но также вследствие изменения свойств самих пород в связи с изменением их физического состояния, фазового состава (льдистость), изменения плотности сложения и др. Вот почему при проектировании и строительстве сооружений в районах распространения многолетней мерзлоты наибольшую опасность и сложность составляют те участки, где распространены глинистые и песчаные породы (см. СН-450—72). Поэтому ниже, при описании физико-механических свойств мерзлых пород, особое внимание уделено именно этим породам.

При характеристике и оценке физического состояния мерзлых пород прежде всего необходимо иметь представление об их влажности (льдистости). Естественная (суммарная) влажность мерзлых пород обусловлена всеми видами влаги, содержащейся в них

$$W = \frac{g_в - g_с}{g_с} = \frac{g_2}{g_1},$$

где W — естественная влажность породы, %; $g_в$ — масса влажной породы; $g_с$ — масса сухой породы; g_2 — масса воды, полностью или частично заполняющей поры породы; g_1 — масса твердой части (скелета) породы. Она выражается в долях единицы или в процентах по отношению к массе абсолютно сухой породы.

В зависимости от содержания льда в мерзлых породах масса минеральной части ($g_1 = g_c$) может изменяться от нуля до g_2 — массы воды, полностью или частично заполняющей поры породы. Если $g_1 = g_2$, то $W = 0$, а если $g_1 = 0$ (чистый лед), то $W = \infty$. Поэтому естественная влажность мерзлых песчаных и особенно глинистых пород часто достигает 200—300—500 и даже 1000%. Этим они существенно отличаются от талых пород, влажность которых обычно измеряется первыми десятками процентов. Н. А. Цытович считает возможным определять влажность мерзлых пород не только по отношению к массе сухой породы, но и по отношению к массе всей породы, т. е. определять так называемую общую влажность:

$$W_{\text{общ}} = \frac{g_в - g_c}{g_в} = \frac{g_2}{g_1 + g_2}.$$

Общая влажность мерзлых пород может изменяться от 0 до 100% (для чистого льда).

Между общей и естественной влажностью существуют следующие соотношения:

$$W_{\text{общ}} = \frac{W}{1+W}; \quad W = \frac{W_{\text{общ}}}{1 - W_{\text{общ}}}.$$

Величина влажности в этих соотношениях выражена в долях единицы. Объемная влажность мерзлых пород характеризуется объемом всех видов воды в единице объема породы. Она равна

$$W_{\text{об}} = \frac{W\gamma_c}{\gamma_в},$$

где γ_c — плотность сухой породы естественного сложения (плотность скелета породы), г/см³; $\gamma_в$ — плотность воды. Если мерзлая порода полностью состоит из льда, ее объемная влажность равна 100%.

Влажность мерзлой породы, обусловленная содержащимся в ней льдом,

$$W_л = W - W_{\text{нз}}.$$

Содержание льда в мерзлых породах обычно характеризуют относительной льдистостью i — отношением массы льда $g_л$ к массе всех видов воды в породе, т. е.

$$i = \frac{g_л}{g_2} = \frac{W - W_{\text{нз}}}{W} = 1 - \frac{W_{\text{нз}}}{W}.$$

Для этих же целей определяют коэффициент льдонасыщенности $G_л$ — отношение массы льда к массе породы естественного состояния, т. е.

$$G_л = \frac{W - W_{\text{нз}}}{1+W},$$

и объемную льдистость, равную отношению объема льда к объему породы, т. е.

$$i_V = \frac{\gamma}{\gamma_л} \cdot \frac{W - W_{нз}}{1 + W},$$

где $\gamma_л$ — плотность льда, г/см³.

Кроме того, строительными нормами и правилами рекомендуется определять показатель степени заполнения пор мерзлой породы льдом и незамерзающей водой G по следующей формуле:

$$G = \frac{(1{,}1W_л + W_{нз})\gamma_л}{e\gamma_в},$$

где e — коэффициент пористости мерзлой породы естественного сложения; $\gamma_в$ — плотность воды. Для талых пород этот показатель, как известно, называется коэффициентом водонасыщения. Для мерзлых пород этот коэффициент в отличие от талых может быть больше единицы.

Значения показателей плотности и пористости мерзлых пород [плотность минеральной части породы $\gamma_м$, плотность породы (естественного сложения и влажности) γ, плотность скелета породы $\gamma_с$, пористость n и коэффициент пористости e] имеют тот же смысл, что и для талых пород, но количественно они отличаются от значений как талых пород, так и чистого льда.

$$\gamma_м \text{ талой породы} > \gamma_м \text{ мерзлой породы} > \gamma_л \text{ льда};$$

$$\gamma \text{ талой породы} > \gamma \text{ мерзлой породы} > \gamma_л \text{ льда};$$

$$\gamma_с \text{ талой породы} > \gamma_с \text{ мерзлой породы} > 0.$$

Следовательно, например, плотность минеральной части мерзлого песка может изменяться от 2,65 г/см³ (средняя плотность минеральной части талых пород) до 0,92 г/см³ (плотность чистого льда). В значительных пределах могут также изменяться плотность мерзлых песков и плотность их скелета. Если мерзлая порода состоит нацело из льда, плотность ее скелета равна нулю. Так как масса единицы объема мерзлой породы

$$\gamma_м = g_1 + g_2 + g_л,$$

то в единице объема мерзлой породы (1 см³) масса минеральной части $g_1 = \gamma(1 - W)$, масса льда $g_л = \gamma W i$, масса воды $g_2 = \gamma W(1 - i)$.

Пористость мерзлых пород обычно меньше, чем талых, так как лед как породообразующая составная часть заполняет поры. Однако лед в мерзлых породах — фаза неустойчивая, и при их оттаивании пористость и скважность резко увеличиваются, что является причиной их большой деформируемости и просадочности. При промерзании водонасыщенных пород без свободного оттока воды увеличение их объема изменяет плотность сложения, происходит разуплотнение, разрыхление или, как говорят, морозное

пучение пород. Этому обычно способствуют перераспределение и миграция влаги к промерзающей породе. Поэтому естественно, что при оттаивании мерзлой породы ее пористость оказывается высокой, так же как и влажность.

Мерзлые породы обычно водонепроницаемы. Прочность и несущая способность их несравненно выше, чем таких же талых пород. Они изменяются в зависимости от петрографического типа горных пород, их температуры и влажности — льдистости (табл. XI-3 и XI-4). Из данных, приведенных в этих таблицах, видно, что мерзлые песчаные и глинистые породы по своей прочности приближаются к полускальным породам. Прочность мерзлых песков значительно выше прочности мерзлых глин, что объясняется малым содержанием в песках, как в более грубозернистых породах, незамерзающей воды и более совершенной цементацией их льдом. Существенное влияние на прочность мерзлых пород оказывают отрицательная температура и степень их влажности — льдистости. Причем когда коэффициент насыщения становится больше единицы, прочность пород снижается, так как начинает сказываться разуплотняющее действие замерзающей воды.

Таблица XI-3

ИЗМЕНЕНИЕ ПРОЧНОСТИ МЕРЗЛЫХ ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СЖАТИЕ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ ИХ ТЕМПЕРАТУРЫ, ПРИ БЫСТРОМ ПРИЛОЖЕНИИ НАГРУЗКИ (ПО Н. А. ЦЫТОВИЧУ)

Породы	Температура, °С	Влажность, %	Временное сопротивление сжатию, кгс/см²
Песок	—1	17,2	66
	—6	16,3	99
	—12	17,0	99
	—20	15,7	152
Глина	—0,3	43,0	6
	—1,5	47,7	16
	—4,9	49,5	31
	—10,1	46,6	50

Для мерзлых песчаных и глинистых пород кроме условно-мгновенной (стандартной) прочности, определяемой при быстром приложении нагрузки, важно устанавливать их длительную прочность, так как для них характерно развитие деформаций во времени (рис. XI-9). Они обладают резко выраженными реологическими свойствами и склонны к упруго-вязким и вязко-пластическим деформациям. Под длительной прочностью понимается сопротивление мерзлых пород разрушению при длительном воздействии нагрузки. Для каждой конкретной мерзлой породы предел длительной прочности равен нагрузке, при которой деформация породы становится затухающей и разрушения ее не

Таблица XI-4

ИЗМЕНЕНИЕ ПРОЧНОСТИ МЕРЗЛЫХ ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА СЖАТИЕ ПРИ УВЕЛИЧЕНИИ ИХ ВЛАЖНОСТИ (ЛЬДИСТОСТИ), ПРИ БЫСТРОМ ПРИЛОЖЕНИИ НАГРУЗКИ (ПО Н. А. ЦЫТОВИЧУ)

Породы	Температура, °С	Влажность, %	Коэффициент насыщения	Временное сопротивление сжатию, кгс/см²
Песок	—12	6,3	0,30	66
	—12	10	0,48	99
	—12	16,3	0,78	133
	—12	17,9	0,85	135
Глина	—12	4,3	0,3	20
	—12	12,5	0,8	48
	—12	16,5	1	50
	—12	29,3	1	32
	—12	34,6	1	28

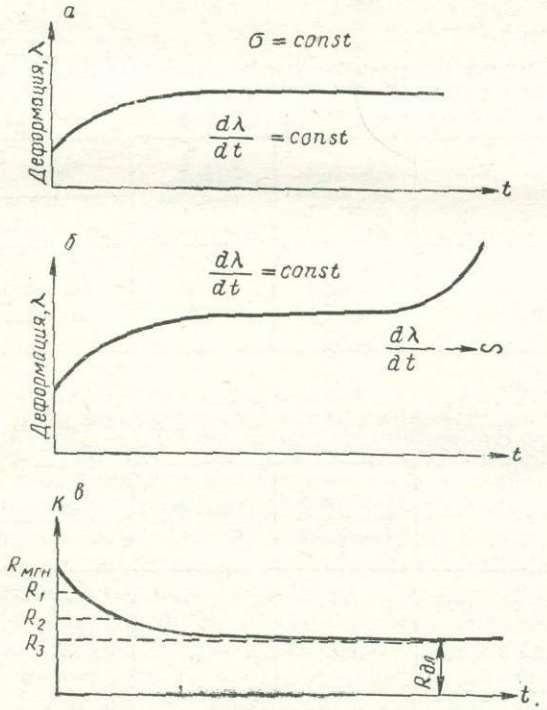


Рис. XI-9. Кривые ползучести и длительной прочности мерзлых глинистых пород.

а — затухающей ползучести; *б* — незатухающей ползучести; *в* — длительной прочности.

происходит (см. рис. XI-9, *а*). На рис. XI-9, *б* показана зависимость между разрушающей нагрузкой и временем, через которое происходит разрушение породы. Эта зависимость характеризует процесс снижения прочности породы и позволяет устанавливать значение предела длительной прочности. Как показывают результаты многочисленных исследований, предел длительной прочности мерзлых пород в 5—15 раз меньше мгновенной (С. С. Вялов, 1974 г.). С понижением температуры как мгновенная, так и длительная прочность мерзлых пород повышается, что связано с уменьшением содержания в них незамерзающей воды и соответственно с возрастанием прочности льда, цементирующего породу.

Зависимости прочности мерзлых песчаных и глинистых пород от температуры можно определять также по уравнению (С. С. Вялов, 1974 г.):

$$\sigma = \sigma_0 + b\sqrt{|t|},$$

где σ_0 — прочность мерзлой породы при некоторой температуре; b — параметр, зависящий от типа песчано-глинистой породы; $|t|$ — температура породы без учета отрицательного знака.

Таблица XI-5

МГНОВЕННАЯ И ДЛИТЕЛЬНАЯ ПРОЧНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ПОРОД ЕСТЕСТВЕННОГО СЛОЖЕНИЯ ПРИ ИСПЫТАНИИ НА СЖАТИЕ (ПО С. С. ВЯЛОВУ, 1974 г.)

Породы	Естественная влажность, %	Температура, °С	$\sigma_{мгн}$	$\sigma_{дл}$
			кгс/см²	
Супесь легкая	20—24	—4	33—36	5
Супесь тяжелая	32—35	—4	16—18	2—3

Таблица XI-6

МГНОВЕННАЯ И ДЛИТЕЛЬНАЯ ПРОЧНОСТЬ МЕРЗЛЫХ ПОРОД ЕСТЕСТВЕННОГО СЛОЖЕНИЯ ПРИ ИСПЫТАНИИ НА РАСТЯЖЕНИЕ

Породы	Естественная влажность, %	Температура, °С	$\sigma_{мгн}$	$\sigma_{дл}$
			кгс/см²	
Суглинок тяжелый пылеватый	39	—4,2	24	1,7—1,8
Суглинок легкий пылеватый	30	—4,0	20	1,6—1,7
Супесь тяжелая пылеватая	44	—4,2	20	1,6—1,7
То же	44	—0,3	7—8	0,3
»	30	—4,6		1,7—1,8
Супесь легкая пылеватая	31	—4,3	20	1,8

В табл. XI-5 и XI-6 приведены результаты исследований прочности различных мерзлых глинистых пород естественного сложения при испытании их на сжатие и растяжение. Эти данные полностью подтверждают зависимость прочности мерзлых пород от их петрографического состава, влажности (льдистости) и температуры и показывают, что длительная их прочность действительно значительно меньше условно-мгновенной (стандартной).

Мерзлые породы отличаются также и высоким сопротивлением сдвигу. По имеющимся данным общее сопротивление сдвигу мерзлых песчаных и глинистых пород изменяется от 3—5 до 40—50 кгс/см². При этом сдвиг часто происходит в виде скалывания. Для них характерен хрупко-пластический характер разрушения так же, как и для многих полускальных пород. Сопротивление сдвигу мерзлых песчаных и глинистых пород, как и другие характеристики их прочности, изменяется в зависимости от длительности действия сдвигающей (скалывающей) нагрузки от условно

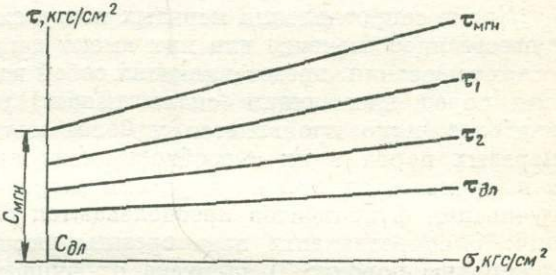


Рис. XI-10. Диаграмма, характеризующая сопротивление мерзлых пород сдвигу для различных моментов времени (по С. С. Вялову).

мгновенной $\tau_{мгн}$ до длительной $\tau_{дл}$. Эти изменения, по С. С. Вялову (1974 г.), описываются уравнением

$$\tau_{дл} = \frac{\beta}{\lg\left(\frac{t_{пр}}{B}\right)},$$

где $\tau_{дл}$ — максимальная сдвигающая (скалывающая) нагрузка в момент времени $t_{пр}$, кгс/см²; $t_{пр}$ — время, соответствующее длительной прочности; β — параметр, определяемый опытом, кгс/см²; B — параметр, определяемый опытом, число лет. Соответственно и параметры сопротивления сдвигу — сцепление и трение — изменяются от начального до длительного (рис. XI-10).

Наблюдения показывают, что сопротивление сдвигу мерзлых песчаных и глинистых пород зависит от их температуры (табл. XI-7), причем величина сцепления изменяется во времени и зависит от температуры весьма сильно, тогда как угол трения изменяется мало. При оттаивании мерзлых песчаных и особенно глинистых пород их прочность (сопротивление сдвигу) резко снижается главным образом за счет уменьшения сил сцепления до нуля, происходит их релаксация, что является особенно характерным для мерзлых пород (рис. XI-11).

Таблица XI-7

МГНОВЕННОЕ И ДЛИТЕЛЬНОЕ СОПРОТИВЛЕНИЕ СДВИГУ (СКАЛЫВАНИЮ) МЕРЗЛЫХ ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НАРУШЕННОГО СЛОЖЕНИЯ (ПО С. С. ВЯЛОВУ)

Породы	Влажность породы, %	Температура, °С	$\tau_{мгн}$	$\tau_{дл}$
			кгс/см²	
Песок	15	—2,5	17,0	5,0
Пылеватая порода	22	—0,5	4,8	1,7
То же	22	—1,8	9,7	3,0
»	22	—6,0	28,0	6,8
Глина	35	—0,5	4,6	1,1
»	35	—1,4	6,5	2,3
»	35	—10,0	18,0	6,8

Кроме сопротивления мерзлых пород сжатию и сдвигу весьма существенное значение для них имеют данные о так называемых силах смерзания, представляющих собой вид сопротивления мерзлых пород сдвигающим (скалывающим) усилиям. Это свойство наиболее четко проявляется у более мелко- и тонкозернистых мерзлых пород в их способности смерзаться с фундаментами и выпучивать их при промерзании (морозное пучение). При выпучивании фундаментов преодолеваются следующие сопротивления: 1) сопротивление льда срезыванию; 2) трение фундамента о мерзлую породу; 3) нагрузка от фундамента и несущих конструкций. Суммарную величину первых двух составляющих

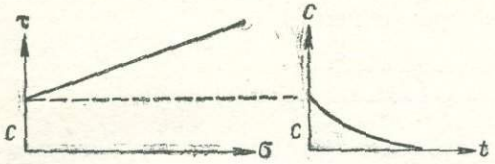


Рис. XI-11. Релаксация сил сцепления при оттаивании мерзлых глинистых пород.

называют силами смерзания. Примерные значения сил смерзания обломочных и глинистых пород приведены в табл. XI-8.

При оценке механических свойств мерзлых пород необходимо учитывать величину относительного их сжатия при оттаивании, определять коэффициент относительной сжимаемости a_0 применительно к мерзлым породам, представляющий собой отношение величины изменения мощности слоя породы при оттаивании под нагрузкой к первоначальной мощности слоя, т. е.

$$a_0 = \frac{h_м - h_т}{h_м},$$

где $h_м$ — мощность слоя мерзлой породы, см; $h_т$ — мощность слоя той же породы после ее оттаивания под нагрузкой (кгс/см²)

Таблица XI-8

СИЛЫ СМЕРЗАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД С ДЕРЕВОМ ПРИ ТЕМПЕРАТУРЕ МИНУС 10 °С (ПО Н. А. ЦЫТОВИЧУ)

Породы	Влажность, %	Силы смерзания, кгс/см²
Глина	77	15,6
Песок:		
мелкозернистый	76	23,3
среднезернистый	78	26,8
разнозернистый	79	21,7
крупнозернистый	97	19,1
Гравий	77	2,6
Галечник	79	0,9

без возможности бокового расширения. Величина относительного сжатия мерзлой породы после оттаивания изменяется в широких пределах в зависимости от ее петрографического состава, строения и льдистости (табл. XI-9). Из приведенных данных видно, что коэффициент относительной сжимаемости оттаивающих пород может измеряться десятками процентов.

Таблица XI-9

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОГО СЖАТИЯ ОТТАИВАЮЩИХ ПОРОД ПОД НАГРУЗКОЙ 1 КГС/СМ² (ПО МАТЕРИАЛАМ «ПОСОБИЯ ПО ПРОЕКТИРОВАНИЮ ОСНОВАНИЙ И ФУНДАМЕНТОВ НА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ГРУНТАХ», 1969 г.)

Породы	Текстура мерзлой породы		
	Массивная	Слоистая	Сетчатая
Крупнообломочные	0,003—0,03	—	—
Пески	0,005—0,04	—	—
Супеси	0,01—0,05	0,03—0,1	—
Суглинки	—	0,04—0,15	0,06—0,25
Глины	—	0,06—0,2	0,08—0,25

Таковы особенности состава и свойств мерзлых пород. Необходимо подчеркнуть, что эти породы очень чувствительны к различным температурным изменениям. При оттаивании резко изменяется их прочность и устойчивость и повышается деформируемость.

Тепловые свойства мерзлых горных пород. Промерзание и оттаивание горных пород связаны, с одной стороны, с теплообменом в системе Земля — космическое пространство, а с другой — с процессами переноса тепла (теплопередача,

теплообмен), происходящими в неравномерно нагретых объемах или частях горных пород. Эти процессы осуществляются главным образом двумя путями: 1) кондуктивным, при котором перенос тепла осуществляется при непосредственном соприкосновении и взаимодействии частиц горной породы различной температуры, т. е. не сопровождается переносом вещества, либо 2) конвективным, при котором перенос тепла обусловлен движением воды и воздуха в породе, т. е. сопровождается переносом вещества.

Процессы переноса тепла в горных породах и являются непосредственной причиной их промерзания (охлаждения) и оттаивания. Интенсивность их развития в значительной степени зависит от тепловых свойств горных пород — теплопроводности, температуропроводности и теплоемкости. Характеристики этих свойств в виде соответствующих коэффициентов широко используются при решении различных задач, связанных с прогнозом и расчетом процессов промерзания, оттаивания и др. Если температура горных пород неравномерна вследствие их охлаждения или нагревания, в них возникает тепловой поток, направленный от участков с более высокой температурой к участкам с более низкой температурой. Количество тепла, протекающего через площадь F за время t,

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dl} Ft,$$

где Q — количество перенесенного тепла, ккал; λ — коэффициент теплопроводности (характеристика свойства породы распространять тепло); $dT = T_1 - T_2$ — разница температуры пород на границах рассматриваемого объема; l — расстояние между границами рассматриваемого объема породы, вдоль теплового потока; F — площадь поперечного сечения породы, через которую распространяется тепловой поток, ориентированная параллельно потоку; t — время.

Из приведенного уравнения следует, что при условии стационарного теплового потока количество тепла, перенесенного через объем породы, пропорционально градиенту температур, площади поперечного сечения потока, времени и теплопроводности породы. Знак минус показывает, что поток направлен в сторону понижения температуры. Отсюда коэффициент теплопроводности (ккал/(см^2·сек·град)

$$\lambda = \frac{Q}{t} \cdot \frac{1}{F} \cdot \frac{dl}{dT}.$$

При $F = 1$ $dT/dl = 1$ и $t = 1$ $\lambda = Q$, т. е. коэффициент теплопроводности есть величина, показывающая, какое количество тепла передается за единицу времени через поперечное сечение породы, равное единице, при градиенте температуры, равном единице. Значения характеристик тепловых свойств песков, супесей, суглинков и глин приведены в табл. XI-10. Коэффициент теплопроводности более всего зависит от влажности (льдистости)

Таблица XI-10

ЗНАЧЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ НЕКОТОРЫХ РАЗНОСТЕЙ ТАЛЫХ И МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД (СНиП II-Б.6—66)

Плотность пород, г/см³	Суммарная влажность пород, доли единицы	Коэффициент теплопроводности пород, ккал/(м²·ч·град)						Объемная теплоемкость пород, ккал/(м³ × × град)	
		Пески		Супеси		Суглинки и глины			
		$\lambda_т$	$\lambda_м$	$\lambda_т$	$\lambda_м$	$\lambda_т$	$\lambda_м$	$c_т$	$c_м$
1,2	0,05	0,40	0,52	—	—	—	—	285	260
	0,10	0,62	0,79	0,38	0,45	—	—	320	270
1,4	0,05	0,57	0,69	—	—	—	—	330	300
	0,10	0,87	1,08	0,52	0,69	0,44	0,68	370	315
	0,15	1,00	1,25	0,71	0,88	0,56	0,84	410	330
	0,20	—	—	0,84	1,05	0,65	0,94	450	345
	0,25	—	—	0,92	1,16	0,72	1,00	490	360
1,6	0,05	0,75	0,91	—	—	—	—	380	340
	0,10	1,05	1,35	—	—	—	—	430	360
	0,15	1,25	1,60	0,93	1,10	0,72	0,98	470	370
	0,20	1,36	1,73	1,05	1,29	0,88	1,12	520	395
	0,25	1,41	1,82	1,16	1,44	0,96	1,24	565	410
	0,30	—	1,93	1,20	1,55	1,00	1,30	610	430
	0,35	—	—	1,30	1,65	1,05	1,35	650	445
	0,40	—	—	—	1,72	1,10	1,41	700	465
	0,60	—	—	—	—	—	1,50	—	500
1,8	0,10	1,30	1,60	—	—	—	—	480	400
	0,15	1,55	1,90	1,19	1,31	0,72	0,98	530	420
	0,20	1,65	2,10	1,34	1,52	0,88	1,12	580	440
	0,25	1,75	2,23	1,43	1,70	0,96	1,24	640	460
	0,30	—	2,32	1,48	1,82	1,00	1,30	690	480
	0,35	—	—	1,51	1,93	1,05	1,35	740	500
	0,40	—	—	—	2,00	1,10	1,41	795	520
	0,60	—	—	—	—	—	1,58	—	560

породы. Чем меньше влажность породы, тем меньше изменяется λ в результате промерзания породы.

Второй характеристикой тепловых свойств горных пород является коэффициент температуропроводности. Он характеризует скорость распространения тепловой волны в горных породах (см²·сек). Его определяют по формуле

$$K = \frac{\lambda}{\gamma C},$$

где λ — коэффициент теплопроводности породы; γ — плотность породы естественного сложения и влажности; C — теплоемкость породы. Величина K сравнительно слабо зависит от температуры и обычно $K_м = (1{,}3 \div 1{,}5)K_т$ [4, 12].

Теплоемкость горных пород характеризуется количеством тепла, которое надо передать породе, чтобы повысить ее температуру на 1° С. При охлаждении породы на 1° С она отдает такое же количество тепла, которое определяют из уравнения

$$Q = c\gamma V\, dT,$$

где c — удельная теплоемкость породы, ккал/(кг·град), кал/(г·град); γ — плотность породы естественного сложения и влажности; V — объем породы, м³; dT — интервал повышения температуры.

При характеристике тепловых свойств горных пород определяют теплоемкость единицы массы породы (1 г, 1 кг). Эта характеристика называется удельной теплоемкостью. Иногда вместо удельной теплоемкости c пользуются величиной объемной теплоемкости c_V, которая равна

$$c_V = \gamma C.$$

Значения объемной теплоемкости песков, супесей, суглинков и глин приведены в табл. XI-10.

Геологические мерзлотные процессы и явления. В районах распространения мерзлых и многолетнемерзлых пород большое влияние на рациональное использование территорий, условия строительства сооружений, их устойчивость и эксплуатацию оказывают не только специфические свойства горных пород, но также и особые мерзлотные геологические процессы и явления. К ним относятся: морозные пучины, бугры пучения (булгунняхи — гидролакколиты), полигональные образования, термокарстовые, солифлюкционные, оползневые, наледные и другие процессы и явления. Они оказывают огромное влияние на устойчивость и сохранность территорий, сооружений и нормальные условия их эксплуатации. При инженерно-геологическом обосновании проектов хозяйственного использования территорий и строительства сооружений необходимо уделять большое внимание изучению, оценке и прогнозу развития этих явлений.

Морозное пучение. Этот процесс наиболее интенсивно развивается в глинистых пылеватых и сильнопылеватых породах четвертичного возраста, т. е. в породах малой и сравнительно малой степени литификации. Именно такие породы в практике часто называют «пучинистыми». Явление пучения пород — это увеличение их объема при промерзании, которое связано с расширением воды при замерзании (почти на 9—11%) и выделением льда. Поэтому глинистые породы маловлажные, не полностью водонасыщенные пучатся слабо, а полностью водонасыщенные — сильно. Если промерзание глинистой породы происходит в условиях «открытой системы», когда количество влаги в породе увеличивается за счет притока извне, ее пучение сопровождается накапливанием льда и развивается особенно интенсивно.

Заметим, что морозное пучение не следует смешивать с явлением набухания глинистых пород, т. е. с увеличением их объема

при увлажнении, и с явлением «поддувания» глинистых пород вследствие развития пластических деформаций при их выдавливании из-под фундаментов, опорных целиков в подземных выработках, в днищах котлованов, в основании склонов и откосов и т. д. В этих случаях также происходит явное или кажущееся увеличение объема пород, но причины и физика этого процесса совершенно иные.

Морозное пучение особенно широко распространено в районах глубокого сезонного промерзания пород и в том числе на всей территории распространения многолетней мерзлоты. Это районы суровых и продолжительных зим, т. е. районы северных и частично средних широт европейской части СССР и Западной Сибири, почти всей территории Восточной Сибири и Дальнего Востока.

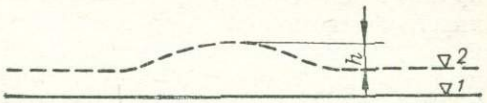


Рис. XI-12. Пучины на полотне дороги.
1 — отметка поверхности полотна дороги до промерзания пород; *2* — то же, после промерзания пород; *h* — высота пучины.

Морозное пучение проявляется в образовании пучин, т. е. небольших вздутий, бугров на поверхности земли, полотне дорог, взлетно-посадочных полосах аэродромов, откосах земляных сооружений, или в выпучивании (вымораживании) глыб, столбов, фундаментов зданий и сооружений из глинистых влажных пород при их промерзании. Пучины очень широко распространены на дорогах, и их появление на железнодорожном полотне и взлетно-посадочных полосах аэродромов представляет большую опасность. При сезонном промерзании глинистые породы пучатся, но так как они обычно неоднородны по составу, степени глинистости и пылеватости, а также по плотности сложения и влажности, то вследствие этого на фоне общего их вспучивания, например на поверхности полотна дороги, выделяются локальные участки более интенсивного вспучивания. Морфологически такое локальное вспучивание проявляется в виде вздутия, бугра, горба, которое и называют пучиной (рис. XI-12).

Пучины могут иметь высоту от 20—40 мм до 30—40 и даже до 50 см и длину вдоль полотна дороги от нескольких метров до 10—12 м, реже больше. Они могут полностью захватывать полотно дороги или частично, создавая таким образом на нем явно или резко выраженную неровность — «трамплин», т. е. искажение нормального продольного и поперечного профиля полотна дороги. При большой скорости движения транспорта на участках пучин возникают толчки и удары, от которых лопаются рельсы, скаты подвижного состава, возникает аварийное состояние, которое, как известно, может привести к катастрофе. На шоссейных дорогах пучины вызывают толчки, тряску, неприятное ощущение от езды и быструю амортизацию автомобильного

транспорта. На аэродромах, а также на автострадах пучины вызывают подъем отдельных участков (плит бетонных покрытий), нарушение их сплошности и ровности, что создает аварийное состояние взлетно-посадочных полос и автострад. В общем пучины — это опасное явление, и поэтому за их появлением и ростом, например на железных дорогах от Ленинграда до Комсомольска-на-Амуре, ведут тщательные наблюдения и осуществляют разнообразные сложные и дорогостоящие мероприятия для предупреждения аварийного состояния сооружений и обеспечения безопасного движения транспорта.

На дорогах, особенно шоссейных, морозное пучение оказывает еще и другое влияние на их состояние. Весной, при оттаивании пучин, глинистые породы бывают сильно увлажненными, неустойчивой консистенции, несущая способность их становится равной нулю и при движении транспорта полотно дорог быстро разрушается. На грунтовых дорогах, не имеющих покрытия, образуются глубокие колеи, в которых накапливается вода. Все это свидетельствует о прогрессирующем разрушении дороги.

По размерам и динамике развития пучины неодинаковы. При сезонном промерзании глинистых пород в условиях «закрытой системы», когда происходит замерзание только той воды, которая находится в объеме промерзающей породы, и подтока (перемещения ее извне) не происходит, возникают пучины небольших размеров, высотой до 50—60 мм. Такие пучины принято называть поверхностными или «верховыми». Они появляются обычно с наступлением первых устойчивых морозов, и рост их быстро завершается. Весной, с наступлением тепла, они сравнительно быстро исчезают. На дорогах верховые пучины возникают в пределах различных элементов земляного полотна как на насыпях, так и в выемках. Их развитию способствует увлажнение пород земляного полотна главным образом дождевыми осадками.

При сезонном промерзании глинистых пород в условиях «открытой системы», когда к промерзающим породам постоянно происходит подток (перемещение) воды, возникают пучины высотой до 30—40 и даже до 50 см. Такие пучины принято называть «коренными». Их развитию способствует увлажнение пород земляного полотна главным образом подземными грунтовыми водами. Они появляются с наступлением устойчивых морозов и растут непрерывно ежесуточно в течение всей зимы до самых оттепелей. Даже весной, когда породы с поверхности уже начинают оттаивать, коренные пучины продолжают расти, так как волна холода продолжает еще распространяться на глубину. На дорогах коренные пучины значительно чаще образуются в выемках, полувыемках и на низких насыпях, где земляное полотно проложено почти нулевыми работами и увлажнение пород возможно подземными водами.

Коренные пучины особенно опасны, они могут значительно нарушать нормальное состояние сооружений, и поэтому для под-

держания их в безопасном состоянии приходится затрачивать много труда и средств. Имеется много примеров, когда на отдельных «пучинистых» участках железных дорог бригады путевых рабочих вынуждены непрерывно ежесуточно в течение 6—7 месяцев проводить профилактические работы по профилированию полотна путем подъема рельсов на специальные деревянные подкладки — «карточки» и «нашпальники» — при росте пучин и последующего постепенного их снятия по мере оттаивания и спада пучин, чтобы предупредить аварийное состояние дороги. Выполнять такие профилактические работы приходится ежегодно, затраты на них составляют миллионы рублей, так как борьба с пучинами, особенно коренными, на эксплуатируемых дорогах очень сложна и требует больших капиталовложений.

Образованию пучин способствуют следующие условия.

1. Глинистые пылеватые и сильнопылеватые, т. е. «пучинистые», породы, залегающие непосредственно в основании верхнего строения земляного полотна железных дорог (под балластной призмой) или под дорожным покрытием на шоссейных дорогах, автострад и взлетно-посадочных полос аэродромов.

2. Суровые продолжительные морозы, обусловливающие глубокое сезонное промерзание пород.

3. Увлажнение промерзающих глинистых пород в связи с недостаточностью регуляции поверхностного стока, с отсутствием или плохим дренированием промерзающих пород. Источниками увлажнения пород на пучинистых участках могут быть дождевые осадки, воды рек, озер, болот и другие скопления воды на поверхности земли, а также подземные грунтовые воды. Увлажнение пород подземными водами может происходить различными путями: а) непосредственно, при неглубоком их залегании от поверхности земли или при их выходе на поверхность в виде источников в основании склонов и откосов выемок и полувыемок; б) в результате капиллярного поднятия влаги к зоне промерзания при более глубоком залегании уровня грунтовых вод; в) в результате миграции влаги в виде пара к зоне промерзания под влиянием разности его упругости, обусловленной температурным градиентом в пределах деятельного слоя.

4. Геоморфологическое положение земляного полотна дорог и аэродромов — пойменные и низкие террасы рек, низины, равнины, основания склонов, т. е. участки более обводненные и более трудноосушаемые.

5. Конструктивные особенности земляного полотна дорог — глубокие выемки и полувыемки, низкие насыпи, сложенные глинистыми «пучинистыми» породами.

6. Загрязнение балласта и покрытий дорог мелкоземом, образование балластных корыт и мешков, засорение, зарастание травой поверхностных водоотводов и кольматаж дренажей. Загрязнение балласта и покрытий мелкоземом происходит в результате их механического разрушения и истирания, выветривания,

а также привноса мелкозема ветром и потоками воды. Это делает балласт влагоемким и пучинистым.

На железнодорожных насыпях, сложенных глинистыми породами, под влиянием динамического воздействия транспорта под балластным слоем на основной площадке образуются вмятины, неровности, углубления, заполненные балластом, в которых скапливается вода (рис. XI-13). Эти неровности и углубления и называют балластными корытами, а если их глубина достигает значительной величины (1,5—2,0 м и более) — балластными мешками. Рост их происходит постепенно, по мере размокания, уплот-

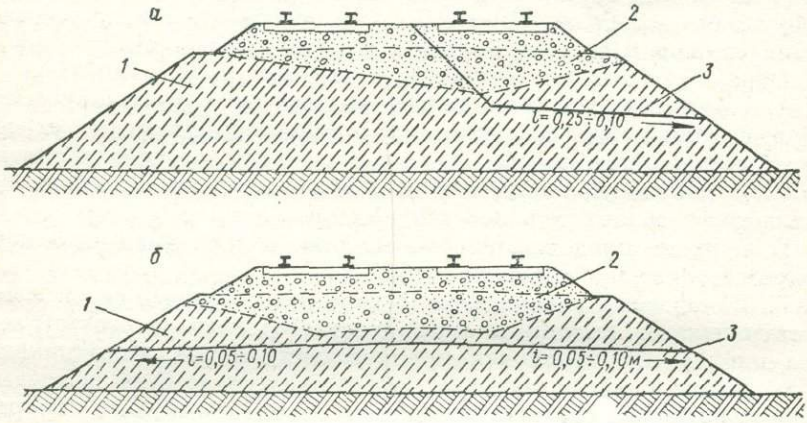


Рис. XI-13. Балластное корыто в пределах земляного полотна железной дороги.
а — выпуск воды на откос односторонней дренажной прорезью; *б* — то же, двусторонней дренажной прорезью; *1* — тело насыпи; *2* — балластное корыто; *3* — дно дренажной прорези.

нения и выдавливания пород основной площадки, что фиксируется образованием просадок полотна дороги. Эти просадки ликвидируют подсыпкой и подбивкой балласта под шпалы, в результате чего мощность слоя балласта в пределах балластной призмы непрерывно возрастает, он заполняет неровности и углубления на основной площадке. Размокшие глинистые породы при динамическом воздействии транспорта проникают в слой балласта, загрязняют его мелкоземом. Все это, а также ухудшение работы поверхностных водоотводов и дренажей способствует появлению и усилению развития пучин. Путевые канавы и кюветы замываются, зарастают травой, теряют уклоны, и в них застаивается вода. То же самое часто происходит и с путевыми лотками. Дренажи выходят из строя вследствие загрязнения (кольматации) дрен и водопроницаемого заполнителя. В результате они плохо принимают и отводят подземные воды, превращаясь иногда в подземные барражи, подпирающие подземные потоки и повышающие их уровни.

Из перечисленного следует, что на развитие морозного пучения и образование пучин обычно влияет комплекс неблагоприятных

условий. Выявление и оценка роли каждого из них должны способствовать выбору рациональных мер по предупреждению их появления и развития.

Инженерные мероприятия для предупреждения аварийного состояния и катастроф на пучинистых участках дорог можно подразделить на профилактические и капитальные. К группе профилактических мер относятся такие, которые предупреждают аварийное состояние и катастрофы: а) систематическое наблюдение за появлением и развитием пучин; б) профилирование железнодорожного полотна путем подъема рельсов на карточки и нашпальники с целью временного устранения пучинистых горбов для обеспечения нормального движения транспорта; в) наблюдение за состоянием работы поверхностных водоотводов и дренажей, их ремонт и восстановление нормальной работы.

Капитальные мероприятия обычно направлены на коренное улучшение состояния земляного полотна, при котором исключаются возможности образования пучин. Выполнение таких мероприятий на действующих дорогах сопряжено с временным нарушением их нормальной работы — ограничением скорости движения транспорта, устройством временных обходов больших участков и др. В эту группу мероприятий входят: а) осушение пучинистых участков; б) замена пучинистых горных пород основной площадки, а также балластного слоя и покрытий дорог; в) уменьшение глубины сезонного промерзания пород в пределах земляного полотна дороги.

Осушение пучинистых участков осуществляется путем улучшения регуляции поверхностного стока устройством кюветов, лотков, путевых канав, если они отсутствовали, или придания им необходимого уклона и их гидроизоляции с целью быстрого отвода дождевых и талых вод от пучинистых участков. Для предупреждения увлажнения земляного полотна подземными водами предусматривается устройство глубоких лотков и подкюветных дренажей с одной или обеих сторон земляного полотна (рис. XI-14). При увлажнении земляного полотна источниками производят их каптаж и отвод воды за пределы земляного полотна. Для осушения земляного полотна на участках балластных корыт устраивают дренажные прорези между шпалами (см. рис. XI-13) или горизонтальные дренажи на участках балластных мешков.

На шоссейных дорогах (а также и на аэродромах) для предупреждения увлажнения основной площадки полотна дорог устраивают горизонтальные хорошо водопроницаемые прослои (прерыватели) из гравия, галечника, щебня, фишинника и другого материала. Замена пучинистых пород на основной площадке дороги осуществляется путем их вырезки на глубину, определяемую техническими указаниями на проектирование дорог, при предварительном снятии покрытия на шоссейных дорогах и верхнего строения земляного полотна (балластная призма, шпалы, рельсы) на железных дорогах. Такие работы обычно выполняют при усло-

вии закрытия участка для движения транспорта и устройства обхода. Для уменьшения глубины промерзания пород устраивают теплоизолирующие покрытия — шлаковые подушки. Схема кон-

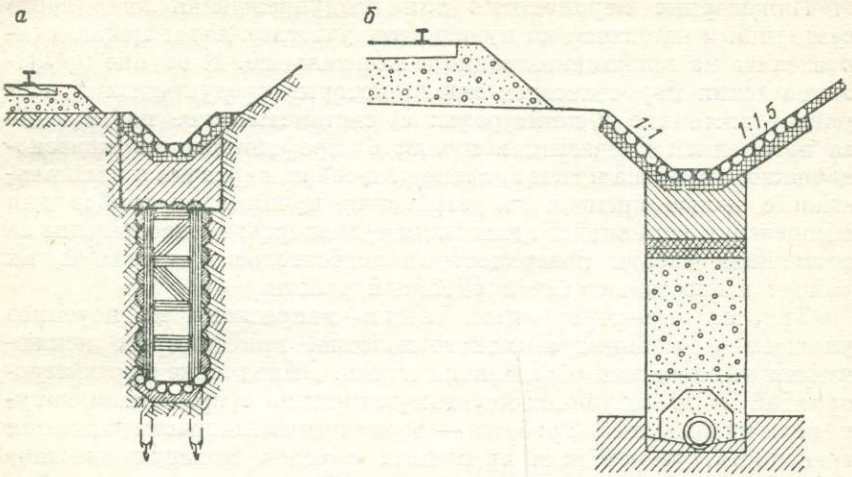


Рис. XI-14. Схема устройства лотка (*а*) и дренажа (*б*) для предупреждения увлажнения земляного полотна.

струкции таких покрытий показана на рис. XI-15. К числу мероприятий, предупреждающих развитие морозного пучения, относится также электроосмотическое осушение земляного полотна. Известные примеры показывают, что после обработки глинистых пород основной площадки дороги постоянным током их свойства необратимо улучшаются и образование пучин прекращается.

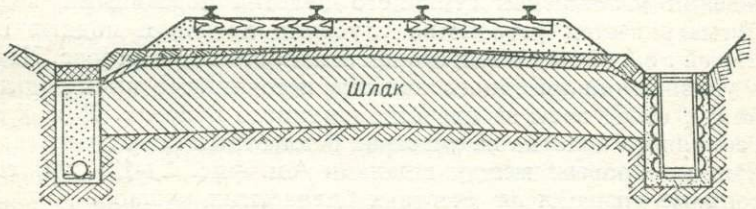


Рис. XI-15. Устройство шлаковой подушки.

Практика борьбы с пучением показывает, что она особенно эффективна тогда, когда профилактические и капитальные мероприятия применяют в комплексе. Выбор их определяется технической целесообразностью и экономической выгодностью. Приведенные данные показывают, насколько важно детальное инженерно-геологическое обоснование проектов новых дорог. При строительстве новой дороги всегда легче и дешевле осуществить

мероприятия для предупреждения деформаций земляного полотна, чем выполнять их затем, при эксплуатации дороги.

Морозные пучины возникают также на откосах земляных сооружений, возведенных из глинистых пылеватых и сильнопылеватых пород, на насыпях, дамбах, плотинах, отвалах, откосах выемок и полувыемок и др. Аварийного состояния в этих случаях обычно не создается, однако при появлении и росте пучин нарушается профиль откоса, разрушаются покрытия, а весной, при оттаивании пород, на таких участках образуются их сплывы вследствие переувлажнения. При прогрессирующем развитии эти явления наносят значительный ущерб устойчивости сооружений.

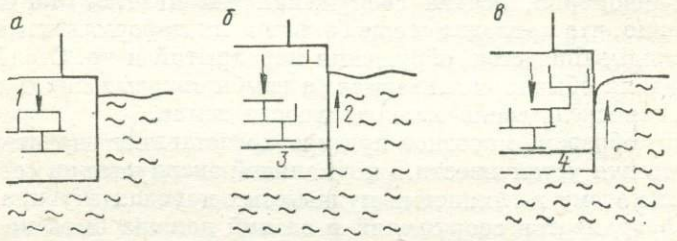


Рис. XI-16. Схема выпучивания фундамента.

а, б, в — положение фундамента: *а* — первоначальное, *б* — при выпучивании, *в* — в начальный момент оттаивания пород деятельного слоя; *1* — направление действия веса фундамента; *2* — направление действия сил пучения; *3* — пустота; *4* — лед и мерзлая порода.

Основные условия развития пучин на откосах, как правило, такие же, как и на полотне дорог. Для предупреждения их появления и развития устраивают откосные дренажи и теплоизолирующие покрытия.

Выпучивание фундаментов сооружений. Как было отмечено выше, морозное пучение проявляется также в выпучивании твердых тел при промерзании влажных глинистых пород. При морозном пучении эти породы увлекают вверх находящиеся в них твердые тела — отдельные участки фундаментов сооружений, столбы, глыбы твердых пород и др. (рис. XI-16). Этому способствует действие сил смерзания между породами и поверхностью твердых тел (см. выше). При движении твердого тела вверх при его выпучивании в его основании образуется пустота, в которую затекает вода или еще не промерзшая порода. Впоследствии, когда волна холода распространится на глубину, вода или порода, заполнившая пустоту, замерзает, что еще больше способствует выпиранию (выпучиванию) твердого тела. Весной, когда с поверхности породы начинают оттаивать, то у поверхностей твердых тел они оттаивают быстрее в силу большей их теплопроводности и оплывают. Однако на глубине образовавшаяся ледяная пробка временно препятствует осадке твердого тела и даже тогда, когда полностью оттают породы деятельного

слоя, твердое тело не занимает своего первоначального положения, так как образовавшаяся пустота заполняется породой. При повторном или неоднократном промерзании и оттаивании пород твердые тела оказываются значительно или полностью выпученными (вымороженными) на поверхность земли.

Вспучивание фундаментов зданий и сооружений по периметру происходит неравномерно в связи с неоднородностью пород, их состояния и разной глубиной промерзания, зависящей от экспозиции сторон сооружений и т. д. Это вызывает появление трещин и других деформаций в фундаментах и в надфундаментных конструкциях сооружений. При оттаивании пород, которое происходит неравномерно, осадка сооружений развивается также неравномерно, что приводит к еще большим их деформациям вплоть до опрокидывания стен, обрушения перекрытий и др. Столбы при выпучивании обычно сваливаются, а глыбы твердых пород оказываются непосредственно на поверхности земли.

Таким образом, морозное пучение представляет значительную опасность для устойчивости и нормальной эксплуатации сооружений. Вот почему в глинистых пучинистых породах глубина заложения фундаментов сооружений и зданий должна быть не менее расчетной глубины промерзания пород (СНиП II-15—74). Для предупреждения выпучивания фундаментов кроме правильного определения глубины их заложения предусматривают мероприятия для уменьшения сил смерзания пород с фундаментами — гравийные, галечные и щебенистые засыпки, покрытие фундаментов смазками, расширение фундаментов книзу, дренирование пород и др.

Образование бугров пучения. В районах распространения многолетней мерзлоты характерным является образование бугров пучения. Это достаточно крупные формы рельефа, встречающиеся на поверхности земли по одному или группами. Одни из них называются булгунняхами или гидролакколитами, а другие — торфяными буграми или буграми-могильниками. Они возникают также при промерзании горных пород с поверхности и их пучении, но физика и динамика процесса и его результаты иные, чем при образовании пучин на дорогах и откосах земляных сооружений. Высота бугров пучения изменяется от 1,0—2,0 до 25—30 м, а диаметр от нескольких метров до 50—60 м и более. Следовательно, бугры пучения существенно отличаются по размерам от пучин, встречающихся на полотне дорог и откосах.

Физика процесса образования бугров пучения состоит в следующем. Если над многолетней мерзлотой имеется водоносный талик (талые водоносные породы), то при промерзании пород деятельного слоя сверху может образоваться замкнутая со всех сторон масса водоносных пород, в пределах которой возникает гидростатический напор. Под влиянием этого напора мерзлые породы деятельного слоя вздымаются (в сторону меньших сопротивлений)

и в рельефе образуется бугор. Впоследствии этот бугор промерзает и внутри него образуется линза или слой льда. Такие бугры могут достигать высоты 1,5—2 м и диаметра нескольких метров. Летом они протаивают, оседают и исчезают. Так возникают однолетние бугры пучения. Если под многолетней мерзлотой водоносные талики связаны с напорными межмерзлотными и подмерзлотными водами, то рост бугров пучения может продолжаться много лет и они достигают высоты 25—30 м и диаметра в несколько десятков метров. Именно такие многолетние бугры пучения и называют булгунняхами. Их развитие происходит под влиянием напора межмерзлотных, но главным образом подмерзлотных вод. Вздымаются обычно водонепроницаемые породы деятельного слоя.

Булгунняхи в районах многолетней мерзлоты распространены широко. Обычно они располагаются в основаниях горных склонов, на низинах, на поймах рек или низких террасах. В динамике их развития нередко четко выделяется несколько стадий: начальная (юности), когда они появляются; полного развития (зрелости), когда они достигают максимально возможной высоты, и разрушения (старости). Эта, последняя, стадия наступает тогда, когда напряжения в породах деятельного слоя достигают такой величины, при которой они оказываются неспособными удерживать напор подземных вод. Тогда в вершине булгунняха возникает разрыв, обычно со звуковым эффектом (взрывом), при котором отдельные глыбы пород отлетают от бугра на десятки метров. В вершине бугра образуется своеобразный «кратер», через который изливается поток воды. Когда напор воды несколько уменьшится и стенки «кратера» оплывут, он приобретает типичный вид кратера вулкана. В нем образуется озерко, из которого вытекает постоянно действующий источник. Такой характер завершающей стадии развития многолетних бугров пучения иногда вызывает у местного населения смятение и тревогу.

Внутреннее строение булгуннях весьма характерно. С поверхности земли залегает почвенно-растительный слой или торф мощностью от 0,5 до 1,0 м, под ним — мерзлые глинистые породы мощностью до 1,5—2,0 м, подстилаемые льдом в виде залежи (линзы) мощностью до 2,0—2,5 м, подо льдом — талик. Воды этих таликов связаны с межмерзлотными или подмерзлотными водами. Внутреннее строение булгуннях, условия залегания льда и условия образования имеют большое сходство с вулканическими образованиями — лакколитами, поэтому такие многолетние бугры пучения и называют гидролакколитами.

В районах многолетней мерзлоты широко распространены также торфяные бугры — бугры-могильники. Они образуются в результате неравномерного промерзания пород деятельного слоя при условии миграции влаги к фронту промерзания. Как указывают В. Н. Достовалов и В. А. Кудрявцев (1967 г.), торф и мох всегда содержат много влаги и поэтому теплопроводность их в мерзлом состоянии больше, чем в талом. Зимой они охлаждаются больше,

чем нагреваются летом. Кроме того, большое количество солнечного тепла летом расходуется на испарение влаги с поверхности мха и торфа, что приводит к понижению температуры их нагревания по сравнению с участками без мохового и торфяного покрова. *Явления неравномерного охлаждения и нагревания мха и торфа* вызывают миграцию влаги под влиянием термодиффузии в направлении теплового потока к определенным участкам и скопление ее у выпуклых поверхностей мерзлых пород. Зимой эта влага замерзает и образуются прослои и линзы льда, что и вызывает вспучивание пород под торфом и мхом. Впоследствии на таких вспученных участках накапливается меньше снега, что способствует большему охлаждению вершин бугров. В результате миграция влаги к буграм усиливается и рост их ускоряется. Так возникают торфяные бугры диаметром в несколько метров и высотой до 1,5—2,0 м, а иногда и более.

Как следует из сказанного, бугры пучения нарушают сохранность рельефа местности, однако сколько-нибудь значительной опасности для жизни и деятельности человека они не представляют. Изучение их распространения и условий образования представляет главным образом научный интерес. Они свидетельствуют о развитии и активности мерзлотных явлений. Мер борьбы с этими явлениями пока не разработано. Исходя из общих соображений, для предупреждения образования бугров пучения необходимо предусматривать осушение местности, снижение напоров межмерзлотных и подмерзлотных вод и осуществлять мероприятия по уменьшению глубины сезонного промерзания пород.

П о л и г о н а л ь н ы е о б р а з о в а н и я. В районах распространения мерзлых и многолетнемерзлых пород на поверхности земли часто наблюдаются разнообразные формы многоугольников, плоских или несколько выпуклых, разграниченных морозобойными трещинами, валиками выпученных пород, валиками (грядками), скоплениями грубообломочного материала или канавками (углублениями). По краям полигонов разрастается дернина, тогда как их поверхность чаще обнажена. Все такие образования в мерзлотоведении объединяют под общим названием «полигональные образования». Они образуются главным образом под влиянием скалывающих и растягивающих напряжений, возникающих в промерзающих породах. В подавляющем большинстве случаев они наблюдаются во влажных глинистых пылеватых и сильнопылеватых породах, в суровых климатических условиях. В инженерном аспекте наибольший интерес из них представляет образование полигональных систем жильного льда.

В зимнее время породы при промерзании покрываются морозобойными зияющими трещинами, рассекающими их на многоугольные отдельности. С глубиной эти трещины обычно выклиниваются в многолетнемерзлых породах. Они могут быть сингенетическими, т. е. образовываться в процессе формирования осадка, и эпигенетическими, т. е. возникать после формирования породы. Весной

при таянии снега в эти трещины затекает вода, заполняет их и замерзает. Таким образом возникает система жильных льдов, пронизывающих верхние горизонты пород. Глубина растрескивания пород и ширина трещин зависят от распределения температур, состава пород, степени их однородности и свойств. Очень часто такие трещины разрастаются и распространяются в многолетнемерзлые породы. При оттаивании (деградации) мерзлоты породы оказываются в переувлажненном состоянии, становятся неустойчивыми, с очень низкими несущими способностями. При вытаивании льдов в породах возникают полости, которые часто оказываются выполненными привнесенным материалом малой плотности и неустойчивого состояния.

Термокарстовые явления. Под влиянием естественных или искусственно созданных условий многолетняя мерзлота может оттаивать (деградировать). Особенно часто это явление наблюдается в южных районах ее распространения. Оно состоит не только в изменении температуры пород, но и в формировании таких форм рельефа, как западины, ложбины, блюдцеобразные понижения, воронки, провалы и другие, явно указывающие на явление проседания поверхности земли. В таких отрицательных формах рельефа нередко скапливается вода и образуются озера.

При вытаивании льда в толщах пород образуются пустоты, которые впоследствии полностью или частично заполняются привнесенным материалом. Свидетельством оттаивания (деградации) мерзлоты являются также многочисленные примеры деформации сооружений и зданий, связанные со значительной, резкой и неравномерной их осадкой (просадкой). При этом на зданиях появляются трещины, отваливаются углы, опрокидываются стены, обрушаются перекрытия и они полностью выходят из строя. Иногда общая осадка (просадка) зданий достигает 1 м и более. Многочисленны примеры деформаций насыпей и других земляных сооружений. На отдельных участках железнодорожных линий в результате просадки насыпей мощность балластного слоя достигает 2 м и более. На склонах и откосах при оттаивании мерзлоты происходят многочисленные и разнообразные оползневые и солифлюкционные подвижки (см. гл. IX). Возникающие при оттаивании мерзлых пород и вытаивании льда формы рельефа и связанные с этим процессом деформации сооружений имеют сходство с явлениями в карстовых районах, но обусловлены они не растворением пород, а тепловыми процессами и изменениями температуры пород, поэтому их принято называть термокарстовыми.

Термокарстовые явления развиты широко и представляют большую опасность для сохранности, устойчивости и нормальной эксплуатации сооружений и территорий. Именно с этими явлениями в районах распространения многолетней мерзлоты связаны разнообразные деформации сооружений и аварии, чем и обусловлена необходимость в соблюдении определенных правил и норм

проектирования и строительства здесь зданий и сооружений (СНиП-Б. 6—66). Так, например, в г. Магадане в 1935 г. был построен Дом связи — двухэтажное кирпичное здание с фундаментами под наружными стенами на глубине 3,3 м, а под внутренними — 2 м (Н. И. Салтыков, 1959 г.). Мощность деятельного слоя здесь равна 2,5 м. Площадка Дома связи сложена четвертич-

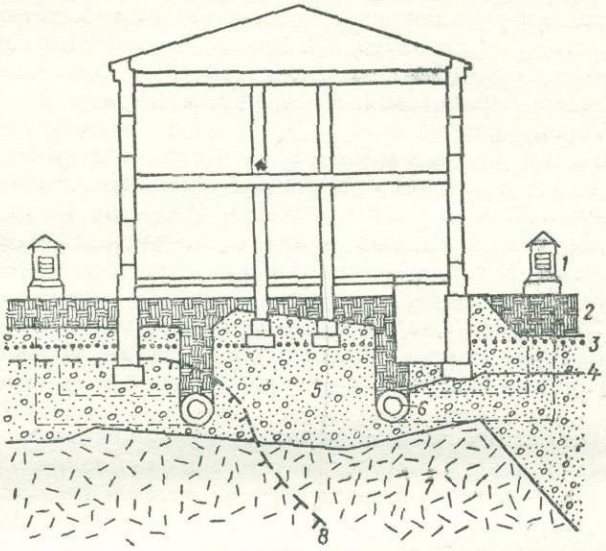


Рис. XI-17. Чаша протаивания под зданием Дома связи в г. Магадане и схема охладительных устройств для восстановления мерзлого состояния пород (по Н. И. Салтыкову).

1 — вертикальные шахты; *2* — насыпной слой; *3* — граница многолетнемерзлых пород в 1935 г. (до постройки здания); *4* — песок с гравием и галькой; *5* — песок глинистый с галькой; *6* — охладительные каналы; *7* — супесь пылеватая; *8* — граница многолетнемерзлых пород на ноябрь 1937 г.

ными аллювиальными отложениями, состоящими из песков и галечников, весьма неоднородных по гранулометрическому составу (рис. XI-17). В центральной части площадки на глубине 6—10 м встречаются линзы льдонасыщенных пылеватых супесей. На глубине 7,5—8 м были обнаружены водоносные пески. Общая мощность мерзлых пород достигает здесь 20 м, а ее температура составляет около —0,2° С. При рытье котлована верхняя поверхность многолетнемерзлых пород была вскрыта под одним крылом здания на глубине 2—3 м, на остальной части котлована на той же глубине многолетнемерзлых пород обнаружено не было. В 1937 г., на втором году эксплуатации здания, в той его части, где были мерзлые породы, появились трещины и осадка фундаментов достигла 18—21 см. В другой части здания деформаций не было. Впоследствии неравномерная деформация здания привела его в аварийное состояние. Как показало обследование, причиной

деформаций явилось чашеобразное протаивание пород, достигшее к концу 1937 г. глубины 8 м. В целях обеспечения устойчивости здания было решено принять меры по ликвидации протаивания и восстановлению мерзлого состояния пород. Для этого в 1939 г. была оборудована охладительная установка с каналами, вертикальными шахтами, снабженными вентиляторами.

Много деформаций зданий происходило в 1930—1940 гг. в г. Норильске в связи с протаиванием под ними многолетнемерзлых пород. Здесь также в комплексе капитальных восстановительных работ применялось промораживание оснований зданий. Одновременно с этим подводили столбы под стеновые фундаменты и заполняли пустоты, образовавшиеся вследствие вытаивания льда, песком и цементным раствором. Все эти работы выполнялись преимущественно в зимнее время.

В Воркутинском районе до 1946 г. считалось, что многолетняя мерзлота находится в стадии деградации, и поэтому ее не пытались сохранять в основании проектируемых и строящихся отапливаемых зданий (П. Д. Бондырев, 1957 г.). Это привело к массовым их деформациям в процессе эксплуатации, а в отдельных случаях здания полностью разрушались. Главной причиной деформации зданий здесь явилось глубокое протаивание многолетнемерзлых пород. На рис. XI-18 показаны геологические условия площадки разрушившегося жилого дома в г. Воркуте, который может служить примером таких явлений. Он был построен на пологом склоне, сложенном пылеватыми суглинками и супесями верхней морены с прослойками льда. До постройки дома сезоннопромерзающие породы сливались с многолетнемерзлыми. На уровне второго этажа стены здания были усилены железобетонным поясом. Фундаменты наружных стен были бутобетонные ленточного типа, заложены на глубине 2,5 м; фундаменты внутренних стен также бутобетонные столбовые, заложены на глубине 1,5 м и перекрыты железобетонными рандбалками. С 1942 по 1944 гг. здание испытывало неравномерную осадку, не превышающую 60 мм и не вызывавшую заметных деформаций.

В 1944 г. на внутренних и наружных стенах появились трещины, к концу 1946 г. вследствие неравномерной осадки здания ширина трещин достигла 45—50 мм, дверные коробки перекосились, углы здания сильно осели. Северная торцовая стена настолько сильно деформировалась, что северо-западный угол здания угрожал обвалом. В других наружных стенах появились сквозные трещины. Перекрытие второго этажа с фасадной стороны оказалось в неудовлетворительном состоянии, так как концы балок и наката начали выходить из гнезд. В 1948 г. северо-восточную стену пришлось разобрать, выложить вновь и усилить фундаменты. Однако эти ремонтные работы не приостановили деформации здания. При обследовании было обнаружено, что под зданием образовалась чаша протаивания глубиной более 12 м. Приведенное описание дает представление о характере явлений

и деформаций зданий и сооружений при оттаивании многолетней мерзлоты.

На рис. XI-19 приведен еще один типичный пример протаивания мерзлых пород под зданием механических мастерских шахты № 1 в г. Воркуте (П. Д. Бондырев, 1957 г.). Это здание также имело некоторые деформации, однако устройство в его основании

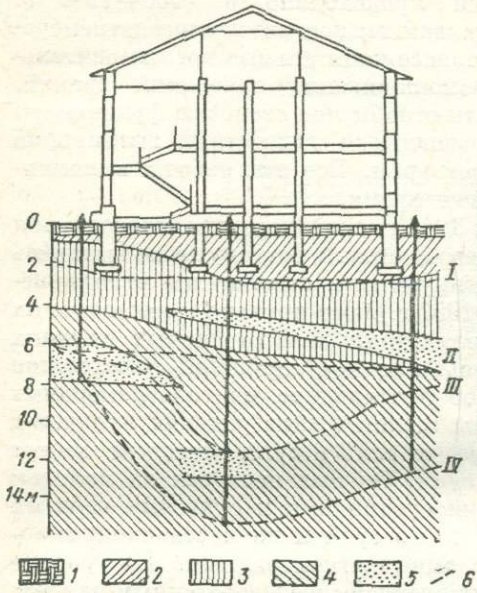


Рис. XI-18. Геологические условия площадки расположения жилого дома по улице Горняков в г. Воркуте (по П. Д. Бондыреву).

1 — насыпные породы; 2 — суглинки покровные; 3 — суглинки верхней морены; 4 — суглинки нижней морены; 5 — песок; 6 — верхняя поверхность мерзлых пород: I — в 1941 г., II — западная стена (1947 г.), III — восточная стена (1947 г.), IV — середина здания (1947 г.).

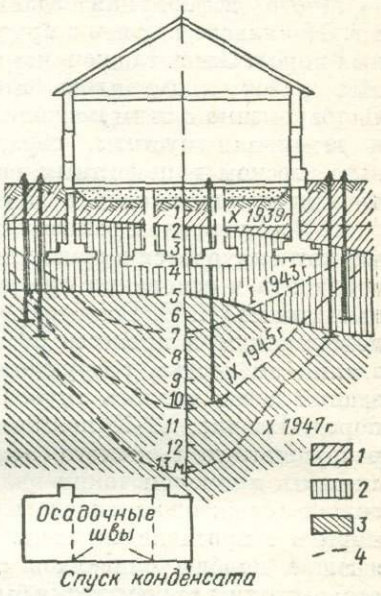


Рис. XI-19. Протаивание основания под зданием механических мастерских в г. Воркуте (по П. Д. Бондыреву).

1 — покровные суглинки; 2 — суглинки верхней морены; 3 — суглинки нижней морены; 4 — верхняя поверхность многолетнемерзлых пород.

мощного железобетонного фундамента и осадочных швов, разделяющих его на три части, сохранило его в достаточно устойчивом состоянии.

Следовательно, для обеспечения устойчивости и сохранности зданий и сооружений в районах возможного развития термокарстовых явлений необходимо применять определенные мероприятия, описание которых приводится ниже.

Наледные явления. В комплекс мерзлотных геологических процессов входит также образование наледей. Наледь — это скопление льда на поверхности земли в результате замерзания изливающихся подземных или поверхностных (речных) вод. Известны примеры образования наледей, формирующихся за счет

вод, откачиваемых из шахт и рудников, или вод, сбрасываемых промышленными предприятиями. В соответствии с этим можно различать следующие генетические типы наледей:

а) обычные, образующиеся вследствие выхода (излияния) на поверхность подземных вод (грунтовых, надмерзлотных, межмерзлотных и подмерзлотных);

б) речные, образующиеся за счет поверхностных вод рек и ручьев (редко озер);

в) смешанного питания, образующиеся за счет подземных (подрусловых, грунтовых вод аллювиальных отложений) и поверхностных (речных) вод;

г) искусственные, формирующиеся за счет откачиваемых производственных вод.

Многие исследователи, классифицируя наледи, выделяют еще подземные наледи, причисляя к ним подземные льды и в том числе те, которые участвуют в строении булгуннях (гидролакколитов). Этого делать не следует, так как образование подземных скоплений льда имеет свои особенности и часто отражает процесс формирования бугров пучения. Наледи бывают только на поверхности земли, т. е. представляют собой наземные образования. Они встречаются на водоразделах, склонах, в основании склонов, на речных террасах, вдоль русел рек и ручьев, на откосах дорожных выемок и полувыемок, по стенкам и кровлям подземных выработок (например, в туннелях).

Морфологически наледи весьма разнообразны. Это бугры, валы, потоки, спускающиеся со склонов и откосов, нависающие натеки и др. Их форма в значительной степени определяется рельефом поверхности земли в том месте, где намерзает лед. Размеры наледей, так же как и их форма, весьма разнообразны. По размерам площадей, занимаемых наледями, различают [8] следующие их категории (табл. XI-11).

Мощность наледного льда обычно измеряется первыми метрами, наиболее часто от 1 до 4 м и в отдельных случаях достигает 7—10 м.

Таблица XI-11

РАЗМЕРЫ НАЛЕДЕЙ РАЗЛИЧНЫХ КАТЕГОРИЙ (ПО М. И. СУМГИНУ И ДР., 1940 г.)

Категория	Наледи	Площадь, м²
I	Очень малые	$< 10^2$
II	Малые	10^2—10^3
III	Средние	10^3—10^4
IV	Большие	10^4—10^5
V	Очень большие	10^5—10^6
VI	Исключительно большие	$> 10^6$

Соответственно и объем льда, слагающего наледь и характеризующего, например, дебит источников, за счет которых она образуется, могут значительно изменяться. У наледей I и II категорий объем льда может достигать 10—20 тыс. м³, у наледей III и IV категорий — до 1 млн. м³. Наледи очень больших размеров (гигантские) имеют объемы в сотни миллионов кубических метров. Так, например, в настоящее время самой крупной признана Большая Мамская наледь в Якутии, площадь которой достигает 80 км², а объем около 200 млн. м³. В. Г. Петров (1930 г.) при обследовании наледей вдоль автомобильной Амурско-Якутской магистрали от ст. Большой Невер до г. Якутска встретил наледей I категории 5, II — 46, III — 50, IV — 24. Средняя их площадь на этой магистрали составляет 6 тыс. м². Размеры наледей изменяются во времени по мере их формирования, а затем по мере растаивания. Многие наледи летом исчезают, а зимой возникают вновь. Крупные наледи летом растаивают только частично, а зимой вновь восстанавливают свои размеры.

Динамика формирования различных наледей достаточно разнообразна. Наиболее простым способом их образования является такой. С наступлением морозов у выхода источника подземных вод на поверхность (сосредоточенного или рассеянного) начинает намерзать лед, образуется его скопление, т. е. наледь. Если источник имеет малый дебит, место выхода его быстро промерзает и рост наледи прекращается. Если дебит источника значительный и он связан с выходом напорных вод, рост наледи развивается долго, часто всю зиму, непрерывно или непрерывно-прерывисто. В последнем случае источник периодически промерзает, но затем, по мере восстановления гидростатического напора в подземном потоке, питающем источник, лед прорывается и изливается вода. Так непрерывно-прерывисто протекает рост наледи. Иногда наблюдается миграция наледи. Если источник промерзает, то подземный поток может найти выход в другом ослабленном месте, прорваться на поверхность и образовать наледь. Известны случаи, когда источник выходит в одном месте, а наледь его образуется в другом (Н. И. Толстихин, 1941 г.).

Механизм образования наледи за счет подземных вод может быть и такой. Если на пути подземного потока грунтовых надмерзлотных вод в каком-то локальном месте увеличится глубина зимнего промерзания, например вдоль дорожной путевой канавы, вдоль грунтовой дороги, вдоль протоптанной тропы, живое сечение подземного потока уменьшится и в нем возникнет гидростатический напор, под влиянием которого выше зоны более глубокого промерзания может возникнуть прорыв воды на поверхность и произойти образование наледи. На этом принципе, например, основано устройство мерзлотных поясов, когда необходимо перенести место образования наледи от сооружений или дороги.

Наледи за счет подземных вод нередко образуются непосредственно под зданиями или внутри их, если они не имеют постоян-

ного отопления. Под такими зданиями в начале зимы долго сохраняется талик, промерзание пород деятельного слоя задерживается, тогда как на окружающем их участке промерзание пород протекает нормально. При наличии на таком участке надмерзлотных вод они начинают отжиматься в сторону талика под здание и внутрь его. Если здание холодное, образуется наледь внутри его или под ним, а если оно отапливается, то эти воды его затапливают.

Сущность образования речных наледей сводится к следующему. С наступлением морозов река покрывается слоем льда, мощность которого постепенно возрастает. Живое сечение речного потока, непосредственно связанного с подрусловым потоком, начинает уменьшаться. В результате этого в нем возникает и возрастает гидростатический напор, под влиянием которого вода взламывает лед или прорывается в береговой зоне через хорошо проницаемые галечники, изливается на поверхность, замерзает и образует наледь. Как только напор в потоке ослабнет (рассеется), излияние воды прекратится и трещины прорыва промерзнут, но как только напор в речном потоке восстановится и превысит прочность льда на разрыв, вновь образуется прорыв и происходит излияние воды. Так непрерывно-прерывисто формируется речная наледь, изменяя местоположение прорыва льда, покрывающего речной поток.

Таковы процессы образования наледей. Они нарушают нормальные условия эксплуатации сооружений, создают аварийные обстановки, вызывают разрушение сооружений. Так, например, наледи очень часто образуются вдоль дорог, перекрывая их проезжую часть, а возникая на откосах, они уменьшают поперечные сечения выемок, полувыемок, туннелей и других дорожных сооружений. Наледи часто полностью заполняют поверхностные водоотводы, кюветы, лотки, отверстия мостов, труб и других сооружений, нарушая весной и летом регуляцию стока, вызывая обводнение и затопление территорий. Наледи выводят из строя производственные, складские, коммунально-бытовые, жилые и другие здания. Поэтому в районах развития наледных явлений требуется применение определенных мер по предупреждению условий их образования и защите от их опасного влияния.

Все известные меры борьбы с наледями принято разделять на две основные группы: пассивные и активные [24]. Первые состоят из мероприятий, направленных на защиту от вредного влияния наледей, а вторые — на предупреждение их образования, на изменение места их образования и др. Иными словами, при пассивных способах борьба ведется с последствиями наледных явлений, а при активных — с причинами их образования.

К пассивным способам борьбы с наледями относятся:

1) изменение мест расположения сооружений или трассы дороги, нефте- и газопровода в обход наледного участка;

2) повышение уровня строительной площадки и проезжей части дороги;

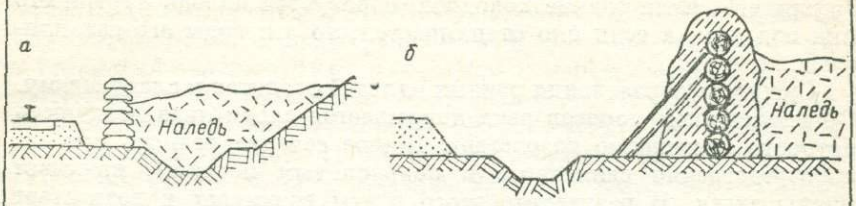


Рис. XI-20. Ограждение пути от наледей.
а — в выемке при помощи старых шпал; б — на участке насыпи при помощи бревенчато-снежного вала.

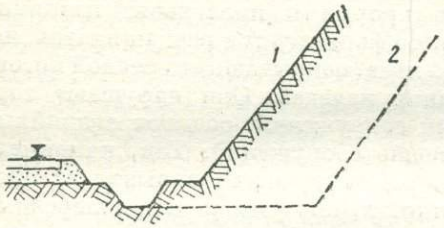


Рис. XI-21. Схема устройства резервного пространства в выемке для размещения наледей.
1 — нормальный профиль выемки; 2 — расширенная выемка.

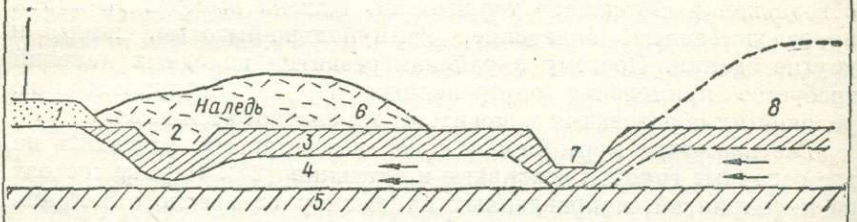


Рис. XI-22. Схема устройства мерзлотного пояса.
1 — полотно дороги; 2 — путевая канава; 3 — деятельный слой; 4 — талик с надмерзлотными водами; 5 — верхняя граница многолетней мерзлоты; 6 — место образования наледи; 7 — мерзлотный пояс (штриховой линией показано изменение глубины зимнего промерзания); 8 — место предполагаемого образования наледи.

3) периодическое скалывание льда и восстановление размеров выемок, полувыемок, туннелей и других сооружений;

4) устройство задерживающих валов и ограждений, препятствующих росту наледей в сторону строительной площадки, дороги (рис. XI-20);

5) увеличение размеров выемок и полувыемок для размещения наледей — устройство резервного пространства (рис. XI-21).

К числу активных способов борьбы с наледями относятся:

1) осушение местности, отвод воды, образующей наледи;

2) каптаж источников и отвод воды;

3) устройство мерзлотных поясов с целью изменения места образования наледи (рис. XI-22);

4) углубление и спрямление русел рек для расширения живого сечения потоков и увеличения скорости их течения на участках, где образование наледи нежелательно;

5) утепление русел рек и ручьев навалом из снега для предупреждения глубокого зимнего промерзания.

Таковы наиболее распространенные способы борьбы с наледями. Для правильного выбора способа борьбы с наледями необходимы исчерпывающие данные об их происхождении, возможных размерах и динамике роста. Особое внимание следует уделять прогнозу возможности образования наледей в результате изменения естественных условий при возведении сооружений.

Проектирование и строительство сооружений в районах распространения многолетней мерзлоты. Для районов распространения многолетней мерзлоты характерно следующее.

1. Определенное строение толщ горных пород, которые могут являться основанием и средой для сооружений, обусловленное появлением в них льда (как породы) в виде слоев, залежей, крупных прослоев, линз, жил и других крупных форм. Одновременно с этим в них часто, особенно в южных районах, встречаются талики, т. е. талые, в большинстве случаев водоносные породы. Важно также отметить, что породы деятельного слоя при промерзании могут сливаться с многолетнемерзлыми и образовывать слившуюся мерзлую толщу.

2. Содержание в мерзлых горных породах (особенно разнообразных песчаных и глинистых) льда не только в виде крупных форм, как породы, но и в тонкодисперном виде, как породообразующей составляющей, в виде цемента, мелких кристаллов и других форм. Такие формы льда существенно изменяют состав и строение самих пород и их физико-механические свойства как в мерзлом состоянии, так и, особенно, при оттаивании. В этом отношении большую опасность представляет оттаивание глинистых, а также тонкозернистых и мелкозернистых песчаных пород и значительно меньшую — крупно- и грубообломочных, скальных и полускальных малольдистых.

3. Развитие и широкое распространение особых мерзлотных геологических процессов и явлений.

4. Неоднородный температурный режим многолетнемерзлых пород вследствие особенностей теплообмена отдельных частей земной поверхности. В соответствии с этим можно различать участки с многолетней мерзлотой, имеющей более или менее устойчивый режим (низкая температура — для песков и супесей соответственно ниже —0,3 и —0,6° С, а для суглинков и глин ниже —1,0 и —1,5° С, отсутствие таликов, активное развитие таких геологических процессов, как пучение пород, образование наледей, полигональных систем и др.), и участки с многолетней мерзлотой, имеющей неустойчивый режим (температура пород близка к 0° С, т. е. —0,1 и —0,5° С, наличие таликов, надмерзлотных и межмерзлотных вод, развитие термокарстовых явлений и др.).

5. Различный тепловой режим многолетнемерзлых пород во время строительства на них сооружений при различных условиях производства работ. В одних случаях строительство зданий и сооружений, условия производства строительных, горных, мелиоративных и других работ могут способствовать сохранению и развитию мерзлоты, а в других, наоборот, вызывать ее деградацию. Следовательно, решая практические задачи, необходимо учитывать характер и интенсивность искусственного воздействия на мерзлые породы.

На режим мерзлоты влияют [19]:

а) тепловой режим зданий и сооружений и технологические особенности их эксплуатации;

б) снег, который действует утепляюще на породы и препятствует накоплению холода; он по-разному накапливается вокруг зданий в зависимости от направления ветра, а также его могут систематически очищать;

в) вырубка леса, уничтожение растительного покрова, распашка земель и т. п.

г) грунтовые и поверхностные воды, режим которых изменяется на осваиваемой территории в связи с мелиоративными и строительными работами;

д) земляное полотно дорог, строительство и эксплуатация которых сопровождается осушением местности, систематической уборкой снега с проезжей части и т. д.;

е) водохранилища, действующие отепляюще на мерзлые породы и микроклимат района;

ж) плотность застройки, ориентация зданий по странам света;

з) санитарно-технические коммуникации, их размещение и способы укладки (подземная, наземная, в изоляции или без нее и т. п.).

В зависимости от природных условий района распространения многолетней мерзлоты и особенностей сооружений их проектирование и строительство осуществляют по одному из двух принципов [19, 20]:

1) с сохранением горных пород в мерзлом состоянии в течение всего периода строительства и эксплуатации зданий и сооружений;

2) когда рассчитывают на: а) постепенное оттаивание мерзлых пород в процессе строительства и эксплуатации зданий и сооружений; б) предварительное искусственное оттаивание горных пород до возведения зданий и сооружений; в) замену льдонасыщенных мерзлых пород талыми.

Выбор принципа строительства определяется из условий наибольшей технической целесообразности и экономической выгодности в каждом конкретном случае режима многолетней мерзлоты и теплового режима проектируемых сооружений. Правилами и строительными нормами [19, 20] строительство сооружений по принципу сохранения горных пород в мерзлом состоянии (принцип 1) рекомендуется в тех случаях, когда многолетняя мерзлота имеет устойчивый режим. Применение этого принципа для многолетнемерзлых пород, имеющих неустойчивый режим, допускается при осуществлении мероприятий, обеспечивающих понижение температуры горных пород по сравнению с естественной. По принципу 1 строят как неотапливаемые (холодные), так и отапливаемые (либо неотапливаемые, но с выделением технологического тепла) здания и сооружения. Применение его для отапливаемых зданий целесообразно тогда, когда многолетнемерзлое состояние горных пород можно сохранить путем устройства холодного подполья.

Проектирование и строительство сооружений по принципу постепенного или предварительного оттаивания мерзлоты (принцип 2) допускается тогда, когда сохранить ее при данных конструктивных и технологических особенностях сооружений невозможно или экономически нецелесообразно. Этот принцип применим также в тех случаях, когда многолетнемерзлые породы имеют неустойчивый режим и сохранение их в мерзлом состоянии нецелесообразно. При проектировании сооружений по принципу 2 особое внимание надо обращать на то, чтобы осадка их при оттаивании мерзлых пород не превысила предела допустимых значений. Как уже было отмечено, сжимаемость горных пород при оттаивании зависит главным образом от степени их льдистости. В этом отношении особую опасность представляют глинистые породы и пески мелко- и тонкозернистые. Поэтому при проектировании сооружений на площадках, сложенных такими породами, изучение их физико-механических свойств должно быть детальным.

Сохранение горных пород в основании зданий и сооружений в мерзлом состоянии обычно достигается с помощью охлаждающих устройств. В зависимости от расположения они подразделяются на поверхностные и заглубленные. К поверхностным относятся холодные подполья, вентиляционные короба, уложенные по периметру зданий и сооружений, система каналов непосредственно под

полом зданий и сооружений. К заглубленным охлаждающим устройствам относятся различные системы охлаждающих труб, каналов, шахт, закладываемых в породы основания сооружений (см. рис. XI-17) или в искусственные подсыпки, на которых возводят сооружения. Для сохранения горных пород в мерзлом состоянии предусматривают производство работ по закладке фундаментов в зимнее время, а также тщательный отвод дождевых, талых и грунтовых вод со строительной площадки.

Для большинства гражданских и промышленных зданий и сооружений, возводимых с сохранением мерзлого состояния горных пород в основании, рекомендуется применять свайные фундаменты: железобетонные сваи сплошного сечения или трубчатые, сваи-оболочки, погружаемые в пробуренные скважины или забиваемые в предварительно пробуренные скважины, диаметр которых меньше сечения сваи, а иногда и в мерзлые породы без бурения скважин. Реже погружение свай допускается с протаиванием горных пород.

При проектировании строительства сооружений по принципу 1 иногда целесообразно применять отдельно стоящие сборные бетонные фундаменты. Выбор таких фундаментов определяется на основании сравнения вариантов. Для предупреждения пучения фундаментов при промерзании пород деятельного слоя применяют соответствующие противопучинные мероприятия (отсыпка грубообломочного материала, обмазка фундаментов покрытиями и др.).

При проектировании зданий и сооружений, рассчитанных на постепенное оттаивание мерзлых пород в процессе их эксплуатации, рекомендуется предусматривать мероприятия по уменьшению неравномерности их осадки путем: а) обеспечения равномерного оттаивания пород под фундаментами, что достигается его регулированием (теплоизоляция, специальные нагреватели и пр.); б) исключения резких изменений нагрузки по длине фундаментов. Кроме того, с этой же целью приспосабливают здания и сооружения к восприятию повышенных деформаций (придание жесткости сооружениям, устройство осадочных швов и др.).

При проектировании сооружений и зданий по принципу 2 применяют фундаменты различных типов — в виде лент, плит, столбов, свай-стоек или глубоких опор. Выбор глубины заложения фундаментов в районах распространения многолетней мерзлоты определяется составом, строением и условиями залегания мерзлых пород на строительной площадке, принятым принципом (1 или 2) использования мерзлых пород в основании сооружения, расчетной глубиной промерзания горных пород, особенностями проектируемого сооружения и некоторыми другими обстоятельствами, которые, как и прогноз осадки сооружений, подробно рассматриваются в специальной части инженерной геологии.

Таковы основные положения, определяющие условия проектирования и строительства сооружений в районах распространения многолетней мерзлоты.

ГЛАВА XII

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Общие сведения. К сейсмическим относятся территории, подверженные землетрясениям, т. е. резким, внезапным подземным толчкам и колебаниям земной коры, угрожающим жизни и деятельности человека. Статистика показывает, что ежегодно суммарное число землетрясений на земном шаре достигает 100 тыс., из которых 10—20 разрушительных и примерно 1 катастрофическое. В течение XX в. в результате землетрясений погибло не менее 800 тыс. человек [11]. В табл. XII-1 приведен перечень только некоторых сильных землетрясений, происшедших главным образом за последние десятки лет. Из этого перечня видно, что сильные землетрясения происходят довольно часто и представляют собой страшные стихийные бедствия. Так, в результате Лиссабонского землетрясения от города остались только руины, погибло 60 тыс. человек. При Сан-Францисском землетрясении город разрушился в течение 60 сек. При Мессинском землетрясении погибло 100 тыс. человек, город был разрушен полностью. Квантское землетрясение в Японии уничтожило города Токио и Иокогаму, 140 тыс. человек погибло и около 1 млн. осталось без крова. Ужасные разрушения и огромные человеческие жертвы вызвало Агадирское землетрясение в Марокко. При Чилийском землетрясении 200 тыс. км^2 территории этой страны были подвержены подземным толчкам большой силы, в результате чего было разрушено несколько крупных городов, погибло огромное число людей. Общеизвестны последствия землетрясений в Скопле, Ашхабаде и Ташкенте. Все это показывает, что геологические явления, связанные с внутренними (эндогенными) силами Земли, требуют к себе постоянного внимания.

Условия строительства сооружений в сейсмических районах являются особыми, специфическими, они регламентируются специальными строительными нормами и правилами (СНиП II.А. 12—69). Это районы, где жизнь и деятельность человека и окружающая его природа постоянно нуждаются в охране. Поэтому проблемам и вопросам хозяйственного освоения сейсмических районов, строительства в них городов, поселков и разнообразных сооружений уделяется очень большое внимание. Результаты этих исследований систематически публикуются. Так, Институт физики Земли

Таблица XII-1

СПИСОК НЕКОТОРЫХ НАИБОЛЕЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Дата	Район	Баллы
1.XI 1775	Лиссабонское (Португалия)	9—10
2.VII 1895	Красноводское (Туркменская ССР)	9
13.II 1902	Шемахинское (Азербайджанская ССР)	8
16.XII 1902	Андижанское (Узбекская ССР)	9
18.VI 1906	Сан-Францисское (США)	9
21.X 1907	Каратагское (Таджикская ССР)	9
11.X 1908	Мессинское (Италия)	10
3.I 1911	Кеминское (Казахская ССР)	9—10
18.II 1911	Сарезское (Таджикская ССР)	9
20.II 1920	Горийское (Грузинская ССР)	8
1.IX 1923	Квантское (Япония)	9—10
26.VI 1927	Крымское (Украинская ССР)	8
27.IV 1931	Зангезурское (Армянская ССР)	8
20.IV 1941	Гармское (Таджикская ССР)	8
2.XI 1946	Казанджикское (Туркменская ССР)	8
5.X 1948	Ашхабадское (Туркменская ССР)	9
10.VII 1949	Хаитское (Таджикская ССР)	9
4.XII 1957	Гоби-Алтайское (Монголия)	9
29.II 1960	Агадир (Марокко)	9
22.V 1960	Чилийское (Чили)	8—9
26.VII 1963	Скопле (Югославия)	9
16.VII 1963	Чхалтинское (Грузинская ССР)	9
28.III 1964	Аляска (США)	9
26.IV 1966	Ташкентское (Узбекская ССР)	9
12.VII 1966	Анапское (РСФСР)	7
14.V 1970	Дагестанское (РСФСР)	8
31.V 1970	Перуанское (Перу)	10
5.VI 1970	Саракамышское (Киргизская ССР)	8

им. О. Ю. Шмидта АН СССР выпускает работы, посвященные инженерной сейсмологии [2, 18, 19, 20]. За последние годы много работ опубликовано Институтом сейсмологии АН УзбССР [4, 21, 22, 25]. Настольным руководством для всех занимающихся вопросами строительства в сейсмических районах являются работа С. В. Медведева «Инженерная сейсмология» (1962 г.) и вышедшая под его редакцией монография «Сейсмическое районирование СССР» (1968 г.), а также монография «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г.» под редакцией Г. А. Мавлянова (1971 г.). В общем, жизнь заставила много заниматься вопросами строительства сооружений в сейсмических районах и надо признать, что результаты этих работ в СССР значительны. Однако сложность этой проблемы во многом позволяет считать ее новой, осталось еще много нерешенных вопросов. Поэтому перед рядом наук, и в том числе перед инженерной геодинамикой, стоят огромные задачи.

Сейсмические районы на территории СССР. Анализ исследований, выполненный многими учеными, перечислить которых здесь не представляется возможным, показал, что современные землетрясения связаны главным образом с геологическими структурами, испытывающими новейшие и современные тектонические движения. По существующим представлениям такие структуры приурочены к региональным тектоническим зонам разломов — активным подвижным поясам Земли, разделяющим крупные геоблоки Земли — континенты и океаны.

К подвижным, активным тектоническим поясам приурочены основные современные горные сооружения Земли, свидетельствующие о выраженной тенденции их к относительному поднятию. Крупнейшими тектонически активными поясами Земли, которые прослеживаются на территории СССР, являются Евразиатский и Тихоокеанский. С первым связаны Карпаты, Южный Крым, Кавказ, Южная Туркмения, высокогорная часть Средней Азии, горные сооружения Алтае-Саянской зоны и Прибайкалье. Ко второму относятся Южное Приморье, Сахалин, Курильская гряда островов, приморская часть Магаданской области и Камчатка. Это все области альпийской складчатости с ярко выраженными новейшими (неоген-четвертичными) и современными тектоническими движениями, отличающиеся контрастностью рельефа, т. е. зон поднятий, сопрягающихся с зонами опусканий блоков земной коры палеозойского возраста, омоложенных альпийскими движениями. Сейсмические районы на территории СССР и приурочены к этим тектонически активным поясам страны (рис. XII-1). Их краткую характеристику мы приводим по материалам «Сейсмического районирования СССР» (1968 г.) и данным Г. П. Горшкова и А. Ф. Якушовой (1973 г.).

В Карпатах зона наиболее сильных землетрясений приурочена к сочленению двух главных структурных единиц — складчатых Карпат и Закарпатского прогиба. Здесь установлен глубокий разлом. Землетрясения достигают большой силы (8 баллов).

В Крыму сейсмически активной является полоса вдоль южного Черноморского побережья полуострова. Сильные землетрясения (до 8 баллов) приурочены к зоне надвигов, по которым северное крыло Крымского антиклинория надвигается на опущенное южное.

На Кавказе землетрясения приурочены в основном к складчатым сооружениям Малого Кавказа (складчатая зона Армении), к южным и северо-восточным предгорьям Главного Кавказского хребта. На этой обширной территории на общем фоне активности землетрясений, оцениваемой в 6—7 баллов, выделяются зоны, где сила землетрясений достигает 8 баллов. Это в первую очередь складчатая зона Армении, для которой установлены устойчивые поднятия в течение всего альпийского тектонического цикла и глыбовые дифференциальные движения в неоген-четвертичное время.

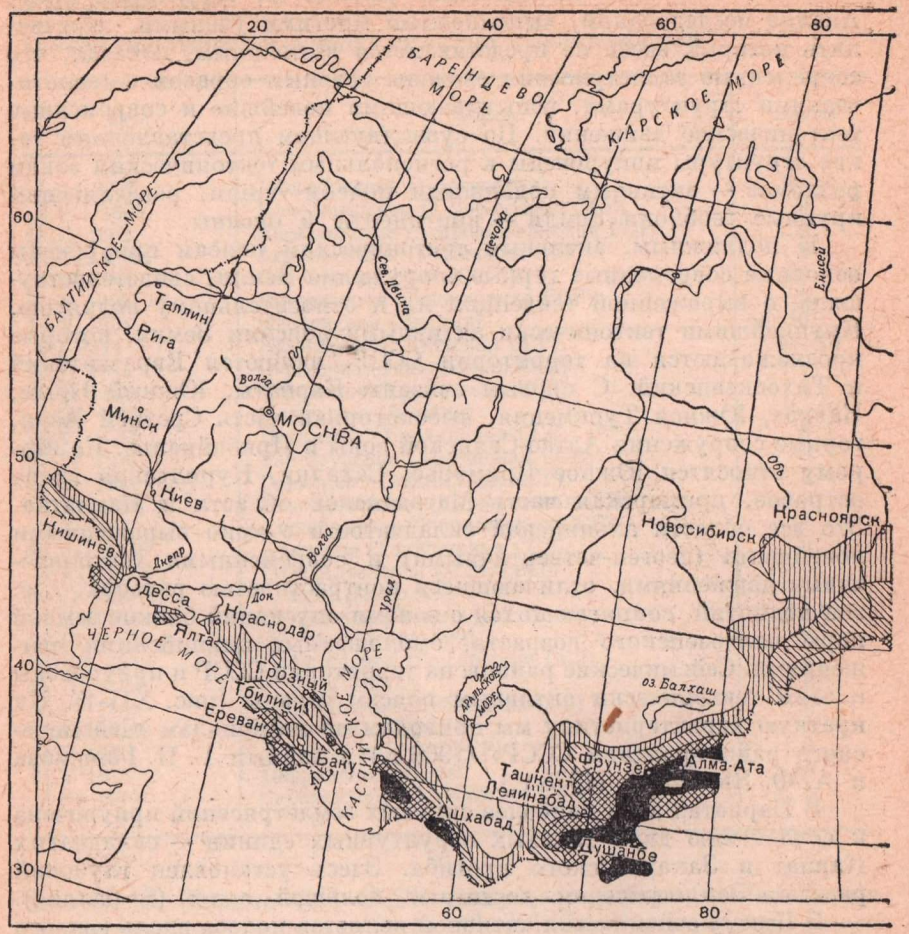
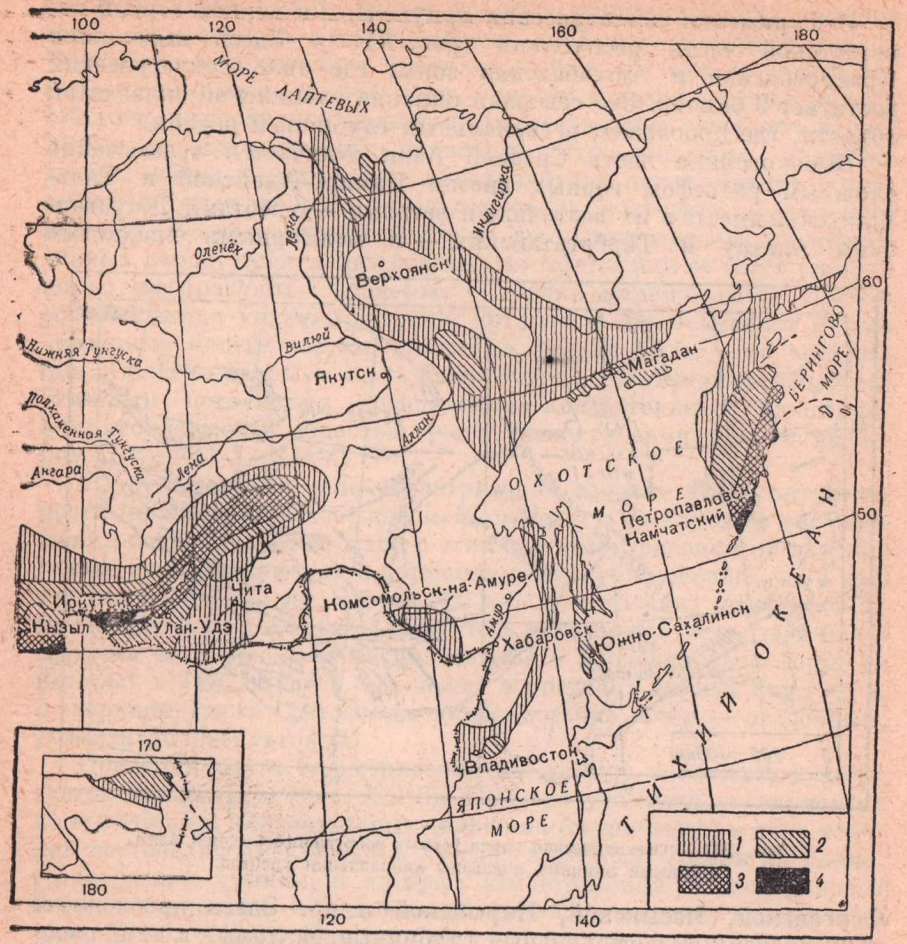


Рис. XII-1. Схема сейсмического районирования территории СССР.
Сила землетрясений, баллы:
1—6, *2*—7, *3*—8, *4*—9.



В Туркмении землетрясения приурочены к южной горной копетдагской части республики (рис. XII-2). Здесь выделяется Красноводская и Ашхабадская зоны, где сила землетрясений достигает 9 баллов. Это северная окраина альпийской складчатой области, где прослежен региональный глубинный разлом.

Высокогорная часть Средней Азии отличается чрезвычайно сложным рельефом горных систем Памиро-Алайской и Тянь-Шаньской вместе с их восточными ветвями — хребтами Джунгарским Алатау и Тарбагатайским — и межгорными впадинами

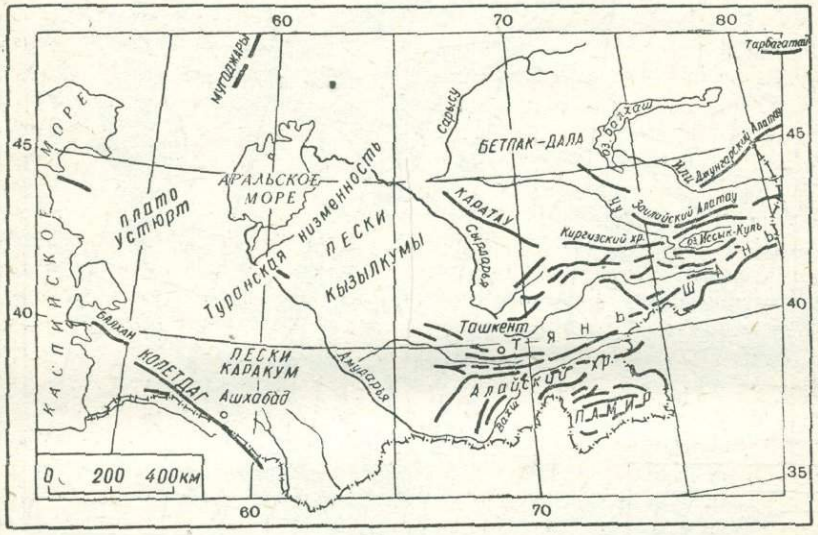


Рис. XII-2. Схематическая карта горных сооружений Средней Азии.
Жирными линиями показаны направления хребтов.

Ферганской, Иссыкской, Нарынской и др. Здесь прослежены многочисленные региональные глубинные разломы, в том числе такие, как Таласо-Ферганский, Терскей-Каратауский, Атбаши-Иныльчекский и др. Вся эта обширная территория высокосейсмична, в ней выделяются зоны с силой землетрясений 7, 8 и 9 баллов.

Горные системы Алтая, Саян и Прибайкалья представляют собой области с сейсмической активностью 7, 8 и 9 баллов.

Наконец, особенной сейсмической активностью отличается зона альпийской складчатости, прослеживающаяся вдоль Южного Приморья, Сахалина, приморской части Магаданской области, Курильских островов и Камчатки. Здесь сейсмичность оценивается в 7, 8 и 9 баллов.

Причины землетрясений и формирование сейсмических районов. Из краткого обзора распространения сейсмических районов следует, что современные землетрясения

на территории СССР, как и во всех других районах земного шара, приурочены к тектонически активным поясам и зонам. Они имеют тектоническое происхождение и связаны с колебательными движениями земной коры. Горный и высокогорный рельеф сейсмических районов является свидетельством новейших и современных тектонических движений. Эти движения приводят к образованию гор и впадин, обусловливают накапливание напряжений в толще горных пород литосферы в течение длительного времени. Когда такие напряжения достигают предела прочности горных пород, происходит разрыв литосферы или ее части (земной коры) и образуются разломы, ее блоки перемещаются, причем освобождается упругая энергия, которая и обусловливает резкие внезапные колебательные движения земной коры — ее сотрясения. Область разрыва на глубине Земли, являющуюся непосредственным источником возникающих колебательных движений, принято называть областью очага землетрясения или гипоцентром (рис. XII-3, XII-4).

Разрушительная сила землетрясений зависит от их интенсивности (количества освобождаемой энергии) и от глубины расположения очага. В соответствии с этим все землетрясения по глубине очагов подразделяются на нормальные (с глубиной очага до 70 км), промежуточные — (от 70 до 300 км) и глубокие, или глубокофокусные (более 300 км). Статистика показывает, что очаги большинства землетрясений располагаются в пределах литосферы, из которых в 72% случаев они лежат в пределах земной коры, т. е. в верхней части литосферы (сейсмические слои — осадочный, гранитный, базальтовый).

Проекция очага землетрясения на земную поверхность называется эпицентром (рис. XII-5). По мере удаления от эпицентра во все стороны колебательные движения (сотрясения) и сила толчков постепенно уменьшаются до едва заметных. Линии на плане, соединяющие пункты, в которых землетрясения на поверхности Земли проявились с одинаковой силой, называют изосейстами (рис. XII-6, XII-7). Площадь на поверхности Земли, в пределах которой землетрясение достигло силы, угрожающей жизни и деятельности людей, сохранности сооружений и территорий, представляет собой плейстосейстовую область (или сейсмический район) рассматриваемого землетрясения. На плане эта площадь обычно оконтуривается изосейстой в 6 баллов.

Сильные землетрясения могут повлечь за собой перераспределение упругих напряжений в очаге и прилегающих к нему толщах горных пород литосферы, а это может привести к возникновению повторных подземных толчков — афтершоков. В Ташкенте во время землетрясения 1966 г. их было более 700.

Кроме землетрясений, имеющих тектоническое происхождение, наблюдаются также сотрясения земной коры, связанные с деятельностью вулканов, образованием обвалов, провалов, а также вызванные взрывами при строительных и горных работах. Все такие

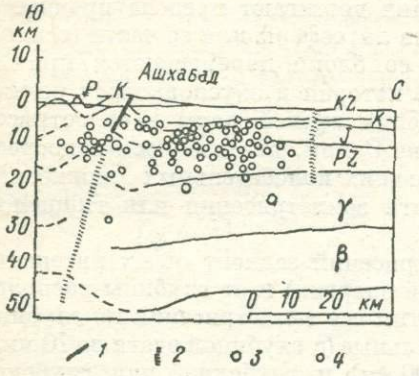


Рис. XII-3. Разрез через Ашхабадскую эпицентральную зону с севера на юг (по Г. П. Горшкову).

1 — надвиги; *2* — глубинные разломы; *3* — *очаг землетрясения* 5.X 1948 г.; *4* — очаги повторных толчков за 1949 и 1953 гг.; γ — гранитный слой; β — базальтовый слой.

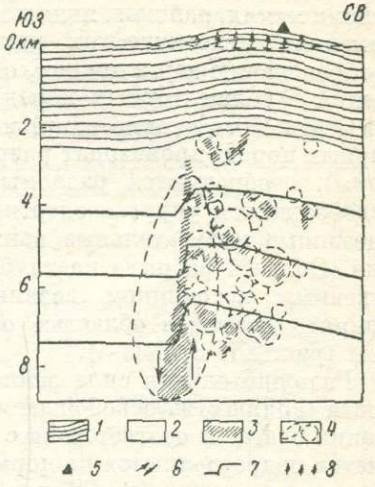


Рис. XII-4. Механизм деформации горных пород во время Ташкентского землетрясения 26.IV 1966 г. и его повторных толчков (по В. И. Уломову).

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; *2* — палеозойский фундамент; *3* — зона тектонических нарушений; *4* — области основного толчка и его афтершоков; *5* — центральная сейсмическая станция «Ташкент»; *6* — характер подвижек горных пород в очагах землетрясений; *7* — условные границы горных пород и характер их сдвигового перемещения; *8* — подъем поверхности земли по геодезическим данным.

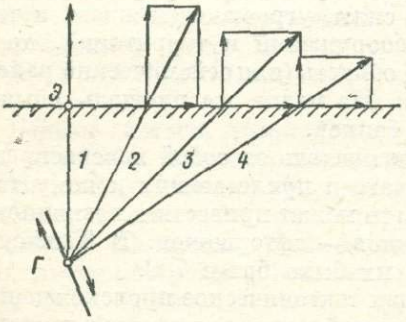


Рис. XII-5. Распространение колебательных движений от области очага землетрясения.

Г — гипоцентр; *Э* — эпицентр; *1*—*4* — лучи распространения сейсмических волн.

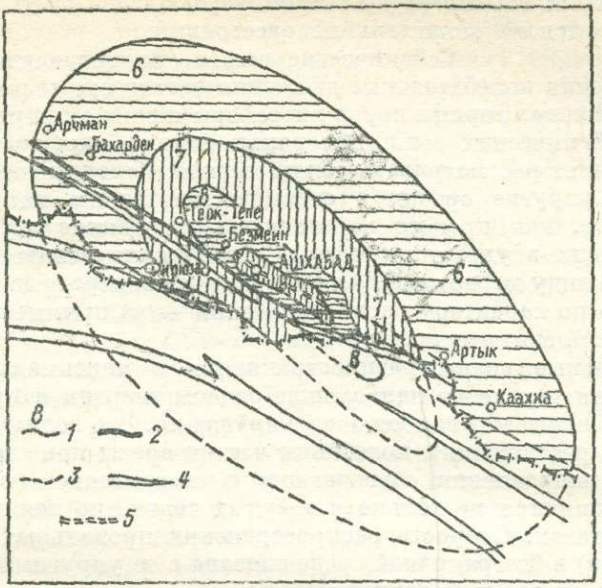


Рис. XII-6. Схема изосейст Ашхабадского землетрясения 1948 г. (по С. В. Медведеву).

1 — изосейсты с указанием интенсивности в баллах (цифры на карте); *2* — линия тектонического разлома; *3* — то же, предположительно; *4* — осевые линии горных систем; *5* — эпицентральная ось Ашхабадского землетрясения.

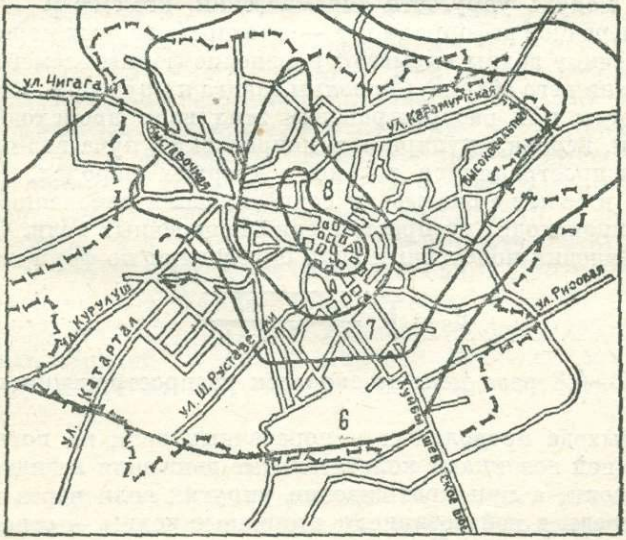


Рис. XII-7. Карта изосейст Ташкентского землетрясения 1966 г. (по В. М. Мирзаеву, В. Н. Уломову, А. Н. Захарову, Р. Н. Ибрагимову).

Цифрами обозначена интенсивность землетрясения в баллах.

землетрясения обычно не достигают угрожающей силы и не распространяются на значительные расстояния.

Сейсмические волны. Возникающие в очаге землетрясения колебательные движения частиц среды распространяются в толщах горных пород литосферы и в целом внутри Земли в виде сейсмических волн. Эти волны имеют большие скорости, что позволяет рассматривать толщи горных пород литосферы как идеально упругие среды, а сейсмические волны как упругие волны, т. е. как процесс передачи на расстояние деформаций, возникающих в упругих средах. Сейсмические волны подразделяются по виду деформаций на продольные, поперечные и поверхностные, а по характеру распространения — на прямые, отраженные, преломленные и др.

Продольные волны распространяются с максимальной скоростью, они переносят наибольшие запасы энергии и при землетрясениях вызывают наибольшие нарушения. Это волны объемные (сжатия и растяжения), колебания частиц среды при этом совершаются в направлении, совпадающем с направлением волны. Они распространяются не только в твердых телах, но также в жидкостях и газах. Скорость распространения продольных упругих волн (м/сек) в безграничной среде связана с ее упругими характеристиками следующей зависимостью:

$$v_p = \sqrt{\frac{E_д}{\gamma} \cdot \frac{(1-\mu)}{(1+\mu)(1-2\mu)}},$$

где $E_д$ — модуль упругости динамический, кгс/см^2; μ — коэффициент поперечной деформации; γ — плотность горных пород, г/см^3.

Поперечные волны вызывают изменение формы элемента среды без изменения его объема, это волны сдвига и кручения. Колебания частиц среды при распространении этих волн происходят в направлении, перпендикулярном к направлению луча волны. Такие волны распространяются только в твердых породах. Так как жидкости и газы не оказывают сопротивления изменению формы, в них не происходит распространения поперечных волн. Скорость распространения поперечных волн определяют по формуле

$$v_S = \sqrt{\frac{E_д}{\gamma} \cdot \frac{1}{2(1+\mu)}}.$$

Она в 1,7—1,8 раза меньше скорости распространения продольных волн.

При выходе продольных и поперечных волн на поверхность Земли на ней возникают колебательные движения в виде поверхностных волн, а при прохождении упругих волн через границы раздела среды в ней возникают вторичные волны — отраженные, преломленные и др. Все вторичные волны распространяются с меньшими скоростями по сравнению со скоростями вызвавших их упругих волн и несут малые запасы энергии.

Следовательно, при сейсмических явлениях главное значение имеют упругие продольные и поперечные волны. Скорость распространения этих волн зависит от механических (упругих) свойств горных пород и их плотности [20]. Как видно из табл. XII-2, чем выше плотность и упругость пород, тем больше скорость распространения в них продольных волн. Скорость распространения продольных волн в осадочных горных породах («осадочный» слой земной коры) изменяется от 2,0 до 5,0 км/сек; в породах типа гранитов («гранитный» слой) она выше — 5,0—6,0 км/сек; в базальтах («базальтовый» слой) еще выше — 6,5—7,5 км/сек и, наконец, в ультраосновных породах — гипербазитах (верхняя мантия) она превышает 8,0 км/сек.

Оценка силы землетрясений. Как отмечено выше, при каждом землетрясении освобождается упругая энергия, которая распространяется в форме упругих волн от области очага землетрясения во все стороны к поверхности Земли. Естественно, что часть энергии, излучаемой очагом землетрясения, при этом расходуется (поглощается) на работу, совершаемую упругими волнами при их распространении. Поэтому энергия сейсмических волн, достигающих поверхности Земли, ослабевает и определяется глубиной залегания области очага землетрясения, расстоянием рассматриваемого пункта до эпицентра, геологическим строением участка и свойствами горных пород, его слагающих. Следовательно, интенсивность землетрясения определяется в первую очередь количеством энергии, выделяющейся в области очага землетрясения, и затем энергией сейсмических волн.

В сейсмологии применяют определенные методы вычисления энергии землетрясения. Она оценивается в эргах и джоулях (1 эрг = 1 дин/см; 1 дж = 10^7 эрг). При землетрясениях, вызывающих разрушения, энергия оценивается в 10^{12}—10^{13} дж, а при катастрофических достигает 10^{17}—10^{20} дж. Это очень большая энергия. Она в несколько миллионов раз превышает энергию атомной бомбы. В практике при оценке энергии землетрясений часто пользуются не абсолютными ее значениями, а логарифмами этой величины — $K = \lg E$, где K, как принято считать, характеризует энергетический класс землетрясения. Для самых слабых землетрясений $K = 0$, для самых сильных $K = 18$.

Так как энергию, излучаемую областью очага землетрясения, определить трудно, теперь в мировой практике ее оценивают условной энергетической характеристикой, которую называют магнитудой M.

$$M = \lg \frac{A}{A^*} = \lg A - \lg A^*,$$

где A — максимальная амплитуда смещения частицы породы, определяемая по сейсмограмме при данном землетрясении, мкм; A^* — амплитуда смещения частицы породы при некотором, очень слабом землетрясении, избранном в качестве эталонного или стандартного, мкм.

Таблица XII-2

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЖЕСТКОСТЬ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД (РЕКОМЕНДАЦИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКОМУ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЮ, РСМ-73)

Тип породы	Плотность, г/см³	Скорости упругих волн v, км/сек				Сейсмическая жесткость	
		продольных v_P		поперечных v_S		$v_P\gamma$	$v_S\gamma$
I. Скальные							
Граниты глубинных зон	2,9		(5,6)		(3,2)	16,2	(9,4)
Граниты, базальты, габбро и другие скальные породы невыветрелые, естественной влажности	2,5—3,8	2,0—7,0	(3—5,5)	1,0—4,8	(2,8)	5—26,6	(4,5—15,2)
Известняки плотные	2,35—3,0	2,4—7,0	(2,8—3,2)	1,1—4	(1,4—1,6)	6—21	(2,6—12,0)
Доломиты плотные	2,4—3,05	3,5—7,0	(4,0—6,5)	1,7—4	(1,8—2)	8,3—21	(4,1—12,2)
Песчаники плотные	1,5—2,95	1,4—4,5	(2,5—3,2)	1,1—2	(1,4—1,6)	2,4—13	(1,6—6)
II. Полускальные							
Граниты, базальты, габбро и другие скальные породы выветрелые, трещиноватые, неводоносные	1,6—2,35	1,0—3,3	(1,2—3,0)	0,2—0,6	(0,5)	1,6—7,75	(3,2—1,4)
То же, водоносные	1,65—2,50	1,6—3,3	(2,2—3,2)	—	(—)	2,6—8,25	(3,3—1,5)
Глинистые сланцы	2,6—2,7	1,6—4,7	(2,4—4,0)	0,6—2,8	(0,7—2)	4,2—12	(1,6—7,5)
Мергели (естественной влажности)	1,8—2,8	1,1—6,0	(2,6—3,5)	0,4—3,4	(0,5—0,6)	2—16	(0,7—9,5)
Аргиллиты	1,5—2,95	1,4—4,5	(2,5—3,2)	1,1—2	(1,4—1,6)	2,4—13	(1,6—6)
III. Крупнообломочные							
Валунно-галечниковые и гравийно-щебенистые отложения с песчаным заполнителем:							
при естественной влажности	1,8—2,2	0,8—1,0	(—)	0,3—0,6	(—)	1,4—2,2	(0,5—1,3)
водоносные	1,95—2,35	2,2—3,3	(—)	—	(—)	4,3—7,8	(0,6—1,4)
Валунно-галечниковые и гравийно-щебенистые отложения с глинистым заполнителем:							
при естественной влажности	1,8—2,2	0,8—1,3	(—)	0,3—0,8	(—)	1,4—2,9	(0,5—1,8)
водоносные	2,0—2,35	2,3—3,4	(—)	—	(—)	4,6—8,0	(0,6—1,9)
Песчано-глинистые отложения с гравием, галькой и валунами или со щебнем и обломками скальных пород:							
при естественной влажности	1,8—2,3	0,12—0,75	(—)	0,36—0,5	(—)	0,23—1,7	(0,1—1,1)
водоносные	2,0—2,4	2,2—3,3	(—)	—	(—)	5,4—7,9	(0,1—1,1)
Галечники промытые:							
при естественной влажности	1,7—2,0	0,5—1,1	(—)	0,3—0,8	(—)	0,85—2,2	(0,6—1,6)
водоносные	1,9—2,3	1,8—3,3	(—)	—	(—)	3,8—7,6	(0,6—1,8)
IV. Песчаные							
Пески различной зернистости, чистые:							
при естественной влажности	1,4—1,6	0,2—1,0	(0,3—0,7)	0,1—0,7	(0,2—0,5)	0,3—1,6	(0,2—1,1)
водоносные	1,85—2,15	1,5—1,8	(—)	—	(—)	2,8—3,7	(0,2—1,5)
воздушно-сухие (сыпучие)	1,3—1,4	0,1—0,4	(0,1—0,3)	0,04—0,3	(—)	0,06—0,9	(0,1—0,5)
Пески с примесью глинистого материала (до 5%):							
при естественной влажности	1,4—1,6	0,3—0,8	(—)	0,1—0,6	(—)	0,4—1,3	(0,1—1)
водоносные	1,8—2,1	1,5—1,75	(—)	—	(—)	2,7—3,7	(0,2—1,2)

Продолжение табл. XII-2

Тип породы	Плотность, г/см³	Скорости упругих волн v, км/сек				Сейсмическая жесткость	
		продольных v_P		поперечных v_S		$v_P\gamma$	$v_S\gamma$
V. Глинистые							
Супеси:							
при естественной влажности	1,45—1,9	0,3—0,7	(0,4—0,6)	0,1—0,35	(—)	0,44—1,3	(0,1—0,7)
водоносные	1,8—2,0	1,7—1,9	(1,8)	—	(—)	2,8—3,8	(0,2—0,7)
Суглинки:							
при естественной влажности	1,65—2,05	0,3—0,9	(0,5—0,8)	0,08—0,45	(—)	0,5—1,8	(0,1—0,9)
водонасыщенные	1,70—2,0	1,6—1,9	(—)	—	(—)	2,8—4,0	(0,1—0,9)
Глины:							
при естественной влажности	1,3—2,0	0,85—1,4	(1,1—1,3)	0,2—0,7	(0,3—0,5)	1,4—2,8	(0,3—1,4)
водонасыщенные	1,8—3,25	1,75—2,2	(—)	—	(—)	3,1—7,1	(0,4—2,3)
Суглинки лёссовидные и лёссы:							
при естественной влажности	1,16—1,75	0,3—1,0	(0,5—0,7)	0,1—0,7	(0,2—0,4)	0,5—2,5	(0,2—1,2)
водонасыщенные	1,60—2,60	0,15—0,5	(—)	0,02—0,08	(—)	0,2—1,3	(0,03—0,2)
водоносные	1,60—2,60	1,5—1,8	(1,6—1,7)	0,1—0,7	(—)	2,4—4,7	(0,2—1,8)
VI. Насыпные:							
неводонасыщенные	1,30—1,50	0,03—0,3	(0,2—0,3)	0,01—0,2	(0,1—0,2)	0,04—0,5	(0,01—0,5)
водонасыщенные	1,50—1,80	1,5—1,7	(—)	—	(—)	2,2—3,0	(0,01—0,5)
VII. Почвы	1,40—1,85	0,04—0,5	(0,08—0,3)	0,01—0,2	(—)	0,06—0,9	(0,01—0,4)
VIII. Вода при 4° С			(1,43)				
IX. Воздух при 0° С			(0,33)				

Примечание. Приведены минимальные, максимальные и средние (в скобках) значения скорости распространения упругих волн и сейсмической жесткости.

Магнитуда изменяется от 0 при слабых землетрясениях до 8,8 при очень сильных, катастрофических. Магнитуда Кантского землетрясения (1948 г.) была равна 8,2, Ашхабадского (1948 г.) — 7,3, Гоби-Алтайского (1957 г.) — 8,6, Ташкентского (1966 г.) — 5,3. Соотношение между энергетическим классом землетрясения и его магнитудой показано в табл. XII-3. Экспериментально установлено [5], что землетрясения, магнитуда которых равна нулю, образуют энергию около 10^5 дж. У наиболее сильных землетрясений, магнитуда которых равна 8,5, энергия достигает 10^{20} дж. Увеличение интенсивности землетрясения на 0,5 M соответствует увеличению энергии примерно в 10 раз. Величина энергии (в эргах) определяется по формуле

$$\lg E = 12 + 1{,}8M.$$

Таблица XII-3

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ K И M (ПО Г. П. ГОРШКОВУ И А. Ф. ЯКУШОВОЙ)

K	M	K	M
9	3,1	13	5,6
10	3,7	14	6,2
11	4,4	15	7,0
12	5,5	16	7,5

Интенсивность землетрясения на поверхности Земли оценивается в баллах. Для ее определения пользуются специальными классификациями — шкалами сейсмической интенсивности. В СССР сила землетрясений в баллах устанавливается в зависимости от величины X_0, представляющей собой максимальное относительное смещение сферического упругого маятника сейсмометра (ГОСТ 6249—52). Маятник имеет период собственных колебаний $T = 0{,}25$ сек и декремент затуханий собственных колебаний $\lambda = 0{,}50$. Кроме того, сила землетрясений характеризуется также величиной сейсмического ускорения a, представляющей собой смещение поверхности Земли в единицу времени, определяемое особыми приборами — аксельрометрами. Оно характеризует ускорение, которое приобретают частицы пород на поверхности Земли под воздействием сейсмических волн.

Сейсмическое ускорение (мм/сек^2) выражают через амплитуду колебаний сейсмических волн A и их период колебаний T:

$$a = A - \frac{4\pi^2}{T^2}.$$

Зная сейсмическое ускорение и сравнивая его с ускорением свободного падения, определяют коэффициент сейсмичности K_c, показывающий угрожаемость землетрясений:

$$K_c = \frac{a}{g}.$$

Шкала для определения силы землетрясений в баллах приведена в табл. XII-4. Наиболее важный для практики диапазон этой шкалы от 6 до 9 баллов утвержден Госстроем СССР в качестве государственного стандарта для обязательного применения с 1 января 1953 г. (ГОСТ 6249—52). В Советском Союзе с 1964 г. начали применять 12-балльную шкалу MSK-64, разработанную С. В. Медведевым (СССР), В. Шпонхойером (ГДР) и В. Карпиком (ЧССР), рекомендованную международными организациями для применения во всех странах (табл. XII-5). Эта шкала близка к шкале Института физики Земли АН СССР, которая приведена выше. Для характеристики по этой шкале силы землетрясения в баллах, как и по предыдущей, пользуются несколькими признаками. Главными из них являются степень повреждения зданий и сооружений, остаточные явления в горных породах (рис. XII-8, XII-9), изменение режима поверхностных и подземных вод, нарушения рельефа и др. Для землетрясений низких баллов, когда повреждений сооружений нет, основным признаком становятся ощущения людей [19]. При описании повреждений зданий и сооружений по шкале MSK-64 пользуются классификацией, приведенной в табл. XII-6.

Таблица XII-4

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ШКАЛА ИНСТИТУТА ФИЗИКИ ЗЕМЛИ АН СССР (ПО С. В. МЕДВЕДЕВУ)

Балл	Название землетрясения	X_0, мм	a, мм/сек^2	Сейсмическое ускорение, доли g
1	Незаметное	—	$< 2{,}5$	—
2	Очень слабое	—	2,6—5	—
3	Слабое	—	5,1—10	—
4	Умеренное	$< 0{,}5$	11—25	—
5	Довольно сильное	0,5—1	26—50	0,025
6	Сильное	1,1—2	51—100	0,025—0,05
7	Очень сильное	2,1—4	101—250	0,05—0,1
8	Разрушительное	4,1—8	251—500	0,1—0,2
9	Опустошительное	8,1—16	501—1000	0,2—0,4
10	Уничтожающее	16,1—32	1001—2500	$> 0{,}4$
11	Катастрофа	> 32	2501—5000	—
12	Сильная катастрофа	—	> 5000	—

Сила землетрясений в баллах по шкале MSK-64 в зависимости от степени повреждения зданий и сооружений определяется по табл. XII-7, а в зависимости от характера остаточных деформаций

Таблица XII-5

ШКАЛА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ MSK-64

Балл	Название землетрясения и его характеристика
1	Неощутимое. Интенсивность колебаний лежит ниже предела чувствительности людей; сотрясения почвы обнаруживаются и регистрируются только сейсмографами
2	Едва ощутимое. Колебания ощущаются только отдельными людьми, находящимися в покое внутри помещений, особенно на верхних этажах
3	Слабое. Ощущается немногими людьми, находящимися внутри помещений; под открытым небом — только в благоприятных условиях. Колебания схожи с сотрясением, создаваемым проезжающим легким грузовиком. Внимательные наблюдатели замечают легкое раскачивание висячих предметов, несколько более сильное на верхних этажах
4	Заметное. Ощущается внутри зданий многими людьми, под открытым небом — немногими. Кое-где спящие просыпаются, но никто не пугается. Колебания схожи с сотрясением, создаваемым проезжающим тяжело нагруженным грузовиком. Дребезжание окон, дверей, посуды. Скрип полов и стен. Начинается дрожание мебели. Висячие предметы слегка раскачиваются. Жидкость в открытых сосудах слегка колеблется. В стоящих на месте автомашинах толчок заметен
5	Пробуждение. Ощущается всеми людьми внутри помещения; под открытым небом — немногими. Многие спящие просыпаются. Немногие лица выбегают из помещений. Животные беспокоятся. Сотрясения зданий в целом. Висячие предметы сильно качаются. Картины сдвигаются с места. В редких случаях останавливаются маятниковые часы. Некоторые неустойчивые предметы опрокидываются или сдвигаются. Незапертые двери и окна распахиваются и снова захлопываются. Из неполных открытых сосудов в небольших количествах выплескивается жидкость. Ощущаемые колебания схожи с колебаниями, создаваемыми падением тяжелых предметов внутри здания
6	Испуг. Ощущается большинством людей как внутри помещений, так и под открытым небом. Многие люди, находящиеся в зданиях, пугаются и выбегают на улицу. Немногие лица теряют равновесие. Домашние животные выбегают из укрытий. В немногих случаях могут разбиться посуда и другие стеклянные изделия; падают книги. Возможно движение тяжелой мебели; может быть слышен звон малых колоколов на колокольнях
7	Повреждение зданий. Большинство людей испуганы и выбегают из помещений. Многие люди с трудом удерживаются на ногах. Колебания отмечаются лицами, ведущими автомашины. Звонят большие колокола
8	Сильные повреждения зданий. Испуг и паника; испытывают беспокойство даже лица, ведущие автомашины. Кое-где обламываются ветви деревьев. Сдвигается и иногда опрокидывается тяжелая мебель. Часть висячих ламп повреждается
9	Всеобщее повреждение зданий. Всеобщая паника; большие повреждения мебели. Животные мечутся и кричат
10	Всеобщее разрушение зданий
11	Катастрофа
12	Изменение рельефа

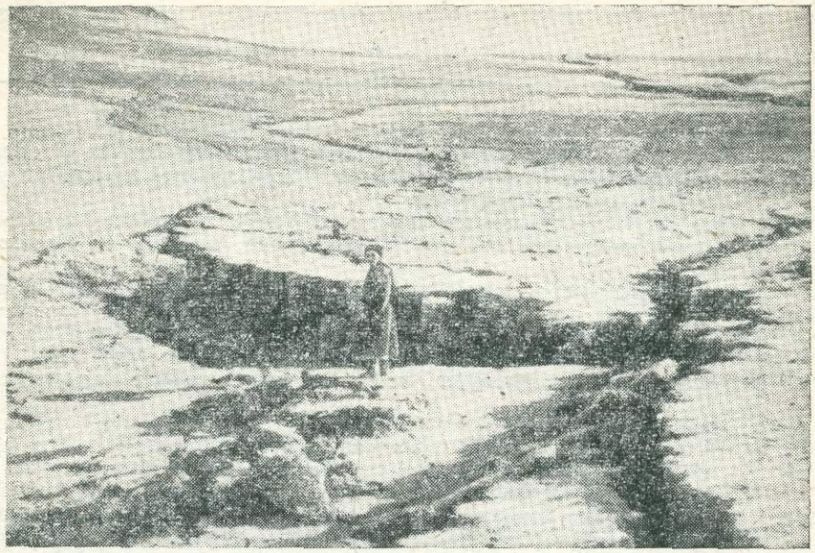


Рис. XII-8. Трещины, *образовавшиеся при Гобн-Алтайском землетрясении* 1957 г. По простиранию трещина переходит в надвиг. Фото В. П. Солоненко.

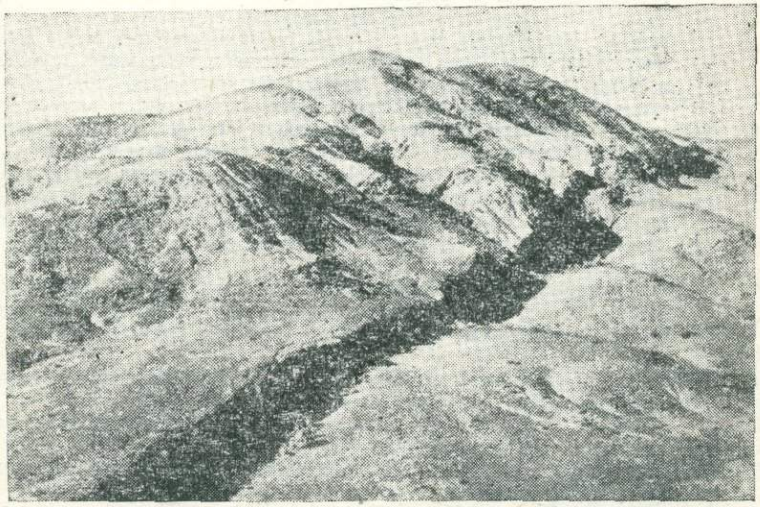


Рис. XII-9. Подъем и сдвиг масс горных пород в Гобийском Алтае при землетрясении 1957 г. Фото В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсова.

Таблица XII-6

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОВРЕЖДЕНИЙ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (ПО С. В. МЕДВЕДЕВУ)

Тип зданий	Степень повреждения зданий и сооружений	Количество зданий, получивших повреждения, %
А. Здания из рваного камня, сельские постройки, дома из кирпича-сырца, глинобитные дома Б. Обычные кирпичные дома, здания крупноблочного и панельного типа, здания из естественного тесаного камня В. Каркасные железобетонные здания, деревянные дома хорошей постройки	1. Легкие повреждения — тонкие трещины в штукатурке и откалывание небольших кусков штукатурки 2. Умеренные повреждения — небольшие трещины в стенах, откалывание довольно больших кусков штукатурки, падение кровельных черепиц, трещины в дымовых трубах, падение частей дымовых труб 3. Тяжелые повреждения — большие и глубокие трещины в стенах, падение дымовых труб 4. Разрушения — сквозные трещины и проломы в стенах, обрушение частей зданий, разрушение связей между отдельными частями зданий, обрушение внутренних стен и стен заполнения каркаса 5. Обвалы — полное разрушение зданий	Отдельные (около 5) Многие (около 50) Большинство (около 75)

Таблица XII-7

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВРЕЖДЕНИЙ ЗДАНИЙ И СООРУЖЕНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ПО ШКАЛЕ MSK-64

Балл	Характеристика повреждений зданий и сооружений
1	Повреждений нет
2	Повреждений нет
3	Повреждений нет
4	Повреждений нет
5	Возможны повреждения 1-й степени в отдельных зданиях типа А
6	Повреждения 1-й степени в отдельных зданиях типа Б и во многих зданиях типа А. В отдельных зданиях типа А повреждения 2-й степени
7	Во многих зданиях типа В повреждения 1-й степени; во многих зданиях типа Б повреждения 2-й степени. Во многих зданиях типа А повреждения 3-й степени, в отдельных зданиях этого типа повреждения 4-й степени. В некоторых случаях оползни проезжих частей дорог на крутых склонах и трещины на дорогах. Нарушения стыков трубопроводов; трещины в каменных оградах

Продолжение табл. XII-7

Балл	Характеристика повреждений зданий и сооружений
8	Во многих зданиях типа В повреждения 2-й степени, в отдельных зданиях этой группы повреждения 3-й степени. Во многих зданиях типа Б повреждения 3-й степени, в отдельных — 4-й степени. Во многих зданиях типа А повреждения 4-й степени, в отдельных — 5-й степени. Отдельные случаи разрыва стыков трубопроводов. Памятники и статуи сдвигаются. Надгробные камни опрокидываются. Каменные ограды разрушаются
9	Во многих зданиях типа В повреждения 3-й степени и в отдельных — 4-й степени. Во многих зданиях типа Б повреждения 4-й степени и в отдельных — 5-й степени. Во многих зданиях типа А повреждения 5-й степени. Памятники и колонны опрокидываются. Значительные повреждения искусственных водоемов; разрывы части подземных трубопроводов. В отдельных случаях искривление железнодорожных рельсов и повреждение проезжих частей дорог
10	Во многих зданиях типа В повреждения 4-й степени, а в отдельных — 5-й степени. Во многих зданиях типа Б повреждения 5-й степени, в большинстве зданий типа А повреждения 5-й степени. Опасные повреждения плотин и дамб, серьезные повреждения мостов. Легкие искривления железнодорожных рельсов. Разрывы или искривления подземных трубопроводов. Дорожные покрытия и асфальт образуют волнообразную поверхность
11	Серьезные повреждения даже зданий хорошей постройки, мостов, плотин и железнодорожных путей; шоссейные дороги приходят в негодность; разрушение подземных трубопроводов
12	Сильные повреждения или разрушения практически всех наземных и подземных сооружений

Таблица XII-8

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСТАТОЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД И ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМА ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО ШКАЛЕ MSK-64

Балл	Остаточные деформации горных пород и изменения режима поверхностных и подземных вод
1	
2	Подобных явлений не наблюдается
3	
4	
5	В некоторых случаях меняется дебит источников
6	В немногих случаях на поверхности Земли возможны трещины шириной до 1 см; в горных районах отдельные случаи оползней. Наблюдаются изменения дебита источников и уровня воды в колодцах
7	На поверхности воды образуются волны, вода становится мутной вследствие поднятия ила. Изменяется уровень воды в колодцах и дебит источников. В немногих случаях возникают новые или пропадают существующие источники воды. Отдельные случаи оползней на берегах рек
8	Небольшие оползни на крутых откосах выемок и насыпей дорог;

Продолжение табл. XII-8

Балл	Остаточные деформации горных пород и изменения режима поверхностных и подземных вод
	трещины в горных породах достигают ширины нескольких сантиметров. Возникают новые водоемы. Иногда пересохшие колодцы наполняются водой или существующие колодцы иссякают. Во многих случаях изменяется дебит источников и уровень воды в колодцах
9	Наводнения на равнинах, часто заметны наносы песка и ила. Трещины в горных породах достигают ширины 10 см, а по склонам и берегам рек — свыше 10 см; кроме того, большое количество тонких трещин. Скалы обваливаются; часты оползни и осыпи. На поверхности воды большие волны
10	Трещины в горных породах шириной несколько дециметров и в некоторых случаях до 1 м. Параллельно руслам водных потоков появляются широкие разрывы. Осыпание рыхлых пород с крутых склонов. Возможны большие оползни на берегах рек и крутых морских побережьях. В прибрежных районах перемещаются песчаные и илистые массы; выплескивается вода из каналов, озер, рек и т. д. Возникают новые озера
11	Значительные деформации почвы в виде широких трещин, разрывов и перемещений в вертикальном и горизонтальном направлениях; многочисленные горные обвалы. Определение интенсивности сотрясения (балльности) требует специального исследования
12	Радикальные изменения земной поверхности. Наблюдаются значительные трещины в горных породах с обширными вертикальными и горизонтальными перемещениями. Горные обвалы и обвалы берегов рек на больших площадях. Возникают озера, образуются водопады; изменяются русла рек. Определение интенсивности сотрясения (балльности) требует специального исследования

Таблица XII-9

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ В ЭПИЦЕНТРЕ ОТ СИЛЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОБЛАСТИ ОЧАГА И ГЛУБИНЫ ЕГО РАСПОЛОЖЕНИЯ (ПО Н. В. ШЕБАЛИНУ)

Глубина расположения очага землетрясения h, км	Балльность I_0 в эпицентре в зависимости от магнитуды M			
	5	6	7	8
10	7	8—9	10	11—12
20	6	7—8	9	10—11
40	5	6—7	8	9—10
80	4—5	6	7—8	9
150	3—4	5	6—7	8
300	—	4	5—6	7
600	—	—	4—5	6

в горных породах и изменений режима поверхностных и подземных вод и рельефа — по табл. XII-8. Как следует из табл. XII-7, в районах с сейсмичностью 6 баллов и меньше возникающие повреждения зданий и сооружений не опасны для жизни людей, не снижают прочности сооружений. При землетрясениях 7 баллов и выше во многих обычных зданиях и сооружениях появляются разнообразные, и в том числе тяжелые, повреждения и разрушения. Землетрясения такой силы уже опасны для жизни людей и сохранности зданий и сооружений. В соответствии с этим Строительными нормами и правилами (СНиП II-А. 12—69) устанавливаются специальные требования к проектированию зданий и сооружений, возводимых на участках с сейсмичностью 7 баллов и выше. Об условиях строительства сооружений в таких районах более подробно сказано ниже. Здесь же заметим, что сила землетрясения на поверхности Земли зависит от силы землетрясения в области очага и глубины его расположения, что наглядно видно из табл. XII-9.

Соотношение между магнитудой M и интенсивностью (балльностью) землетрясения в эпицентре I_0 при разных значениях глубины расположения очага землетрясения h (км) выражается следующей эмпирической зависимостью:

$$I_0 = 1{,}5M - 3{,}5 \lg h + 3.$$

При увеличении магнитуды на 2 единицы интенсивность землетрясения возрастает на 3 балла.

Влияние инженерно-геологических условий района на интенсивность землетрясений на поверхности Земли. Оценка и прогноз места и силы землетрясений на поверхности Земли являются одной из важнейших задач при определении условий строительства сооружений в том или ином сейсмическом районе. Выше уже отмечалось, что землетрясения имеют тектоническое происхождение, они связаны с образованием и возобновлением разрывов в литосфере или в земной коре, разделяющих ее на блоки. Так как на разных глубинах литосферы, в разных ее зонах, состояние горных пород различное, условия образования разрывов и соответственно интенсивность возникающих землетрясений неодинаковы. Поэтому уже давно замечено, что интенсивность землетрясений и в очаге, и на поверхности Земли зависит как от региональных, так и от местных геологических или, точнее, инженерно-геологических условий.

Сильные землетрясения возникают не везде, а только в определенных геологических условиях. Так, повышенная сейсмическая активность отмечается в зонах [12, 19]:

1) сочленения геологических структур, имеющих разное строение и испытывающих вертикальные движения разной интенсивности;

2) периферийных участков геологических структур, испытывающих вертикальные движения с большими скоростями,

т. е. в местах высоких градиентов скоростей вертикальных движений;

3) неоднократного изменения направленности вертикальных движений, когда в общем плане тектонического развития прогибание сменяется поднятием, а поднятие переходит в прогибание;

4) интенсивных дифференцированных тектонических движений по поверхностным или предполагаемым разрывам, на больших глубинах.

На распространение сейсмических колебаний также влияют следующие региональные факторы [12, 19]:

1) мощность покровных рыхлых осадочных пород и состав подстилающих пород, так как они обладают разной способностью поглощать сейсмическую энергию;

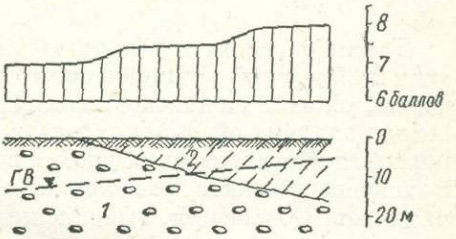


Рис. XII-10. Схема изменения балльности на участках, сложенных разными по составу горными породами (по С. В. Медведеву).
1 — гравийно-галечниковая толща; 2 — суглинки.

2) условия залегания горных пород (простирание наклонно залегающих слоев, складок и разрывов); интенсивность землетрясений на определенном расстоянии от эпицентра вкрест простирания структуры бывает на 1 балл меньше, чем на том же расстоянии вдоль их простирания;

3) условия залегания крупных глубинных зон и разрывов; при распространении сейсмических волн вкрест их простирания происходят заметное поглощение сейсмической энергии и уменьшение интенсивности землетрясений в этом направлении.

Большое влияние на интенсивность землетрясений оказывают местные инженерно-геологические условия. На рис. XII-10 показана схема влияния состава горных пород и условий залегания подземных вод при землетрясении в Безмеине (Туркменская ССР) 6 октября 1948 г. [12]. На участке, сложенном сравнительно однородными суглинками, обнаружено изменение балльности в зависимости от глубины залегания уровня грунтовых вод. В том же районе участки, сложенные галечниками, имели балльность на 1 балл меньше, чем участки, сложенные суглинками.

На рис. XII-11 показано изменение балльности в зависимости от состава и состояния горных пород, установленное при землетрясении в одном из районов Средней Азии 2 ноября 1946 г. Здесь, на участке, сложенном песчано-гравийными отложениями, интенсивность землетрясения была на 1 балл выше, чем на участке, сложенном плотными известняками. На рис. XII-12 видно влияние глубины залегания уровня грунтовых вод на изме-

нение интенсивности землетрясения в Ашхабаде 5 октября 1948 г. При залегании уровня грунтовых вод на глубине 10 м и более их влияние практически не сказывалось. При повышении уровня грунтовых вод интенсивность землетрясения увеличивалась [12].

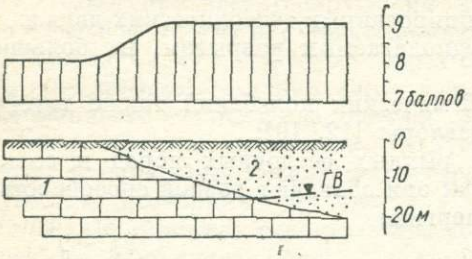


Рис. XII-11. Схема изменения балльности на участках, сложенных скальными и рыхлыми несвязными горными породами (по С. В. Медведеву).
1 — известняки; *2* — песчано-гравийные отложения.

Таким образом, в результате многочисленных сейсмометрических наблюдений установлено, что из местных инженерно-геологических условий на изменение интенсивности землетрясений существенное влияние оказывают: состав и физическое состояние горных пород, глубина залегания уровня подземных вод, характер рельефа и непосредственное расположение тектонических нарушений — разрывов. Обобщения, выполненные в этом плане [12, 19], позволили в первую очередь установить повышение балльности в зависимости от состава и физического состояния горных пород.

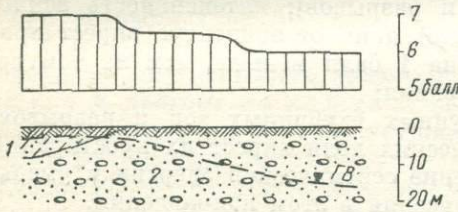


Рис. XII-12. Схема изменения балльности на участках различной глубины залегания уровня грунтовых вод (по С. В. Медведеву).
1 — суглинки; *2* — гравийно-галечные отложения.

Из табл. XII-10 видно, что если балльность для гранита, типичного представителя твердых (скальных) горных пород, принять за эталон, то относительно этого эталона балльность других групп и разностей горных пород должна увеличиваться на 1—2 и даже на 3 балла. При этом обводненность пород во всех случаях значительно повышает балльность.

Главными характеристиками горных пород при оценке их сейсмоустойчивости являются плотность, скорость распространения упругих волн и сейсмическая жесткость (см. табл. XII-2). Первые две характеристики достаточно общеизвестны и пояснений не требуют. Жесткость, как известно, есть свойство горных пород сопротивляться образованию деформаций, а сейсмическая жесткость характеризует сопротивление горных пород распространению возникающих в них деформаций. Понятие «жесткость» в известном смысле противоположно понятию «рыхлость» (Л. Б. Максимов,

Таблица XII-10

ПОВЫШЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БАЛЛЬНОСТИ ДЛЯ ОСНОВНЫХ ГРУПП ГОРНЫХ ПОРОД (ПО С. В. МЕДВЕДЕВУ)

Горные породы	Сейсмическая балльность
I. Скальные	
Граниты	0
Известняки, сланцы, гнейсы (плотные)	0,2—0,4
Песчаники плотные	0,5—0,8
II. Полускальные	
Известняки, сланцы, песчаники малой плотности	0,7—1,1
Мергели, аргиллиты	0,7—1
III. Крупнообломочные	
Щебенистые и галечниковые	0,9—1,3
Гравелистые	1—1,5
IV. Песчаные	
Пески гравелистые и крупнозернистые	1,2—1,4
Пески среднезернистые	1,3—1,6
Пески мелкозернистые и пылеватые	1,4—1,8
V. Глинистые	
Глины	1,2—1,6
Суглинки	1,3—1,7
Супеси	1,4—1,8
Суглинки ($e = 1$) и супеси ($e = 0{,}7$)	1,7—2,1
VI. Насыпные породы и почвы	
Насыпные породы	2,3—2,6
Почвы	2,6—3
VII. Обводненные	
Гравийно-галечниковые	1,6—2
Песчаные	2—2,4
Глинистые (супеси, суглинки)	2,4—2,8
Насыпные породы и почвы	3,3—3,9

1971 г.). Сейсмическая жесткость характеризуется произведением скорости распространения упругих сейсмических волн на их плотность, т. е.

$$v_\gamma = v_P \gamma,$$

где v_γ — сейсмическая жесткость; v_P — скорость распространения продольных волн; γ — плотность горных пород. Из табл. XII-2 видно, что чем выше плотность горных пород и соответственно скорость распространения продольных сейсмических волн, тем выше сопротивление горных пород распространению деформаций. В этом отношении породы рыхлые, водонасыщенные, насыпные являются очень сейсмонеустойчивыми, сотрясения в них проявляются с наибольшей интенсивностью. Возведение сооружений на таких породах всегда опасно, а в сейсмических районах особенно.

В табл. XII-11 приведена сравнительная характеристика сейсмической жесткости основных групп и разностей горных пород. Из этой таблицы видно, что сопротивление деформациям в рыхлых

Таблица XII-11

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЖЕСТКОСТИ ОСНОВНЫХ ГРУПП И РАЗНОСТЕЙ ГОРНЫХ ПОРОД (ПО С. В. МЕДВЕДЕВУ)

Горные породы	$v_P\gamma$	$\frac{v_\gamma \text{ (гранита)}}{v_\gamma \text{ (пород)}}$
Граниты	16,2	1
Известняки и песчаники	12,6—5	1,29—3,24
Полускальные	7,2—2,9	2,26—5,59
Крупнообломочные	4,2—1,4	3,86—11,55
Пески	3,1—1	5,22—16,2
Глинистые	3—1	5,4—16,2
Насыпные рыхлые	0,9—0,26	20,25—62,3

породах в десятки раз меньше, чем в скальных. Если рассматриваемый участок сложен толщей пород, состоящей из слоев, разных по плотности и скорости распространения упругих волн, то при оценке его сейсмоустойчивости учитывают среднюю сейсмическую жесткость толщи пород до глубины h, равной 10 м:

$$(v_P\gamma)_{ср} = \frac{1}{\sum h_{10}} \sum v_P\gamma h_{10}.$$

Следовательно, из местных факторов на интенсивность проявления сейсмичности значительное влияние оказывает обводненность горных пород. В табл. XII-12 приведены данные обобщений [12 19], позволяющие учитывать влияние этого фактора при оценке сейсмичности участков, сложенных наиболее слабыми горными породами.

Таблица XII-12

ПОВЫШЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БАЛЛЬНОСТИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В СУПЕСЯХ, СУГЛИНКАХ И МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ ПЕСКАХ (ПО С. В. МЕДВЕДЕВУ)

Глубина залегания уровня подземных вод, м	Сейсмическая балльность
0—1	1
1—4	0,5
10	0

При землетрясениях на поверхности Земли возникают разнообразные деформации в виде осыпей, обвалов, оползней, щелей, наблюдается образование открытых зияющих трещин, вертикальных и горизонтальных перемещений масс горных пород. На интенсивность проявления таких остаточных деформаций на поверхности Земли влияют не только состав и физическое состояние горных пород и в целом геологическое строение участка, обводненность горных пород, но и особенно его рельеф. Участки с резко-

пересеченным, горным рельефом, высокие и крутые склоны, на которых устойчивость горных пород и в обычных условиях недостаточна, особенно опасны в отношении возникновения различных геологических явлений, связанных с землетрясениями. Такие явления иногда называют сейсмогенными, подчеркивая этим влияние сейсмических усилий на их образование. В. П. Солоненко [23], специально занимающийся изучением таких явлений, пришел к выводу, что при сильных, катастрофических землетрясениях, особенно в горных районах, нередко большая часть человеческих жертв и материальных потерь бывает связана не с самими землетрясениями, а с сопутствующими им явлениями — обвалами, оползнями, селями и др. Так, например, при Хаитском землетрясении 10. VII 1949 г. (Таджикская ССР) под обвалами были погребены большие территории, а образовавшиеся при этом земляные лавины пронеслись по долине на расстояние до 20 км. Чилийское землетрясение в мае 1960 г. вызвало тысячи оползней и обвалов, сопровождавшихся образованием новых озер, уничтожением старых, селевыми потоками и другими явлениями, принесшими большой материальный ущерб и человеческие жертвы.

При Перуанском землетрясении 31.V 1970 г. под Гуаскоренским обвалом оказались погребенными г. Юнгей и часть г. Ранрахарка. Объем масс горных пород и льда при этом составил 50—100 млн. м^3. Они сваливались с горы Гуаспарси с высоты 5500—6400 м. При обвале эти массы падали 1 км по вертикали, а далее по уклону 22° — 3 км, по уклону 5° — 10 км. Скорость перемещения масс горных пород достигала 280—335 и даже 450 км/ч, что позволило обвальной массе переметнуться через гребень высотой 230 м, пересечь долину Рио-Санта и подняться на противоположный ее борт на высоту до 83 м. При таком движении масс горных пород многотонные глыбы отбрасывались в стороны на расстояния до 1600 м. По Рио-Санта к морю прошел сель на 160 км, разрушивший гидроэлектростанцию [23].

При Дагестанском землетрясении 14.V 1970 г. образовались многочисленные оползни. Ачийский оползень объемом примерно 10 млн. м^3 на протяжении 1 км пересек долину Чвахун-бак и блокировал ее. На склоне образовался ров шириной 180—200 м, глубиной до 40 м. Выше по склону появилась еще одна линия трещин и т. д. В общем землетрясения большой силы часто сопровождаются разнообразными и нередко грандиозными геологическими явлениями, вызывающими деформации поверхности Земли, сооружений и приносящими человеческие жертвы.

Все это показывает, что при оценке сейсмичности той или иной территории нобходимо учитывать весь комплекс факторов, определяющих ее инженерно-геологические условия. Данные, характеризующие влияние инженерно-геологических условий территорий (участков) на их сейсмическую оценку, сведены в табл. XII-13. На рис. XII-13 показана схема, на которой видно, как местные инженерно-геологические условия влияют на понижение (—)

Таблица XII-13

ДАННЫЕ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ВЛИЯНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИЙ (УЧАСТКОВ) НА ИХ СЕЙСМИЧЕСКУЮ ОЦЕНКУ (ПО С. В. МЕДВЕДЕВУ)

Участки неблагоприятные	Участки благоприятные
Расчлененный рельеф с глубокими долинами, ущельями, оврагами, с высокими крутыми обрывистыми склонами	Спокойный горизонтальный рельеф
Переслаивающиеся толщи пород при значительных наклонах поверхности их контактов	Толщи пород, имеющие горизонтальное залегание
С поверхности слой рыхлых пород небольшой мощности, залегающий на наклонной поверхности скальных пород	С поверхности плотные, прочные породы
Выветрелые и разрушенные породы.	
Залегание подземных вод на глубине менее 4 м от поверхности земли	Породы не обводнены или глубина залегания подземных вод не менее 10 м
Устойчивость масс горных пород на склонах и в откосах недостаточна; осыпи, обвалы, оползни и другие деформации образуются и в обычных условиях	Не подвергающиеся остаточным деформациям
В непосредственной близости к крутонаклонным тектоническим разрывам, сдвигам, сбросам, надвигам и др.	Удаленные от тектонических нарушений и зон

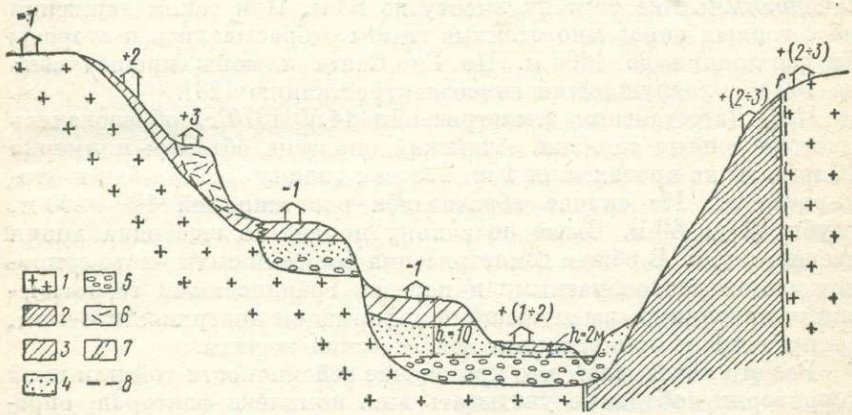


Рис. XII-13. Схема влияния местных инженерно-геологических условий на изменение балльности конкретного участка.

1 — граниты; *2* — гнейсы; *3* — суглинки делювиальные и аллювиальные; *4* — пески; *5* — галечники; *6* — оползневые накопления; *7* — тектонические нарушения; *8* — уровень грунтовых вод; —1 — понижение балльности на 1 балл по сравнению со средней балльностью региона; +1, +2, +3 — повышение балльности на 1, 2, 3 балла по сравнению со средней балльностью региона.

и повышение (+) балльности на конкретных участках по сравнению со средней балльностью региона, устанавливаемой согласно сейсмическому районированию территории СССР (см. рис. XII-1).

Изменение сейсмической активности территорий в связи с искусственным обводнением горных пород в верхних горизонтах земной коры. Наблюдения, выполненные в ряде стран, показали, что искусственное обводнение горных пород в верхних горизонтах земной коры вызывает заметное изменение сейсмической активности территорий (Н. И. Николаев, 1971, 1972 гг.; Р. Р. Тиздель, 1972 г., Д. П. Прочухан, 1974 г.).

Рис. XII-14. Колебания уровня воды в водохранилище Марафон. Стрелками показаны землетрясения с магнитудой 6 и более.

Так, например, по данным инструментальных наблюдений в течение последних 128 лет в районе г. Афины в Греции иногда ощущалось лишь слабое дрожание земной поверхности, сколько-нибудь значительных землетрясений здесь не было до тех пор, пока вблизи города не построили плотину Крамаста (высота 163 м) на р. Ахилос и водохранилище объемом 4,7 км^3. Основанием сооружений здесь служат флишевые отложения, контактирующие в 11 км от плотины с юрскими известняками. Контакт тектонический, осложненный сбросами. Вблизи плотины выходы термальных вод. Во время наполнения водохранилища в январе 1966 г. были зарегистрированы небольшие подземные толчки, а 5 февраля, когда напор на плотину достиг 120 м, произошло сильное землетрясение с магнитудой 6,5, что примерно соответствует силе землетрясения на поверхности земли в 8 баллов. Землетрясение сопровождалось образованием оползней на склонах долины, открытых зияющих трещин на поверхности земли, было разрушено 480 домов и повреждено 21 500 построек.

Примерно такое же сейсмическое воздействие на район г. Афины оказало водохранилище Марафон. На рис. XII-14 показано колебание уровня воды в этом водохранилище за период с 1929 по 1963 гг., в течение которого здесь произошло 10 землетрясений с магнитудой от 6 и выше, причем большинство из них было приурочено по времени к моментам высокого стояния уровня воды в водохранилище. В обоих упомянутых случаях эпицентры

землетрясений располагались в непосредственной близости от водохранилища.

Интересным примером в рассматриваемом плане является плотина и водохранилище Койна, располагающиеся на одной из крупнейших рек Индии — Койна. Река пересекает вулканическое плато Декан, сложенное базальтами, мощность которых достигает 2000 м. До создания водохранилища район считался слабосейсмичным, поэтому при проектировании плотины учли горизонтальное сейсмическое ускорение, равное только 5% от ускорения свободного падения (0,05 g). Плотина Койна гравитационная, построена из бутобетона, ее высота 104 м, объем водохранилища 2,8 км^3. В 1963 г., когда начали наполнять водохранилище и уровень воды в нем поднялся на 72 м, были отмечены подземные толчки силой 5—6 баллов, которые, однако, не причинили никаких повреждений плотине. Но в 1967 г. последовали два более сильных удара, при втором из которых 10 сентября землетрясение имело магнитуду 6,4. К этому времени водохранилище было уже наполнено до проектной отметки. Во время землетрясения были зафиксированы следующие сейсмические ускорения: горизонтальное поперечное — 510 гал (1 гал = 1 см/сек^2), горизонтальное продольное — 660 гал, вертикальное — 360 гал. Зарегистрированное сейсмическое ускорение многократно превышает ту величину, которая была учтена в проекте. На этот раз на низовой грани плотины, в 36 м ниже гребня, появились горизонтальные трещины и расход воды, собираемой дренажной потерной, увеличился в 2 раза — с 225 до 450 л/мин. При помощи телевизионного аппарата было установлено, что такие же трещины имелись под водой по верхней грани плотины. Несравненно сильнее пострадали от этого землетрясения гражданские сооружения. Город Кайнанагар, расположенный в 1,5 км от плотины, был полностью разрушен. Этот пример наглядно демонстрирует влияние обводнения на изменение сейсмической активности территории.

Следующим примером может служить плотина Гувер (другое название Боулдер), построенная в 1937 г. на р. Колорадо в США. Этой плотиной было создано водохранилище Мид-Лейк объемом 37 млрд. м^3, что равносильно местной нагрузке $3{,}7 \cdot 10^{10}$ тс. Плотина Гувер арочно-гравитационного типа, бетонная, высотой над основанием 222 м и длиной по гребню 370 м. Плотина и водохранилище расположены на мощной толще брекчиевидного туфа андезитовой лавы с линзами несцементированного вулканического туфа.

До создания водохранилища район не считался сколько-нибудь сейсмически активным, но после наполнения водохранилища он стал сейсмичным. Первые толчки с эпицентром у самого водохранилища были отмечены в октябре 1936 г. В сентябре 1937 г. при напоре на плотину 100 м был зафиксирован первый значительный подземный толчок. Затем, за 10 лет наблюдений на площади около 8000 км^2 было отмечено более 600 толчков с магниту-

дой менее 2. Самые сильные толчки наблюдались после достижения проектного напорного уровня на плотину в мае 1939 г. с магнитудой 5 и в августе и сентбяре 1942 г. с магнитудой 4.

После наполнения водохранилища, по данным наблюдений за период с 1939 по 1951 г., установлена четкая связь между числом подземных толчков и сезонными колебаниями уровня воды в водохранилище. Максимальное число толчков наблюдалось в июне — июле, когда уровни воды в водохранилище были максимальными, наименьшая сейсмическая активность имела место в марте при минимальных уровнях воды (рис. XII-15).

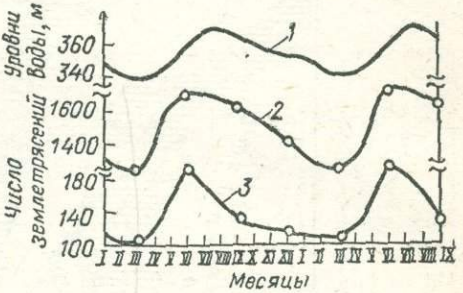


Рис. XII-15. Связь между числом подземных толчков и сезонными колебаниями уровня воды в водохранилище Мид-Лейк.

1 — колебания уровня воды в водохранилище; *2* — количество землетрясений, зарегистрированных инструментально (всего 5981); *3* — то же, ощущающихся (всего 535).

Плотина Гувер и водохранилище Мид-Лейк примечательны тем, что уже тогда, более 40 лет тому назад, впервые был поставлен вопрос о возможном влиянии водохранилища на изменение сейсмической активности прилегающей территории. За 15 лет наблюдений установлено, что наибольшее число эпицентров землетрясений располагалось не в районе максимальной осадки поверхности Земли (17,5 см с 1935 по 1950 г.), а в окраинной части водохранилища, где осадка достигла только 7 см. Это послужило основанием для специалистов сделать заключение, что землетрясения были вызваны (наведены) не нагрузкой от водохранилища и обусловлены не прогибанием толщ горных пород, а водой, проникающей по трещинам и разломам, увлажняющей их поверхности и снижающей сопротивление сдвигу и этим облегчающей разгрузку напряженного состояния пород вдоль тектонических нарушений.

В рассматриваемом плане большой интерес представляет проект сейсмозащиты г. Сан-Франциско. Этот город расположен на п-ове Калифорния, в 10—15 км к востоку от регионального тектонического нарушения (сдвига) Сан-Андреас (рис. XII-16), который является возбудителем землетрясений большой силы. Известно, что именно такое землетрясение привело к катастрофическому разрушению города в 1906 г. В настоящее время сейсмогенный тектонический сдвиг Сан-Андреас находится в стадии относительного покоя. Происходит накопление потенциальной сейсмической энергии, которое сопровождается слабым дрожанием окружающей местности и едва уловимым перемещением масс горных пород

вдоль сдвига (ползучесть). Никто не может представить, когда закончится состояние «ползучести» и наступит срыв. Чем дольше задержится это событие, тем губительнее будет землетрясение. Существующий проект сейсмической защиты города состоит в том, чтобы сейсмогенный тектонический сдвиг разбить на ряд изолированных участков и произвести релаксацию напряженного состояния горных пород на каждом из них.

Интересным примером, указывающим на изменение сейсмичности территории в связи с созданием водохранилища, является

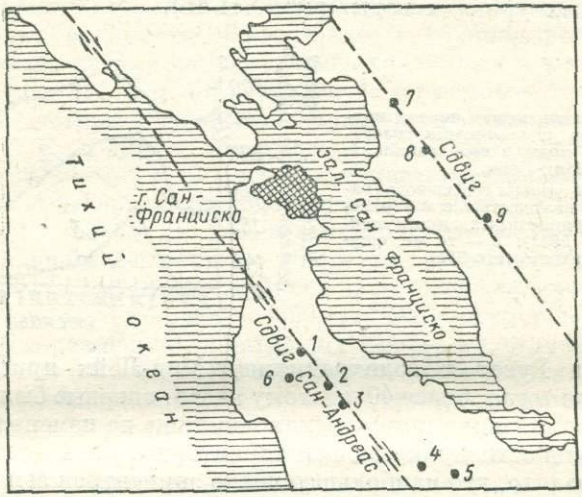


Рис. XII-16. Разрывные тектонические нарушения на побережье зал. Сан-Франциско.

Точками (*1—9*) показаны имеющиеся земляные плотины (высотой до 30 м) и созданные ими небольшие водохранилища.

водохранилище на р. Вайонт (Италия), описание оползневой катастрофы в пределах которого приведено выше (гл. IX). Плотина Вайонт арочная, высотой 265,5 м, с водохранилищем объемом 169 млн. м³. Чаша водохранилища по геологическому строению делится на две части, разделенные сбросом: восточная, опущенная, часть сложена флишевыми и четвертичными озерными отложениями, западная, поднятая, образующая гору Ток, сложена массивными юрскими известняками, покрытыми четвертичными образованиями. Строительство плотины закончено в 1960 г. Заполнение водохранилища началось в процессе строительства плотины, и к концу 1960 г. глубина его у плотины достигала 130 м.

Повышение уровня воды в водохранилище в 1960 г. до отметки 650 м вызвало первую серию подземных толчков (рис. XII-17). С понижением уровня в начале 1961 г. толчки почти прекратились. В 1962 г. продолжалось наполнение водохранилища, которое по

достижении отметки 645 м и дальнейшего повышения до отметки 700 м сопровождалось серией толчков значительной силы. В 1963 г., с понижением уровня воды, толчки прекратились и вновь возобновились после того, как уровень воды в третий раз был поднят и превысил ранее достигнутую отметку 700 м. При отметке уровня воды в водохранилище 710 м произошла известная катастрофа вследствие грандиозного оползня. Прямой связи катастрофы с изменением сейсмичности района, как указывают специалисты, занимающиеся выяснением ее причин, нет.

Таковы только некоторые примеры наблюдений за изменением сейсмической активности территорий в связи с искусственным

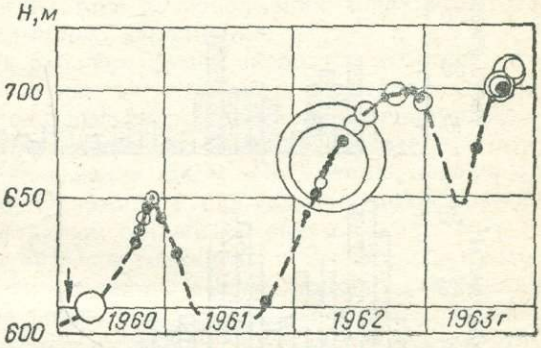


Рис. XII-17. Изменение сейсмической активности района плотины Вайонт в зависимости от положения уровня воды в водохранилище (H, м).
Размер кружков обозначает частоту подземных толчков.

обводнением верхних горизонтов земной коры при создании водохранилищ.

Искусственное обводнение горных пород в активных подвижных зонах земной коры может происходить и другим путем. Так, например, для захоронения отходов химического производства в США в районе г. Денвера была пробурена глубокая поглощающая скважина. До глубины 3 633 м ее прошли в осадочных породах, а далее до глубины 3 663 м — в трещиноватых докембрийских гнейсах и гранитах. В прежнее время район г. Денвера считался несейсмичным. Небольшое землетрясение было отмечено лишь в 1882 г. За 53 года (с 1909 по 1962 г.) инструментальных наблюдений не было зарегистрировано ни одного сколько-нибудь значительного толчка. Землетрясения начались лишь в апреле 1962 г., ровно через месяц после начала нагнетания в скважину отработанных вод. С этого времени район Денвера стал сейсмически активным. С апреля 1962 г. по ноябрь 1965 г. обсерватория зарегистрировала более 700 подземных толчков с магнитудой, превышающей 4,3, и силой землетрясения на поверхности Земли 5 баллов и выше. На рис. XII-18 видно, что распределение сейсмических толчков здесь неравномерно и находится в прямой зависимости от месячного объема поступающей в скважину воды (Р. Логгет, 1973 г.).

Частота и интенсивность землетрясений при искусственном обводнении горных пород верхних горизонтов земной коры во многих районах земного шара оказались выше нормальных. Среди этих случаев зарегистрированы землетрясения, сопровождающиеся катастрофами и человеческими жертвами. Для изучения этих вопросов по просьбам правительств ряда стран (Индия, Пакистан) секретариатом ЮНЕСКО была организована рабочая

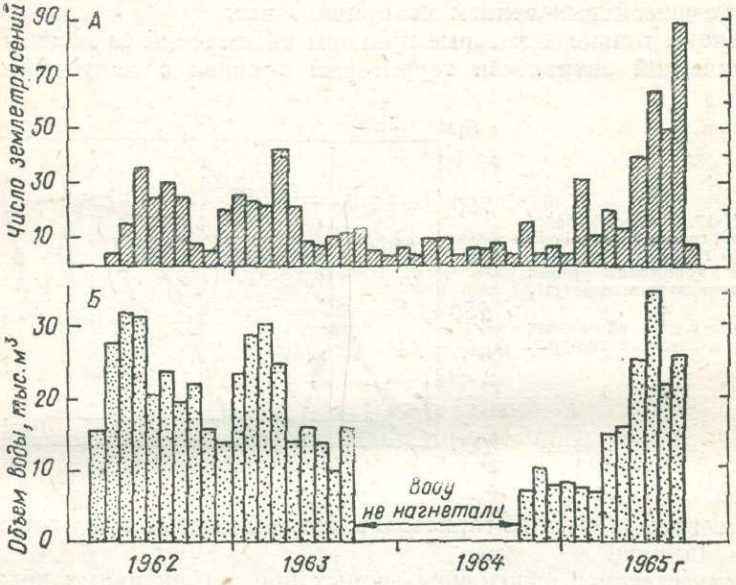


Рис. XII-18. Распределение сейсмических толчков в районе г. Денвера (*А*) в зависимости от месячного объема воды, поступающей в скважину (*Б*).

группа экспертов для рассмотрения имеющейся информации по указанным сейсмическим явлениям и для рекомендации действий, которые должны быть предприняты ЮНЕСКО (Н. И. Николаев, 1972 г.). В рабочую группу вошли специалисты ряда стран (Франции, Японии, Англии, Югославии, США, Канады, Португалии, СССР) по инженерной геологии и инженерной сейсмологии.

Рабочая группа, анализируя имеющиеся материалы, отметила, что действительно, заполнение водохранилищ в ряде случаев вызывает сейсмические явления. Они зарегистрированы в Алжире (плотина Уэд-Фодда), США (плотина Гувер), Испании (плотина Канельес), Франции (плотины Монтейнар и Гранвиль), Италии (плотины Пьяве ди Кодоре и Вайонт), Греции (плотины Кремоста и Марафон), Швейцарии (плотины Контра и Вогорна), Индии (плотина Койна), Пакистане (плотина Мангли), Южной Африке (плотина Кариба). Вместе с тем в других случаях никакой сейсмичности не обнаруживается. О многих водохранилищах вообще

ничего не известно, так как не производилось необходимых исследований. Пока совершенно не ясно, какие условия усиливают общую и локальную сейсмичность (Н. И. Николаев, 1972 г.)

Заметим, что в Советском Союзе до последнего времени подобных сейсмических явлений не наблюдалось, и только теперь, при частичном заполнении водохранилища, образованного самой высокой в СССР Нурекской плотиной на р. Вахш (высота 300 м), обнаружено повышение сейсмической активности этого района (Н. И. Николаев, 1974 г.). Здесь во время первой стадии заполнения водохранилища в декабре 1972 г., когда уровень воды был поднят до 100 м, было установлено увеличение числа местных землетрясений с 3—4 за 10 дней до заполнения водохранилища до 30—40 после его частичного заполнения.

Далее международная рабочая группа экспертов отмечает, что некоторые землетрясения, связанные с устройством водохранилищ, имели магнитуду 6 и более и вызывали значительные разрушения. Сейсмическая активность проявлялась особенно отчетливо, когда глубина водохранилищ превышала 100 м. По мнению некоторых экспертов (проф. П. Ротэ, Франция), столб воды в водохранилище играет более важную роль, чем его общий объем.

Наиболее часто самые сильные толчки происходят после многочисленных предшествующих толчков. Частота толчков постепенно увеличивается в течение более или менее длительного периода. Чем более тектонически спокоен район, тем дольше длится этот период. Сейсмическая активность при этом увеличивается к моменту первого заполнения и после максимального, а затем в течение нескольких лет затухает.

Для проявления локальной сейсмичности необходимы некоторые геологические условия: 1) развитие трещиноватых пород с большой возможностью проникновения воды вглубь; 2) наличие тектонических разломов; 3) гетерогенные подстилающие породы, облегчающие движение воды под давлением. Далее было обнаружено, что заполнение некоторых водохранилищ вызывало сейсмические явления независимо от сейсмичности района водохранилища. Характерные примеры связаны не только с районами, где активно проявились неотектоника и высокая сейсмичность, но также и с более древними и более стабильными платформами с докембрийской тектоникой. Эксперт СССР проф. Н. И. Николаев отметил, что новейшая тектоника должна рассматриваться как один из инженерно-геологических факторов, влияющих на устойчивость проектируемых и строящихся сооружений, и сообщил, что в настоящее время составлен предварительный макет карты неотектоники земного шара. Установлено, что в позднекайнозойское время произошли активные тектонические движения, неравномерно охватившие всю поверхность Земли. Выявлено, что «искусственные» землетрясения образуются в областях с интенсивным проявлением тектонических напряжений, где наблюдается

активная сейсмичность. В условиях сложного геологического строения в горных породах под влиянием неотектонических движений возникают неравномерное напряженное состояние и деформации, определяющие участки с аномально высокими давлениями пластовых и трещинных вод.

Таковы основные материалы наблюдений за изменением сейсмичности территорий в связи с искусственным обводнением горных пород верхних горизонтов земной коры. Причины этих изменений пока еще не получили достаточно полного объяснения. По-видимому, они связаны с рядом факторов: 1) с воздействием нагрузки от водохранилища на изменение напряженного состояния горных пород и концентрацией напряжений в зонах разрывных нарушений; 2) с воздействием возрастающего гидростатического давления подземных вод, вызывающих снижение эффективного напряжения вдоль зон ослабления и снижение прочности пород; 3) с нарушением равновесия между внутренним давлением перегретых подземных вод на глубине и давлением вышележащих масс горных пород в зонах тектонических нарушений.

В связи с рассмотренными выше вопросами возникает много новых научных проблем, имеющих большое практическое значение. В СССР выполняется много работ, связанных с искусственным обводнением горных пород в сейсмически активных зонах. Строятся водохранилища Нурекской, Токтогульской, Чиркейской, Ингурской и других гидроэлектростанций, напор воды в которых намного превышает 100 м. Поэтому при инженерно-геологических исследованиях для обоснования проектов таких сооружений необходимо обращать особое внимание на возможность образования «искусственных» землетрясений и повышение сейсмической активности территорий.

Сейсмическое микрорайонирование. Согласно сейсмическому районированию Советского Союза все сейсмические районы на карте (см. рис. XII-1) разделены на крупные области и зоны, для каждой из которых указана средняя возможная интенсивность землетрясений (сейсмичность) в баллах от 6 до 9. Она установлена для средних геологических условий, которые характеризуются распространением песчано-глинистых отложений и низким расположением уровня подземных вод (6 м и глубже от поверхности земли). Среднюю силу землетрясений для территорий наиболее крупных населенных пунктов СССР, расположенных в сейсмических районах, можно определять также по списку, приведенному в Строительных нормах и правилах (СНиП II-А. 12—69).

В пределах каждой зоны и области, выделенных на карте сейсмического районирования СССР, могут существенно изменяться состав, условия залегания горных пород, их физико-механические свойства, распространение тектонических нарушений и глубина залегания подземных вод. Поэтому при решении различных практических задач, связанных с проектированием

и строительством городов и поселков, зданий и сооружений, возникает необходимость в уточнении сейсмичности каждой конкретной территории в зависимости от перечисленных геологических условий. *С этой целью выполняют сейсмическое микрорайонирование*, результатом которого обычно является карта сейсмического микрорайонирования территории. Такие специальные карты рекомендуется составлять в масштабе 1 : 10 000, а для очень больших территорий в масштабе 1 : 25 000.

*Следовательно, сейсмическое микрорайонирование — это уточ*нение сейсмичности (балльности) той или иной территории и отдельных ее частей на основе более полного учета их инженерно-геологических условий (см. табл. XII-13). Сейсмическое микрорайонирование рекомендуется производить согласно специальной инструкции [20].

Таблица XII-14

ИЗМЕНЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В БАЛЛАХ НА ОСНОВАНИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ (СНиП II-А. 12—69)

Категория горных пород по сейсмическим свойствам	Горные породы	Уточненная сейсмичность в зависимости от сейсмичности района		
		7	8	9
I	Скальные породы: граниты, гнейсы, кварциты, известняки, прочные песчаники и т. п.	6	7	8
	Полускальные породы: мергели, песчаники глинистые, аргиллиты, известняки-ракушечники, туфы и т. п.	6	7	8
	Крупнообломочные породы: галечники, щебенистые породы плотного сложения при глубине залегания уровня грунтовых вод более 15 м	6	7	8
II	Глины, суглинки, супеси и пески при глубине залегания уровня грунтовых вод менее 8 м	7	8	9
	Крупнообломочные породы при глубине залегания уровня грунтовых вод от 6 до 10 м	7	8	9
III	Глины, суглинки, супеси и пески при глубине залегания уровня грунтовых вод менее 4 м	8	9	>9
	Крупнообломочные породы при глубине залегания уровня грунтовых вод менее 3 м	8	9	>9

Уточнение сейсмичности территории можно выполнять различными методами. Так, Строительными нормами и правилами (СНиП II.А. 12—69) допускается производить его на основании качественных показателей геологического описания, характеризующих инженерно-геологические условия территории, согласно табл. XII-14. При пользовании этой таблицей следует учитывать, что песчаные, супесчаные и суглинистые породы, в которых уровень

грунтовых вод находится на глубине менее 8 м, и крупнообломочные породы, в которых он расположен на глубине менее 15 м, относятся ко II и III категориям по сейсмическим свойствам.

Кроме данных, приведенных в табл. XII-14, при уточнении сейсмичности территории необходимо учитывать особенности рельефа, условия залегания горных пород, их выветрелость и степень трещиноватости, близость расположения тектонических нарушений и другие условия. Следует также учитывать, что горные породы выветрелые, трещиноватые и нарушенные различными геологическими процессами, а также лёссовые породы, относимые по просадочности ко II и III категориям (см. гл. VI), и участки распространения осыпей, обвалов, оползней, плывунов, карста, подработанные горными выработками, сложенные отвалами и неконсолидированными насыпями, являются неблагоприятными в сейсмическом отношении.

При необходимости строительства зданий и сооружений в этих условиях следует принимать дополнительные меры по укреплению их оснований и усилению конструкций. Уточнение балльности территорий, на которых проектируется возведение особо ответственных объектов, выполненное по качественным показателям инженерно-геологических данных, должно быть согласовано с Госстроем союзной республики (СНиП II-А. 12—69).

Уточнение сейсмичности территории можно производить также по данным инструментальных наблюдений. Эти методы позволяют использовать для оценки сейсмичности территорий количественные показатели свойств горных пород, амплитуды колебаний горных пород при сотрясениях и зарегистрированные ранее.

Уточнение сейсмичности территорий столиц союзных республик и крупных городов, а также территорий, выбранных для строительства особо ответственных объектов, производят обязательно с помощью инструментальных наблюдений. В этих случаях для получения сведений о сейсмичности района используют данные инструментальных наблюдений за землетрясениями из сейсмических каталогов, бюллетеней и других печатных и фондовых работ; составляют карты местных землетрясений; собирают сведения о сильных землетрясениях и связанных с ними разрушениях зданий и сооружений, деформациях горных пород и др. (см. табл. XII-6, XII-7 и XII-8); используют готовые или строят заново карты изосейст; собирают данные о приращении интенсивности землетрясений в баллах при различном рельефе и на разных горных породах в пределах территории, подлежащей микрорайонированию, и в радиусе около 30 км вокруг нее (см. табл. XII-10). При этом рекомендуется учитывать особенности расположения очагов землетрясений силой 7—9 баллов и более, чтобы получить представление о спектрах возможных сильных землетрясений.

В тех случаях, когда нет достаточных материалов инструментальных наблюдений, производят детальные сейсмологические наблюдения на специально организованных станциях для полу-

чения данных о расположении очагов землетрясений, их энергии и силе. Таких станций, например, на территории города рекомендуется организовывать 8—12 и вести на них наблюдения в течение от 2 до 10 лет в зависимости от сейсмической активности района.

Инструментальные наблюдения должны сопровождаться детальным изучением свойств горных пород, т. е. их плотности, скорости распространения в них упругих волн и сейсмической жесткости (см. табл. XII-2 и табл. XII-11) для оценки их сейсмической устойчивости. Зная свойства пород, можно рассчитать приращение балльности территории ΔI_0 в зависимости от изменения средней сейсмической жесткости толщ пород $\Delta I v_s \gamma$, глубины залегания уровня грунтовых вод $\Delta I_{\text{угв}}$ и резонансных явлений в исследуемых породах $\Delta I_{\text{рез}}$. Полное приращение сейсмической интенсивности на исследуемом участке в зависимости от свойств пород определяется по уравнению

$$\Delta I_0 = \Delta I_{v_S \gamma} + \Delta I_{\text{угв}} + \Delta I_{\text{рез}}.$$

Методы определения всех этих значений приведены в соответствующих руководствах [20].

К инструментальным наблюдениям для уточнения сейсмичности территории и обоснования сейсмического микрорайонирования относятся также непосредственные наблюдения за колебаниями горных пород (смещениями, скоростью и ускорениями колебаний), возбуждаемыми различными естественными или искусственными источниками. Наблюдениями установлено, что на тех участках, где в горных породах возрастают амплитуды колебаний при сотрясениях, интенсивность землетрясений выше. Поэтому важно для каждого участка, выделяемого при микрорайонировании, определять не только свойства горных пород, но и измерять в них амплитуды колебаний, вызванных естественными или искусственными сотрясениями, например слабыми землетрясениями, взрывами и т. п.

На рис. XII-19 приведены записи колебаний горных пород в разных пунктах на территории г. Петропавловска-Камчатского во время 4-балльного землетрясения в 1961 г. Из сравнения этих записей видно, что амплитуда колебаний в разных породах различна: в водонасыщенных супесях она наибольшая, тогда как в скальных породах мала. Такую же закономерность, по-видимому, надо ожидать и при более сильных землетрясениях.

Следовательно, выполняя инструментальные наблюдения, можно достовернее обосновывать микрорайонирование территорий. Данные измерений амплитуд колебаний горных пород имеют значение и для непосредственной оценки устойчивости зданий и сооружений при землетрясениях. Каждое здание и сооружение имеет определенный период колебаний, и во время землетрясений они реагируют сильнее именно на колебания своего рода.

Таким образом, уточнение сейсмичности территорий можно производить как на основании использования качественных показателей, характеризующих инженерно-геологические условия территорий, так и по данным специальных инструментальных наблюдений за их сейсмической активностью, выполняя при этом исследования свойств горных пород и определяя амплитуды колебательных движений в них. Естественно, что сейсмическое микрорайонирование будет более обоснованным, если при его выполнении будут применяться оба метода, как это и требуется делать при обосновании проектов планировки и застройки городов, хозяйственного использования наиболее важных территорий и строительства ответственных зданий и сооружений.

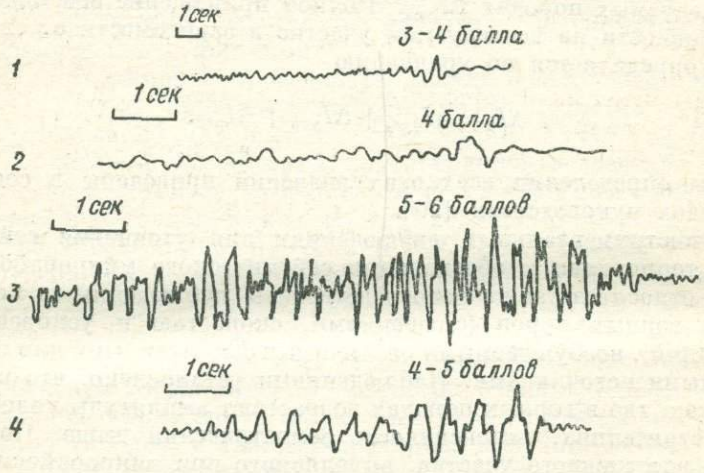


Рис. XII-19. Записи землетрясений на территории г. Петропавловска-Камчатского (1961 г.) на разных горных породах (по С. В. Медведеву и И. В. Шебалину).

1 — скальные породы; *2* — супеси плотные, сухие; *3* — суглинки водонасыщенные; *4* — вулканические пеплы.

В результате выполнения такой работы должна быть составлена карта сейсмического микрорайонирования территории или, точнее, карта инженерно-геологического районирования, отображающая наиболее важные особенности территории в сейсмическом отношении. На этой карте должны быть выделены территории с расчетной сейсмичностью (т. е. уточненной) в 6 баллов и менее; 7, 8, 9 баллов и более.

Как уже было отмечено, землетрясения интенсивностью 6 баллов и менее не снижают прочности сооружений, а вызванные ими повреждения в зданиях и сооружениях не опасны для жизни людей. При землетрясениях в 7, 8 и 9 баллов во многих зданиях и сооружениях появляются разнообразные, и в том числе тяжелые, повреждения и разрушения. Землетрясения такой силы опасны

для жизни людей и сохранности зданий и сооружений. Строительными нормами и правилами устанавливаются специальные требования к проектированию и строительству зданий и сооружений на таких территориях. На участках, сейсмичность которых превышает 9 баллов, возводить здания и сооружения, как правило, не допускается. В случае крайней необходимости строительство на них разрешается только при условии выполнения дополнительных антисейсмических мероприятий после согласования с Госстроем СССР.

Строительство в сейсмических районах. Первоочередной задачей при строительстве в сейсмических районах является правильный выбор строительной площадки, основанный на детальном сейсмическом микрорайонировании. Второй очень важной задачей на начальных этапах проектирования является правильная компоновка сооружений на выбранной строительной площадке.

Для размещения городов и поселков, промышленных и гражданских зданий и других сооружений в сейсмических районах следует выбирать территории с благоприятными в сейсмическом отношении инженерно-геологическими условиями, т. е. характеризующиеся спокойным рельефом, сложенные скальными, полускальными и плотными грубообломочными, песчаными и глинистыми породами, с глубоко залегающим уровнем подземных вод (см. табл. XII-14). Территории затапливаемые, заболоченные, с неглубоким залеганием подземных вод, сложенные насыпанными или намытыми неконсолидированными породами, отвалами, а также территории, опасные в отношении образования провалов, обвалов, крупных осыпей, оползней, селей и других геологических явлений, неблагоприятны для застройки. Поэтому территории с расчетной сейсмичностью 7, 8, 9 баллов, имеющие неоднородные инженерно-геологические условия, должны расчленяться на отдельные части незастраиваемыми участками, в пределах которых размещаются зоны зеленых насаждений, бульвары, парки, проезды, площади и др.

Глубина заложения фундаментов зданий и сооружений в сейсмических районах в соответствии с существующими Строительными нормами и правилами (СНиП II-А. 12—69) принимается такой же, как и в несейсмических районах. Однако при недостаточной плотности, прочности и монолитности горных пород оснований рекомендуется применять специальные меры по искусственному улучшению их свойств методами уплотнения и укрепления цементацией, силикатизацией и др. [24]. Особое внимание следует обращать на регуляцию поверхностного стока на строительных площадках и предупреждение их увлажнения, обводнения и подтопления.

Для зданий повышенной этажности глубину заложения фундаментов рекомендуется увеличивать путем устройства подвальных помещений. Подвалы рекомендуется строить, как правило, под

всем зданием или под отдельными отсеками. На участках распространения лёссовых просадочных пород рекомендуется предусматривать мероприятия по укреплению оснований.

Расчет оснований зданий и сооружений и их фундаментов, возводимых в сейсмических районах с расчетной сейсмичностью 7, 8 и 9 баллов, должен производиться с учетом сейсмических воздействий по первому предельному состоянию, т. е. по несущей способности. Целью расчета оснований по несущей способности, как известно, является обеспечение его прочности и устойчивости и недопущение сдвига фундамента по подошве и его опрокидывания. Несущая способность горных пород основания должна быть достаточной, чтобы не происходила потеря устойчивости или разрушение оснований.

Основными характеристиками свойств горных пород, определяющими их несущие способности, являются показатели их прочности, т. е. угол внутреннего трения и удельное сцепление, а для скальных и полускальных пород — временное их сопротивление одноосному сжатию.

Следовательно, при инженерно-геологических изысканиях необходимо обращать большое внимание на изучение, оценку и выбор расчетных показателей прочности пород основания зданий и сооружений, а также на изучение деформационных свойств горных пород — модуля общей деформации и коэффициента поперечной деформации [9, 10].

Расчет оснований по несущей способности для сейсмических районов выполняется по условию

$$N_в = \frac{T_с}{K_н} Ф,$$

где $N_в$ — вертикальная составляющая от нагрузки, передаваемой фундаментом; Ф — несущая способность горных пород основания; $K_н$ — коэффициент надежности, принимаемый равным не менее 1,5; $T_с$ — сейсмический коэффициент условий работы, принимаемый равным 1,2 для скальных, полускальных, плотных маловлажных грубообломочных, песчаных и глинистых пород; 0,7 — для водоносных песков рыхлого сложения и глинистых пород неустойчивой консистенции и 1,0 — для остальных пород.

При проектировании зданий и сооружений в сейсмических районах для обеспечения их устойчивости осуществляют также разнообразные конструктивные мероприятия, определяемые их размерами, этажностью, формами в плане, конструкцией и т. д. Этими мероприятиями предусматривается необходимость соблюдения симметричности сооружений относительно их осей, придания им большей прочности и жесткости разными способами армирования, устройства антисейсмических швов, разделяющих сооружения на отдельные отсеки, и др. Кроме того, для особо ответственных зданий и сооружений принимают расчетную сейсмичность

на 1 балл выше, чем расчетная сейсмичность горных пород основания по сейсмическому микрорайонированию.

При проектировании линейных сооружений (дорог, линий электропередачи и др.) большое внимание следует обращать на выбор их трасс, а также на условия строительства. Так, например, при проектировании земляного полотна дорог следует принимать более пологие углы заложения откосов насыпей, выемок и полувыемок, чем в несейсмических районах. Основную площадку земляного полотна дорог, прокладываемых вдоль склонов, рекомендуется размещать либо полностью в полувыемках, либо полностью на полунасыпях. Откосы рекомендуется укреплять подпорными сооружениями и т. д. При проектировании мостов, тунелей и других сооружений применяют разнообразные конструктивные мероприятия с целью придания им повышенной прочности и устойчивости.

Все перечисленное показывает, что строительство сооружений в сейсмических районах действительно требует соблюдения определенных правил и ограничений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К ГЛАВЕ I

1. Гармонов И. В., Коноплянцев А. А., Котлов Ф. В. Оседание земной поверхности в связи с интенсивной откачкой подземных вод. М., ОНТИ ВИЭМС,1965, вып. 17, № 1, с. 1—44.

2. Каменский Г. Н. Предмет инженерной геологии как науки. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1936, № 1, с. 223—229.

3. Коломенский Н. В., Комаров И. С. Инженерная геология. М., «Высшая школа», 1964. 480 с.

4. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

5. Ломтадзе В. Д. Современное состояние развития инженерной геологии. — «Геология и разведка», 1974, № 3, с. 99—103.

6. Назаров И. В. К вопросу о специфике геологических процессов. — В кн.: *Филос. вопр. геологии*. Свердловск, Изд-во СГИ, 1967 с. 102—103.

7. Назаров И. В. О специфике противоречий в геологических процессах. — В кн.: Диалект. противоречия в природе. М., «Наука», 1967, с. 72—85.

8. Назаров И. В. Геоморфологические процессы — результат диалектического взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. — В кн.: Филос. *вопр. геологии, вып. 77(2). Свердловск, Изд-во* СГИ, 1970, с. 23—33.

9. Назаров И. В. Геологические процессы и их философский анализ в современной науке. — В кн.: Филос. вопр. геологии, вып. 88(3). Свердловск, Изд-во СГИ, 1972, с. 41—73.

10. Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1946, № 4, с. 25—64.

11. Панюков П. Н. Инженерная геология. М., Госгортехиздат, 1962. 343 с.

12. Попов И. В. *Инженерная геология*. М., *Изд-во* МГУ, 1959, 510 с.

13. Рац М. В. Структурные модели в инженерной геологии. М., «Недра», 1973. 214 с.

14. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. М., ГОНТИ. 1939. 488 с.

15. Сергеев. Е. М. Современное состояние и перспективы развития инженерной геологии в СССР. — В кн.: Пробл. инж. геологии, М., Изд-во МГУ, 1970, с. 21—36.

16. Сидоренко А. В. Земная кора и деятельность человека. — «Труды ВСЕГИНГЕО», 1967, № 4, с. 4—12.

17. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1 и 2. М., Изд-во АН СССР, 1960, 212 с.; 574 с.

К ГЛАВЕ II

1. Авакян А. Б., Шарапов В. А. Водохранилища гидроэлектростанций СССР, Изд. 2-е. М., «Энергия», 1968. 384 с.

2. Андреянов В. Г. Ветровая волна озеровидных водоемов. — «Изв. НИИГ», 1939, № 24—25, с. 44—81.

3. Баском В. Волны и пляжи. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 280 с.

4. Богатырев В. В. Инженерная защита берегов в зонах водохранилищ крупных гидроэлектростанций. М., Госэнергоиздат, 1958. 180 с.

5. Божич П. К. Размыв морского берега в Гаграх. — «Учен. зап. МГУ», 1938, вып. 19, 90, с. 90—102.

6. Браславский А. П. Расчет ветровых волн. — «Труды ГГИ», 1952, вып. 35(89), с. 94—158.

7. Варазашвили Н. Г. Некоторые положения методики прогнозирования абразионной переработки берегов горных водохранилищ. — «Гидротехн. стр.-во», 1968, № 7, с. 36—40.

8. Вендров С. Л. Проблемы формирования рельефа чаши (берегов и дна) больших водохранилищ. М., Изд-во АН СССР, 1959. 20 с.

9. Вендров С. Л., Зенкович В. П. Проблемы исследований и защиты берегов. — «Геоморфология», 1970, № 1, с. 46—52.

10. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М., «Наука», 1971. 74 с. Авт.: В. Ф. Соловьев, Л. И. Лебедев, Л. С. Кулакова и др.

11. Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., «Наука», 1971. 169 с.

12. Гречищев Е. К. Метод расчета ширины зоны размыва берегов на примере Братского водохранилища. Иркутск, Иркут. кн. изд-во, 1961. 96 с.

13. XII научная конференция по изучению морских берегов 13—21 сентября 1971 г. Тезисы докл. Вильнюс, 1971. 82 с.

14. Джунковский Н. Н. Действие ветровых волн на гидротехнические сооружения. М., «Морской транспорт», 1940. 334 с.

15. Джунковский Н. Н., Божич П. К. Морское волнение и его действие на сооружения и берега. М., «Морской транспорт», 1948. 334 с.

16. Жданов А. М., Дороднова К. М., Гамаженко В. С. Вопросы проектирования и строительства берегоукрепительных сооружений. — М., Трансжелдориздат, 1952. 128 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та ж.-д. стр-ва и проектирования, вып. 6).

17. Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы. М., «Морской транспорт», 1946. 496 с.

18. Зенкович В. П. Морской берег. М., Гостехиздат, 1952. 72 с.

19. Зенкович В. П. Динамическая классификация морских берегов. — «Труды Ин-та океанологии АН СССР», 1954, т. 10, с. 112—134.

20. Зенкович В. П. Изучение динамики морских берегов. — В кн.: Вопр. географии (К XVIII междунар. геогр. конгр.). М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 101—113.

21. Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958. 187 с.

22. Золотарев Г. С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов водохранилищ и оценка их переработки. «Труды Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1955, т. 12, с. 180—235.

23. Золотарев Г. С. Некоторые итоги изучения переработки берегов Куйбышевского и Рыбинского водохранилищ. М., Изд-во МГУ, 1959. 22 с.

24. Золотарев Г. С. Инженерно-геологическое изучение береговых склонов и значение истории их формирования для оценки устойчивости. — «Труды Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1961, т. 35, с. 14—35.

25. Золотарев Г. С. Значение геологических факторов в формировании берегов водохранилищ. — «Труды VII Байкальск. науч.-координац. совещ. по изучению берегов водохранилищ», 1961, т. 1, с. 25—33.

26. Изучение физико-геологических процессов на побережьях берегах водохранилищ по аэроснимкам. Л., «Наука», 1967. 283 с. Авт.,; А. И. Баранова, Ф. С. Зубенко, Е. Н. Кудрявцева и др.

27. Ингл Дж. Движение пляжевых песков. Л., Гидрометеоиздат 1971. 225 с.

28. Качугин Е. Г. Переработка берегов при подпоре рек. М., Госгеолиздат, 1949, с. 26—62. (Труды МГРИ, т. 24).

29. Качугин Е. Г. Инженерно-геологические исследования и прогноз переработки берегов водохранилищ. М., Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.

30. Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948. 495 с.

31. Кондратьев Н. Е. Расчеты ветрового волнения и переформирования берегов водохранилищ. Л., Гидрометеоиздат, 1953. 110 с.

32. Кондратьев Н. Е. Расчет времени переформирования берегов водохранилищ. Л., Гидрометеоиздат, 1955. (Труды ГГИ, вып. 49 (103), с. 44—59.

33. Кондратьев Н. Е. Расчеты береговых переформирований на водохранилищах (практическое руководство). Л., Гидрометеоиздат 1960. 64 с.

34. Кузнецов П. А. *Способ приближенного расчета размера волн* у берегов. Л., Лениздат, 1944. 56 с.

35. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М., Изд-во МГУ, 1955. 378 с.

36. Ломтадзе. В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

37. Методические рекомендации по изучению и прогнозированию подпора подземных вод и переработки берегов водохранилищ Сибири. Новосибирск, Сиб. науч.-исслед. ин-т энергетики, 1972. 200 с.

38. Минервина Е. Е. Абразионная переработка берегов горных водохранилищ и опыт ее прогнозирования. — «Изв. ТНИСГЭИ», 1964, т. 15, с. 77—89.

39. Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ. Т. 1, 2. М., Изд-во МГУ, 1959; 1961. 176 с.; 360 с.

40. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей СССР. М., «Наука», 1971. 181 с.

41. Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975. 295 с.

42. Пышкин Б. А. Вопросы динамики берегов водохранилищ. Киев, Изд-во АН УССР, 1954. 136 с.

43. Раша Д. Н. Изучение и расчеты переформирования берегов озерной части водохранилищ. Л., Изд-во Ленгипроречтранса, 1958. 83 с.

44. Розовский Л. Б. Теоретические и практические итоги изучения переработки берегов Каховского и Днепровского водохранилищ. — В кн.: Мат-лы совещ. по гидрогеологии и инж. геологии р-на Днепр. водохранилищ. Днепропетровск, 1962, с. 146—153.

45. Розовский Л. Б. Оценка устойчивости склонов водохранилищ по аналогиям. — В кн.: Мат-лы совещ. по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Киев, Изд-во Киев. ун-та, 1964, с. 180—186.

46. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. 2-е. М., ГОНТИ, 1939. 488 с.

47. Симпозиум по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тезисы докладов. Батуми, 1971. 64 с.

48. Шафир И. Н. Причины повреждений портовых оградительных сооружений. М.—Л., «Морской транспорт», 1950. 360 с.

49. Шельфы, состояние проблемы и перспективы изучения. — Мат-лы к совещ. по пробл. шельфов, октябрь 1969 г. Л., Изд-во Геогр. о-ва СССР, 1969. 130 с.

50. Шепард Ф. Геология моря. М., ИЛ, 1951. 359 с.

51. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. 3-е. М., Изд-во АН СССР, 1953. 990 с.

52. Шулейкин В. В. Ветровые волны в океане и в лаборатории. — «Наука и жизнь», 1972, № 8, с. 33—38.

К ГЛАВЕ III

1. Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. М., Изд-во МГУ, 1973. 592 с.

2. Инженерно-геологические исследования для гидроэнергетического строительства. Т. 1. М., Госгеолиздат, 1950. 320 с.

3. Леви И. И. Инженерная гидрология. М., «Высшая школа», 1968. 239 с.

4. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

5. Очерки по гидрографии рек СССР. М., Изд-во АН СССР, 1953. 334 с.

6. Прочухан Д. П. О значении продольного профиля речной долины. — «Сов. геология», 1960, № 9, с. 113—121.

7. Региональные системы противоэрозионных мероприятий. М., «Мысль», 1972. 544 с.

8. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. М., ГОНТИ, 1939. 488 с.

9. Смолянинов В. М. Комплекс водорегулирующих мероприятий для борьбы с эрозией и искусственного пополнения подземных вод в условиях Центрально-Черноземной области. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 1972, 126 с.

10. Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними. М., Изд-во АН СССР, 1948. 307 с.

11. Сус Н. И. Эрозия почвы и борьба с нею. М., Сельхозгиз, 1949. 350 с.

12. Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966. 239 с.

К ГЛАВЕ IV

1. Боголюбова И. В. Селевые потоки и их распространение на территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1957. 152 с.

2. Великанов М. А. Гидрология суши. Л., Гидрометеоиздат, 1948. 403 с.

3. Гагошидзе М. С. Общая характеристика горных потоков, селей, селеобразующих очагов и вопросы формирования селей. — В кн.: Труды Юбилейной сессии, посвящ. 100-летию со дня рождения В. В. Докучаева. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949, с. 446—451.

4. Гагошидзе М. С. Характерные особенности селей, формирующихся в бассейнах горных рек Закавказья. — «Изв. Груз. науч.-исслед. ин-та гидротехники и мелиорации», 1949, т. 1, с. 43—54.

5. Гагошидзе М. С. Селевые (грязе-каменные) потоки и меры борьбы с ними. Л., Гидрометеоиздат, 1959, с. 223—231. (Труды III Всесоюз. гидролог. съезда, т. 7).

6. Гагошидзе М. С. О правильном определении понятия «селевый поток». — «Труды Груз. НИИГИМ», 1966, вып. 24, с. 3—13.

7. Дюрнбаум Н. С. Защита населенных мест от селевых (грязекаменных) потоков. М.—Л., Изд-во М-ва коммун. хоз-ва, 1949. 175 с.

8. Кузьмин К. К. Катастрофический сель 1973 г. и плотина Медео. — «Гидротехн. стр-во», 1974, № 3, с. 10—12.

9. Леонтьев Л. Н. Причины селевой активности Закатало-Нухинского участка Большого Кавказа. — «Труды Азерб. науч.-исслед. ин-та гидротехники и мелиорации», 1949, т. 1, с. 91—100.

10. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

11. Методическое руководство по комплексному изучению селей. М., «Недра», 1971. 164 с.

12. Непорожний П. С. Защита гидроэлектростанций от селевых потоков. М.—Л., Госэнергоиздат, 1947. 164 с.

13. Флейшман С. М. Селевые потоки и проектирование дорог в районах их распространения. — М., Трансжелдориздат, 1955. 147 с. (Труды ЦНИИС, вып. 19).

14. Флейшман С. М. Сели. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 352 с.

15. Херхеулидзе И. И. Овражные и селевые выносы. М., Дориздат, 1947, 97 с.

16. Херхеулидзе И. И. Сквозные защитные и регуляционные сооружения из сборного железобетона на горных реках. М., Гидрометеоиздат, 1967. 131 с.

К ГЛАВЕ V

1. Амарян Л. С. Прочность и деформируемость торфяных грунтов. М., «Недра», 1969. 191 с.

2. Винокуров Ф.П., Тетеркин А. Е., Питерман М. А. Строительные свойства торфяных грунтов. Минск, Изд-во АН БССР, 1962. 281 с.

3. Корчунов С. С. Исследование физико-механических свойств торфа. М.—Л., Госэнергоиздат, 1953. 235 с.

4. Костяков А. Н. Основы мелиорации. М., Сельхозгиз, 1951. 750 с.

5. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

6. Методические указания по проектированию земляного полотна на слабых грунтах. М., Оргтрансстрой, 1968. 96 с.

7. Ордуянц К. С. Устройство железнодорожных насыпей на болотах. М., Трансжелдориздат, 1946. 246 с.

8. Пичугин А. В. Торфяные месторождения. М., «Высшая школа», 1967. 275 с.

9. Пьявченко Н. И. Болота в биогеоценологическом аспекте, — «Природа», 1971, № 4, с. 67—74.

10. Шахунянц Г. М. Земляное полотно железных дорог. М., Трансжелдориздат, 1953. 827 с.

К ГЛАВЕ VI

1. Абелев Ю. М. Основы проектирования и строительства на макропористых грунтах. Л., Стройвоенмориздат, 1948. 203 с.

2. Абелев Ю. М., Абелев М. Ю. Основы проектирования и строительства на просадочных макропористых грунтах. М., Госстройиздат, 1968. 430 с.

3. Величко А. А. Опыт корреляции лёссовых отложений в перигляциальной зоне Европы. — В кн.: Антропоген Рус. равнины и его стратиграф. компоненты. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 147—163.

4. Краев В. Ф. Инженерно-геологическая характеристика пород лёссовой формации Украины. Киев, «Наукова думка», 1971. 226 с.

5. Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М., «Наука», 1965. 296 с.

6. Ларионов А. К., Приклонский В. А., Ананьев В. П. Лёссовые породы СССР и их строительные свойства. М., Госгеолтехиздат, 1959. 366 с.

7. Лёссовые породы СССР. М., «Наука», 1966. 256 с.

8. Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 102, № 4, с. 819—822.

9. Ломтадзе В. Д. О формировании инженерно-геологических свойств глинистых пород. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 19—30. (Труды

совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. 1).

10. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

11. Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л., «Недра», 1972. 312 с.

12. Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958. 606 с.

13. Обручев В. А. Проблема лёсса. — «Труды II междунар. конференции по изучению четвертич. периода Европы». М., 1933, вып. 2, с. 115—137.

14. Региональная инженерная геология Средней Азии. Ташкент, «Фан», 1973. 277 с. Авт.: Г. А. Мавлянов, А. И. Исламов, С. М. Касымов и др.

15. Соколов И. М., Крутов В. И., Сорочан Е. А. Строительство крупнопанельных зданий на просадочных грунтах. М., Стройиздат, 1965. 191 с.

16. Строительные нормы и правила. Гл. II-Б. 2—62. Основания и фундаменты зданий и сооружений на просадочных грунтах. М., Госстройиздат, 1962. 8 с.

17. Трофимов И. Н. Лёссовая проблема в литологическом освещении. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1945, № 5, с. 57—72.

18. Тезисы докладов международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент, «Фан», 1969, 168 с.

19. Физико-механические свойства и вопросы формирования лёссовых пород Сибири. М., «Наука», 1968. 156 с.

20. Царев П. В., Балаев Л. Г. Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М., «Наука», 1964. 247 с.

К ГЛАВЕ VII

1. Газизов М. С. Карст и его влияние на горные работы. М., «Наука», 1971. 204 с.

2. Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., «Мысль», 1972. 391 с.

3. Геология и плотины. Т. 1. М., Госэнергоиздат, 1959, с. 35—60.

4. Карст в карбонатных породах. М., Изд-во МГУ, 1971. (Труды Моск. о-ва испытателей природы, т. 47). 182 с.

5. Короткевич Г. В. Соляной карст. Л., «Недра», 1970. 255 с.

6. Ломтадзе В. Д. Методика составления инженерно-геологических карт и задачи инженерно-геологического районирования. — В кн.: Вопр. инж.-геол. картирования и районирования. Л., Изд-во Геогр. о-ва СССР, 1968. с. 4—23.

7. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

8. Ломтадзе В.Д. Методика составления инженерно-геологических карт и задачи инженерно-геологического районирования. — «Зап. ЛГИ», 1971, т. 62, вып. 2, с. 89—99.

9. Лыкошин А. Г. Карст и гидротехническое строительство. М., Стройиздат, 1968. 183 с.

10. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, Перм. кн. изд-во, 1958. 183 с.

11. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. 1, 2. Пермь Перм. кн. изд-во, 1963; 1969. 444 с.; 529 с.

12. Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. — «Труды совещ. в г. Горьком в октябре 1965 г.». М., «Транспорт», 1968. 287 с.

13. Региональное карстоведение. М., Изд-во АН СССР, 1961. 244 с.

14. Рекомендации по проектированию зданий и сооружений в карстовых районах СССР. М., ПНИИИС Госстроя СССР, 1967. 91 с.

15. Рекомендации по инженерно-геологическим изысканиям и оценке территорий для промышленного и гражданского строительства в карстовых районах СССР. М., ПНИИИС Госстроя СССР, 1967. 73 с.

16. Родионов Н. В. Карст европейской части СССР, Урала и Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1963. 174 с.

17. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. 2-е. ГОНТИ, 1939. 488 с.

18. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962. 321 с.

19. Типы карста в СССР. М., «Наука», 1965. 138 с. (Труды Моск. о-ва испытателей природы, отд. геогр., секция географии, т. 15).

К ГЛАВЕ VIII

1. Абелев Ю. М. Плывуны, как основания сооружений и методы их использования на месте постройки. М., Стройиздат, 1947. 128 с.

2. Бочков Н. М. Механическая суффозия. М. ГОНТИ, 1936. 45 с.

3. Горькова И. М., Чепик В. Ф., Рябичева К. Н. О природе плывунности песчано-коллоидных пород. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 62—152. (Труды Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. 15).

4. Гоуска В. Горные работы в плывунах. М., Углетехиздат, 1958. 103 с.

5. Евдокимов-Рокотовский М. И. Строительство на плывунах. М.—Л., Стройиздат, 1941. 132 с.

6. Истомина В. С. Фильтрационная устойчивость грунтов. М., Госстройиздат, 1957. 295 с.

7. Лебедев А. Ф. О природе истинных плывунов. — «Москва — Волгострой», 1935, № 3, с. 29—34.

8. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

9. Маслов Н. Н. Условия устойчивости водонасыщенных песков. М., Госэнергоиздат, 1959. 327 с.

10. Маслов Н. Н. Основы механики грунтов и инженерной геологии. М., «Высшая школа», 1968. 629 с.

11. Маслов Н. Н., Котов М. Ф. Инженерная геология. М., Стройиздат, 1971. 340 с.

12. Открытия в СССР. М., ЦНИИПИ, 1972. 39 с.

13. Радина В. В. Роль микроорганизмов в формировании свойств грунтов и их напряженного состояния. — «Гидротехн. стр.-во», 1973, № 9. с. 22—24.

14. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. 2-е. М., ГОНТИ, 1939. 488 с.

15. Слободкин Д. С. Свойства плывунов и выбор способа проходки стволов шахт. М., Углетехиздат, 1955. 123 с.

К ГЛАВЕ IX

1. Абрамов С. К. Подземные дренажи в промышленном и гражданском строительстве. М., Стройиздат, 1973. 280 с.

2. Вопросы формирования и устойчивость высоких склонов. М., Изд-во МГУ, 1970. 181 с.

3. Демин А. М. Устойчивость открытых горных выработок и стволов. М., «Недра», 1973. 231 с.

4. Емельянова Е. П. Методическое руководство по стационарному изучению оползней. М., Госгеолтехиздат, 1956. 245 с.

5. Емельянова Е. П. Сравнительный метод оценки устойчивости склонов и прогноза оползней. М., «Недра», 1971. 103 с.

6. Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. М., «Недра», 1972. 310 с.

7. Золотарев Г. С. Геологические закономерности развития оползней и обвалов — основа теории их изучения и прогноза. — «Вестн. МГУ», 1974, № 4, с. 3—19.

8. Инженерно-геологическое изучение обвалов и других гравитационных явлений на горных склонах. М., Изд-во МГУ, 1969. 189 с.

9. Костомаров В. М. Противооползневые мероприятия. М., Стройиздат, 1967. 110 с.

10. Ломтадзе В. Д. Об инженерно-геологической оценке угрожаемости обвальных явлений. — «Зап. ЛГИ», 1949, т. 23, с. 137—151.

11. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

12. Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л., «Недра», 1972. 312 с.

13. Ломтадзе В. Д. Закономерности развития гравитационных процессов и их прогноз. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXV сессия, Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976, с. 225—234.

14. Маслов Н. Н. Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве. М.—Л., Госэнергоиздат, 1955. 467 с.

15. Материалы совещания по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Киев, Изд-во Киевск. ун-та, 1964. 368 с.

16. Оползни и борьба с ними. Ставрополь, Ставропольск. изд-во, 1964. 450 с.

17. Оползни и инженерная практика. М., Трансжелдориздат, 1960. 266 с.

18. Опыт борьбы с оползнями на железных дорогах СССР. М., Трансжелдориздат, 1961. 184 с. Авт.: Г. М. Шахунянц, Б. И. Нечаев, И. А. Клевцов, Б. В. Пащенко.

19. Опыт оценки устойчивости склонов сложного геологического строения методом конечных элементов и экспериментами на моделях. М., Изд-во МГУ, 1973. 277 с.

20. Рогозин И. С. Оползни Ульяновска и опыт борьбы с ними. М., Изд-во АН СССР, 1961. 150 с.

21. Рогозин И. С., Дунаева Г. В. Оползни Саратовского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1962. 162 с.

22. Рогозин И. С., Киселёва З. Т. Оползни Ульяновского и Сызранского Поволжья. М., «Наука», 1965. 158 с.

23. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд 2-е. М., ГОНТИ, 1939. 488 с.

24. Славянов В. Н. Инженерно-геологические прогнозы устойчивости откосов. М., Стройиздат, 1964. 153 с.

25. Тер-Степанян Г. И. Геодезические методы изучения динамики оползней. М., «Недра», 1972. 134 с.

26. Федоров И. В. Методы расчета устойчивости склонов и откосов. М., Стройиздат, 1962. 202 с.

27. Фисенко Г. Л. Устойчивость бортов карьеров и стволов. Изд. 2-е. М., «Недра», 1965. 378 с.

28. Фисенко Г. Л., Мироненко В. А. Дренаж карьерных полей. М., «Недра», 1972. 184 с.

29. Цытович Н. А. Механика грунтов. Изд. 4-е. М., Стройиздат, 1963. 636 с.

30. Шахунянц Г. М. Земляное полотно железных дорог. М., Трансжелдориздат, 1953. 827 с.

31. Эккель Э. Б. Борьба с оползнями на автомобильных дорогах. М., Изд-во автотранспорта и шоссейных дорог, 1960. 183 с.

К ГЛАВЕ X

1. Инженерно-геологическое изучение обвалов и других гравитационных явлений на горных склонах. М., Изд-во МГУ, 1969, 189 с.

2. Ломтадзе В. Д. Об инженерно-геологической оценке угрожаемости обвальных явлений. — «Зап. ЛГИ», 1949, т. 23, с. 137—151.

3. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

4. Ломтадзе В. Д. Закономерности развития гравитационных процессов и их прогноз. — «Докл. сов. геологов на междунар. геол. конгр. XXV сессия». М., «Наука», 1976, с. 225—234.

5. Ройнишвили Н. М. Противообвальные сооружения на железных дорогах. М., Трансжелдориздат, 1960. 228 с.

6. Солоненко В. П., Пальшин Г. Б., Гречищев Е. К. Обвалы на Байкале. — «Труды Иркут. гос. ун-та», 1951, т. 5, вып. 2. 103 с.

1. Бондырев П. Д. Деформации зданий в районах Воркуты, их *причины и методы предотвращения*. М., *Изд-во АН СССР*, 1957. 98 с.

2. II международная конференция по мерзлотоведению (СССР, *Якутск, 16—28 июля 1973 г.) Тезисы докл.* М., «Наука», 1973. 319 с.

3. Гальперин В. В. Линии электропередачи в районах многолетнемерзлых грунтов. Л., «Энергия», 1972. 184 с.

4. Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во МГУ, 1967. 403 с.

5. Левкович А. И. Инженерно-геологические изыскания для строительства на вечномерзлых грунтах. Л., Стройиздат, 1974. 142 с.

6. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

7. Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л., «Недра», 1972. 312 с.

8. Общее мерзлотоведение. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 340 с. Авт.: М. И. Сумгин, С. П. Качугин, Н. И. Толстихин, В. Ф. Тумель.

9. Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1. Общая геокриология. М., Изд-во АН СССР, 1959. 459 с.

10. Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 2. Инженерная геокриология. М., Изд-во АН СССР, 1959. 365 с.

11. *Общее мерзлотоведение. Под ред. П. И. Мельникова и Н. И. Толстихина.* Новосибирск, «Наука», 1974. 231 с. Авт.: Н. И. Толстихин, С. П. Качурин, З. А. Нерсесова и др.

12. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М., Изд-во МГУ, 1974. 431 с. Авт.: В. А. Кудрявцев, Л. С. Гарагуля, К. А. Кондратьева, В. Г. Меламед.

13. Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во МГУ, 1967. 303 с.

14. Пособие по проектированию оснований и фундаментов зданий и сооружений на вечномерзлых грунтах. М., Стройиздат, 1969. 128 с.

15. Пчелинцев А. М. Строение и физико-механические свойства мерзлых грунтов. М., «Наука», 1964. 260 с.

16. Рекомендации по борьбе с наледями. М., Госстройиздат, 1962. 41 с.

17. Салтыков Н. И. Основания и фундаменты в районах распространения многолетнемерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1959. 205 с.

18. Скуба В. Н. Исследование устойчивости горных выработок в условиях многолетней мерзлоты. Новосибирск, «Наука», 1974. 118 с.

19. Строительные нормы и правила. Ч. 2, разд. Б. гл. 6. Основания и фундаменты зданий и сооружений на вечномерзлых грунтах. Нормы проектирования. М., Стройиздат, 1967. 30 с.

20. *Указания по проектированию оснований и фундаментов на* засоленных и сильнольдистых вечномерзлых грунтах. СН 450—72, М., Стройиздат, 1974. 25 с.

21. Физика, физико-химия и механика мерзлых горных пород. *Докл. и сообщ. II междунар. конференции по мерзлотоведению 1973 г.* Якутск, Якут. кн. изд-во, 1973, вып. 4. 245 с.

22. Цытович Н. А., Ухова Н. В., Ухов С. Б. Прогноз температурной устойчивости плотин из местных материалов на вечномерзлых основаниях. М., Стройиздат, 1972. 139 с.

23. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М., «Высшая школа», 1973. 446 с.

24. Чекотилло А. М. Наледи и борьба с ними. М., Изд-во Гушосдора, 1940. 133 с.

К ГЛАВЕ XII

1. Борисов Б. А., Рейснер Г. И., Шолпо В. Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975. 138 с.

2. Влияние грунтов на интенсивность сейсмических колебаний. Вопросы инженерной сейсмологии. М., «Наука», 1973. 206 с. (Труды ин-та физики Земли им. О. Ю. Шмидта, вып. 15).

3. Геолого-структурные и инженерно-геологические условия района Сарыкамышского землетрясения 5 июня 1970 г. Фрунзе, «Илим», 1973. 100 с.

4. Гидрогеохимические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1973. 95 с. Авт.: Г. А. Мавлянов, Х. К. Касимов, А. Н. Султан-Ходжаев и др.

5. Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. М., Изд-во МГУ, 1973. 591 с.

6. Губин И. Е. Землетрясения Койна, 1970 г. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 6, с. 3—15.

7. Землетрясения в СССР в 1970 г. М., «Наука», 1973. 214 с.

8. Кольдер Н. Укрощение землетрясений. — «За рубежом», 1972, № 21, с. 28—29.

9. Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., «Недра», 1970. 528 с.

10. Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л., «Недра», 1972. 312 с.

11. Ляцкий В. Б. Землетрясения и геотектоника. Л., Изд-во Геогр. о-ва СССР, 1967. 22 с.

12. Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М., Госстройиздат, 1962. 283 с.

13. Николаев Н. И. Водохранилища и землетрясения. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 8, с. 113—116.

14. Николаев Н. И. Первый случай вызванных землетрясений во время строительства гидроэлектростанций в СССР. Амстердам, «Инженерная геология», 1974, № 8, с. 107—108.

15. Николаев Н. И. Тектонические условия, благоприятные для возникновения землетрясений, происходящих в связи с заполнением водохранилищ. Там же, с. 108—114.

16. Проектирование сейсмостойких зданий. М., Стройиздат, 1971. 254 с. Авт.: С. В. Поляков, Ф. В. Бобров, Ю. Д. Быченков и др.

17. Пшенников К. В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М., «Недра», 1965. 87 с.

18. Сейсмические исследования для строительства. Вопросы инженерной сейсмологии. — М., «Наука», 1971. 222 с. (Труды Ин-та физики Земли им. О. Ю. Шмидта, вып. 14).

19. Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968. 476 с.

20. Сейсмическое микрорайонирование. — В кн.: Вопр. инж. сейсмологии. Под ред. С. В. Медведева. М., «Наука», 1965. 200 с. (Труды Ин-та физики Земли им. О. Ю. Шмидта, вып. 10).

21. Сейсмическое микрорайонирование площадей гидротехнических сооружений. Ташкент, «Фан», 1974. 154 с. Авт.: С. М. Касымов, Н. М. Джураев, И. Х. Тимбеков, В. М. Мирзаев.

22. *Сейсмическое микрорайонирование Ташкента. Ташкент*, «Фан», 1969. 104 с. Авт.: В. М. Мирзаев, В. И. Уломов, А. И. Захаров, Р. Н. Ибрагимов.

23. Солоненко В. П. Оползни и обвалы в сейсмических зонах и их прогноз. — «Докл. сов. геологов к XXV сессии Междунар. геол. конгр. *в Австралии*». М., «Наука», 1976, с. 172—181.

24. Строительные нормы и правила. Ч. 2, разд. А. СНиП II-А. 12—69. М., Стройиздат, 1970. 46 с.

25. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, «Фан», 1971. 672 с.

26. Тиздель Р. Р. О сейсмических явлениях, вызванных созданием водохранилищ. — «Гидротехн. стр-во», 1972, № 8, с. 51—53.

27. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М., «Наука», 1974. 54 с.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абразионные процессы 29, 41, 43, 47, 53, 62.
Абразия 27, 41, 47, 54.
Аккумулятивная терраса 31, 79
Активность оползневого процесса 295
Активные способы борьбы с наледями 409
Альбедо Земли 372
Афтершок 421

Базис коррозии 207, 208
— эрозии 76, 99, 207
Балка 92
Балластные корыта 395, 396
— мешки 395, 396
Балльность сейсмичности 429, 430, 431
Бар 31
Бенч 31
Берег 29
— абразионный 29, 30, 42, 51
— аккумулятивный 29, 30, 31, 42
— нейтральный 46
— погружения 46, 87
— поднятия 46, 87
— поперечный 46
— продольный 46
Береговая зона 28, 29
— линия 28
Береговой вал 31, 88
— уступ 29, 51
Бетонные подушки 178, 222, 232
Боковая эрозия 76, 85
Болота верховые 127, 129
— низинные 127, 129
Болотные отложения 126, 129, 130, 131, 137
Болото 126
Ботанический состав торфа 133
Бугры пучения 392, 400
Булгунняхи 392, 400
Буна 68, 69

Вершина оползня 256
Ветровые волны 31
Вечномерзлые породы 364
Взморье 28
Виброуплотнение 237
Вода незамерзающая 377, 378, 379
Водоотводные канавы 106, 123, 145, 178, 323
Волнолом 68, 69
Волноотбойная стенка 68, 69
Волноприбойная ниша 29, 43
Воронки 190, 191
Вывал 340
Выпучивание фундаментов сооружений 388, 393, 399
Высота волны 33
— вскатывания волны 39, 60

Габион 68, 71, 73
Геологическая среда 4, 5, 24
Геологические мерзлотные процессы 392
Геологические процессы 3, 4, 7, 9, 180, 253
— явления 3, 4, 7, 9, 96, 108, 190, 338
Геохимия карстового процесса 194, 201
Гидрография карста 190, 208
Гидродинамическое давление 2[illegible]3, 267, 268

Гидролакколиты 392, 400
Гидростатические силы 233, 267
Гипоцентр 421
Главный уступ оползня 256
Глубинные формы карста 190, 191, 203, 206, 216
Гравелистые подушки 236
Гравитационные явления 8, 16, 340

Деградация мерзлоты 364, 374
Деятельный слой 362
Динамика процесса 246, 277, 303
— селевых процессов 119
Длина волны 33
— разгона волны 32, 34
Длительная прочность 267
Донная эрозия 76
Дренаж 147, 237, 324, 326, 397

Живая сила потока 82, 99, 108

Заболоченные территории 126
Закрытая система 197, 376, 394
Замораживание 237
Заплеск 39
Землетрясения 117, 415, 421
— искусственные 421, 449
— катастрофические 415, 430, 431
— наведенные 445
— разрушительные 415, 430, 431
Земная кора 421
Зольность торфа 129, 130, 133
Зона заплеска 39
— мерзлоты островной 368
— — сплошной 368
— — с таликами 368
— ската волны 39, 57, 58, 60
— ослабления 255, 270, 273, 274
— прибоя 39
— разуплотнения 206
Зоны водохранилища 54
Зыбун 226

Изосейсты 421
Инженерная геодинамика 3, 7, 25
— петрология 3
Инженерно-геологические процессы 14, 15
— — условия 19
Интенсивность землетрясения 429
— закарстованности 191

Кавернозность пород 192
Каверны 192
Каменная наброска 71, 106
Капитальные мероприятия 67, 68
Карровые поля 191
Карры 190, 191
Карст 180, 190
— глубинный 180, 192
— карбонатный 180
— поверхностный 180, 192
— соляной 180
— сульфатный 180
Карстовые желоба 190
— котловины 190, 191
Карстовый ландшафт 190
— процесс 180, 190
— рельеф 180, 191
Кессоны 337
Класс землетрясения 425, 429
Классификации оползней 285, 294, 296
Классификация геологических процессов 8
— повреждений зданий и сооружений 433
Клиф 29, 69
Кольматаж 241
Конвективный теплообмен 390
Кондуктивный теплообмен 390
Консистенция торфа 136
Континентальный склон 29
Концентрация напряжений 271, 272
Коррозионный процесс 180, 190, 191, 193
Коэффициент аккумуляции 61
— макропористости 163
— относительной просадочности 169
— размываемости горных пород 63
— сейсмичности 430, 431
— угрожаемости обвалов 353
— устойчивости оползня 261, 263, 280, 302
— фильтрации 136, 164, 215
Критическая скорость 89, 91
Кротовый дренаж 146, 147

Лесомелиоративные работы 104, 122, 335
Лёсс 148, 149
Лёссовидные породы 148, 149
Лёссовые породы 148, 149
Литосфера 421

Ловчие канавы 147
Лог 92
Льдистость 370, 376, 377, 381

Магистральная канава 144, 145
Магнитуда 423, 426
Макропористость 148, 159, 176
Масштаб явления 121, 198, 246, 254, 287, 295
Материковая отмель 29, 42
Мелиоративные работы 104, 127, 139, 143
Мерзлая зона земной коры 363, 364
Мерзлота несливающаяся 363, 369
— сливающаяся 363, 369
Мерзлотные процессы 363, 392, 412
— явления 363, 375, 392, 412
Мерзлотоведение 364
Мерзлые породы 362
Метод аналогий 21
— вероятностно-статистический 22
— геологический 20
— геологического подобия 21
— моделирования 22
— расчетно-теоретический 22
— экспериментальный 21
Методы прогноза переработки берегов 59
— расчета устойчивости оползней 303, 304, 308
— — — откосов 303
Механизм обвальных процессов 346
— оползневого процесса 254, 277
Многолетнемерзлые породы 362, 363
Многолетняя мерзлота 362, 371
Мол 68, 69
Морозное пучение 363, 376, 388, 392
Морозобойные трещины 363, 376, 402
Морфология берегов 28
— оползневых участков 254

Набухание 392
Нагорные канавы 106, 123, 178, 323
Наледи 406, 407, 408
Наледные явления 363, 406
Напряженное состояние 270
Неразмывающие скорости 44, 45, 86, 90
Норма осушения 145
Нормальный профиль равновесия 41, 43, 53, 76

Обвал 290
Обвальные явления 340
Объем оползня 262
Овраг 92, 96
Овражно-балочные явления 92, 98
Одерновка откосов 68, 71
Оплывины 287
Оползень 245, 254
— асеквентный 260, 286
— глетчерообразный 257
— движущийся 279, 282
— деляпсивный 286
— детрузивный 286
— закончившийся 279
— инсеквентный 260, 262, 286
— консеквентный 260, 261, 286
— остановившийся 279, 282
— открытый 279
— пластический 254, 277
— погребенный 279
— приостановившийся 279, 282
— скольжения 277
— стабилизировавшийся 297
— структурно-пластический 277
— структурный 254, 277, 286
— течения 277
Оползневые накопления 245, 254
— трещины 256, 247
— уступы 256, 257
— ярусы 246
Оползневый процесс 245, 253, 272, 283
— район 246
— участок 246, 254
— цирк 257
Оползни второго порядка 286
— выдавливания 287
— глубинные 256
— древние 278
— консистентные 286
— массивные 256
— первого порядка 286
— поверхностные 256
— прогрессивные 286
— регрессивные 286
— сложного строения 256
— современные 278
— суффозионные 287
— фронтальные 257
— циркообразные 257
Оползни-блоки 261, 277, 287
Оползни-обвалы 296
Оползни-потоки 257, 287
Оползневая ступень 257
Опускные колодцы 239
Основание естественное 221, 236
— искусственное 221, 236
Остаточные явления при землетрясениях 430, 434

Расчетные данные 22, 58, 303
Регулирование поверхностного стока 122, 125, 143
Режим многолетней мерзлоты 412
Релаксация 166, 267, 387
Рельеф поверхности оползня 257
Рекультивация 10
Реологические свойства 136, 267, 384
Рефракция волн 33, 47
Рисберма 71
Русловые процессы 87
Ряж 68, 71

Сапропель 130, 131
Свайные фундаменты 141, 178, 237, 414
Сезонномерзлые породы 362
Сейсмическая жесткость 426, 438
Сейсмические волны 424
— — поперечные 424
— — продольные 424
— явления 415
Сейсмическое микрорайонирование 450
— районирование 417, 418, 450
— ускорение 429
Сейсмичность 415
Сейсмический район 421
Селевые явления 108
Сели водокаменные 108, 109
— грязевые 108, 109
— грязекаменные 108, 109
Сель 108, 113
Сила землетрясения 425, 430
Силикатизация 237
Силы смерзания 388, 389, 399
Сипаи 91
Скорость распространения волн 33
Слепые балки 190, 191
Солифлюкция 250, 267, 274, 392
Специальные способы проходки подземных выработок 237
Сплыв 256, 267, 274, 287
Сработка водохранилища 28, 54, 66
Среднее количество провалов 216, 217
Средняя повторяемость провалов 217
— порожаемость территории 217
Стадии оползневого процесса 279
— развития оврагов 96, 97
Степень закарстованности 201, 210
— разложенности торфа 133
Строение болот 132, 139
— мерзлой зоны 369
— оползня 255, 260
Струенаправляющие сооружения 91
Структура оползня 245, 255, 260
Суффозия 223, 240
Схематизация геологических условий 23

Талик 363, 368, 370, 409
Тело оползня 254
Температуропроводность 390, 391
Тепловой баланс Земли 371
Тепловые свойства 373, 389
Теплоемкость 390, 392
Теплообмен 372, 373, 384
Теплопроводность 390
Термокарст 364, 392, 403
Тетраподы 68, 71, 73
Тиксотропные превращения 226
Типизация геологических условий 23
Торф 132
Торфяники 126
Траверсы 68, 69
Трансформация волны 37

Углекислота агрессивная 196
— равновесная 196
Угол естественного откоса 58, 264
Удельное водопоглощение 214, 215
Управление геологическими процессами 4, 8, 25, 121
Условия образования обвалов 342, 346
— развития суффозии 241
—, способствующие геологическим процессам 4, 21, 202
— -- образованию оползней 273, 276
— — развитию карста 202
— — — *селей 113, 118, 119*
— строительства на плывунах 235
Устойчивость оползня 245, 295
— откоса 304, 311, 313, 317, 320
— склона 304, 311, 313, 317, 320

Фазы оползневого процесса 279
Фильтрационные деформации 55, 240, 263, 267
— явления 240
Формирование селей 113

Шельф 29
Ширина переработки берега 57

Осушение 143, 237, 397
Осушитель 144, 145
Осыпь 287, 340
Открытая система 196, 376, 392, 394
Отмелый подводный склон 29
Относительное сжатие при оттаивании 388
Отраженные волны 424
Оценка угрожаемости обвалов 352
— — подмыва 50, 90
— устойчивости оползней 295
Очаг землетрясения 421
Очаги рыхлого материала для селей 116, 117

Паводок 79, 81, 108
Пассивные способы борьбы с наледями 409
Перелетки 362
Переработка берегов 27, 51, 54
Перераспределение масс горных пород 328
Период волны 33
Пещеры 190, 192
Плейстосейстовая область 421
Плывун 223
Плывунность плывунов 232
Плывуны истинные 224, 227, 232
Пляж 29, 31, 67
Побережье 28, 29
Поверхностные волны 424
— формы карста 190, 191, 203, 216
Поверхность ослабления 255, 261, 270, 273, 274
— скольжения 246, 248, 255, 261, 275
Подводная абразионная отмель-терраса 31, 42, 56
— аккумулятивная отмель-терраса 31, 42, 56
Подводный береговой склон 29
Поддувание 393
Подмыв и разрушение берегов 8, 27, 75, 90
Подошва оползня 256
Подпорная стенка 71
Пойма 79
Показатель активности карстового процесса 201, 211
— закарстованности 211
— овражности 94
— плотности распространения карстовых форм 204, 205, 211
— просадочности 170
Ползучесть 267
Полигональные образования 392, 402
Половодье 79, 81
Полья 191
Поноры 190, 191, 192
Поперечные волны 424
Поровое давление 375
Предельное напряжение сдвига 277
— равновесие 248
Преломленные волны 424
Приглубый подводный склон 29
Природа плывунности 232, 234
Причины возникновения обвалов 342
— — оползней 246, 262, 263
— геологических процессов 4, 21
— землетрясений 420
— развития карста 193
— селевых процессов 108, 113, 114
Пробки плывунов 226
Прогноз геологических процессов 3, 4, 9, 20, 25, 51, 90
— инженерно-геологических условий 19, 25
— обвальных явлений 352
— оползневых явлений 246, 310
— переработки берегов 27, 51, 57, 58, 65
— просадочности лёссовых пород 166
— развития суффозии 243
Продольные волны 424
Прорыв плывунов 224, 234
Просадка 148, 150, 166
Протаивание мерзлоты 404, 405
Противообвальные мероприятия 357
Противооползневые мероприятия 246, 321
Противоэрозионные мероприятия 90, 91, 104
Профилактические мероприятия 67, 122, 337, 357, 397
Профилирование полотна дороги 395, 397
Профиль равновесия 43, 53
Проходческий щит 240
Процент аккумуляции 42
Прямые волны 424
Пучение пород 392
Пучинистые породы 376, 392
Пучины 393
— верховые 394
— коренные 394

Разжижение плывунов 226, 232
Размывающая скорость 44, 89, 90
Разуплотнение пород 206
Растворимые породы 180, 185, 194
Расчет устойчивости оползня 302
— — склонов и откосов 312, 313, 317, 320
Расчетная схема 22, 24, 58, 262, 303

Шкала сейсмической интенсивности 430, 431
Шлаковая подушка 398
Шпунтовое ограждение 71, 237

Эволюция ветровых волн 31
Эвстатические колебания 28, 46
Экзогенные процессы 8, 15
Электроосмотическое осушение 237
Эндогенные процессы 8, 15
Энергия волны 62
— землетрясения 425
— потенциальная 445
— рельефа 15, 117, 206
Эпейрогенические движения 28, 46
Эпицентр 421
Эрозионная терраса 79
Эрозионные процессы 75, 76, 82, 92, 98, 99
Эрозия 75, 76, 82, 92
Этап подготовки оползня 281
— стабилизации оползня 281
Этапы образования оползня 281
— оползневого процесса 279
Эффективное напряжение 268, 332

Явления мерзлотного комплекса 375

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I. Инженерная геодинамика — раздел инженерной геологии, ее содержание, задачи и методы 7

Геологические процессы и явления и их влияние на оценку инженерно-геологических условий местности (7). Классификация геологических процессов и явлений (9). Геологическая роль инженерной деятельности человека и охрана природы (9). Общие закономерности развития и распространения геологических процессов и явлений (15). Понятия об инженерно-геологических условиях строительства различных сооружений и хозяйственного использования территорий (19). Прогнозирование изменений инженерно-геологических условий и применяемые для этого методы (20). Схематизация и типизация геологических условий участков проявления геологических процессов (23). Проблемы инженерной геологии в связи с рациональным использованием геологической среды (24).

Глава II. Подмыв и разрушение берегов морей, озер и водохранилищ 27

Общие положения (27). Морфология берегов (28). Ветровые волны (31). Подмыв и разрушение берегов (41). Оценка угрожаемости подмыва и разрушения берегов морей и озер (50). Прогноз переработки берегов водохранилищ (51). Методы прогноза переработки берегов водохранилищ (59). Метод Г. С. Золотарева (60). Метод Е. Г. Качугина (61). Прогноз переработки берегов горных водохранилищ (65). Мероприятия и сооружения для защиты берегов водоемов от подмыва и разрушения (67). Заключение (74).

Глава III. Эрозионные явления 75

Подмыв и разрушение берегов рек (75). Строение речных долин (75). Факторы, определяющие эрозионную деятельность рек (81). Русловые процессы (87). Прогноз подмыва и разрушения берегов рек и их инженерная защита (90). Размыв и разрушение склонов. Овражно-балочные явления (92). Морфология оврагов и стадии их формирования (96). Естественноисторические факторы развития овражно-балочных явлений (98). Хозяйственная деятельность человека и развитие овражно-балочных явлений (103). Противоэрозионные мероприятия (104).

Глава IV. Селевые явления 108

Общие понятия (108). Распространение селевых явлений и их роль в оценке хозяйственного использования территорий и строительстве сооружений (109). Формирование селей (113). Динамика селевых процессов (119). Защита от селевых явлений (121).

Глава V. Болота, заболоченные территории и их освоение . . . 126

Определение понятий (126). Распространение болот и заболоченных территорий (127). Образование болот и заболоченных территорий (128). Состав и свойства болотных отложений (131). *Строение болот (139). Строительство сооружений* на болотах и заболоченных территориях и хозяйственное использование этих территорий (140).

Глава VI. Просадочные явления в лёссовых породах 148

Лёссовые породы — особый петрографический тип континентальных отложений (148). Распространение, условия залегания и строение лёссовых пород (151). Петрографические особенности лёссовых пород (156). Физико-механические свойства лёссовых пород (161). Оценка и прогноз просадочности лёссовых пород (166). Формирование свойств лёссовых пород (172). Проектирование и строительство сооружений на лёссовых породах (177).

Глава VII. *Карст* 180

Определение понятий (180). Роль карста при инженерно-*геологической оценке территорий и устойчивости сооружений* (181). Распространение карста (185). Поверхностные и глубинные формы карста (190). Причины развития карста (193). Геохимия карстового процесса (194). Условия, способствующие развитию карста (202). Некоторые закономерности распространения карста (207). Оценка степени закарстованности горных пород (210). Проектирование и строительство *сооружений в карстовых районах (215).*

Глава VIII. Плывуны и суффозионные явления 223

Определение понятий (223). Распространение плывунов (224). Характерные признаки плывунов (225). Состав и физико-механические свойства плывунов (227). Природа плывунности плывунов (232). Условия строительства сооружения *на участках распространения плывунов (235). Суффозионные* явления (240).

Глава IX. Оползни 245

Общие понятия (245). Роль оползневых явлений в общей устойчивости местности и инженерных сооружений (246). Распространение (253). Морфологические особенности оползневых участков (254). Строение (структура) оползней (260). Причины возникновения оползней (262). Условия, способствующие образованию оползней (273). Механизм оползневого процесса (277). Динамика оползневого процесса (278). Классификация оползней (285). Инженерно-геологическая оценка устойчивости оползней (295). Методы расчета устойчивости оползней (303). Метод расчета устойчивости оползней, *имеющих наклонную поверхность скольжения (305). Метод* расчета устойчивости оползней, имеющих вогнутую условно

круглоцилиндрическую поверхность скольжения (308). Прогноз оползневых явлений (310). Метод расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных неоднородными горными породами (313). Метод расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных однородными горными породами (313). Метод расчета устойчивости склонов и откосов ВНИМИ (317). Метод Н. Н. Маслова оценки устойчивости склонов и откосов (320). Противооползневые мероприятия (321). Регулирование поверхностного стока (323). Дренаж обводненных горных пород (324). Перераспределение масс горных пород (328). Защита от подмыва и размыва берегов (331). Закрепление масс горных пород подпорными и анкерными сооружениями (331). Искусственное улучшение свойств горных пород (335). Лесомелиорация (335). Профилактические мероприятия (337). Заключение (338).

Глава X. Обвальные явления 340

Определение понятий (340). Распространение обвальных явлений (341). Условия образования обвальных явлений (342). Механизм обвальных процессов (346). Оценка и прогноз угрожаемости обвальных явлений (352). Противообвальные мероприятия (357).

Глава XI. Многолетняя мерзлота 362

Определение понятий (362). Распространение многолетней мерзлоты (365). Строение мерзлой зоны земной коры (369). Тепловой баланс Земли и условия формирования многолетней мерзлоты (371). Промерзание горных пород и формирование при этом их свойств (374). Состав и строение мерзлых горных пород (377). Физико-механические свойства мерзлых пород (381). Тепловые свойства мерзлых горных пород (389). Геологические мерзлотные процессы и явления (392). Морозное пучение (392). Выпучивание фундаментов сооружений (399). Образование бугров пучения (400). Полигональные образования (402). Термокарстовые явления (403). Наледные явления (406). Проектирование и строительство сооружений в районах распространения многолетней мерзлоты (411).

Глава XII. Сейсмические явления 415

Общие сведения (415). Сейсмические районы на территории СССР (417). Причины землетрясений и формирование сейсмических районов (420). Сейсмические волны (424). Оценка силы землетрясений (425). Влияние инженерно-геологических условий района на интенсивность землетрясений на поверхности Земли (436). Изменение сейсмической активности территорий в связи с искусственным обводнением горных пород в верхних горизонтах земной коры (443). Сейсмическое микрорайонирование (450). Строительство в сейсмических районах (455).

Список литературы 458

Предметный указатель 471

ИБ № 175

ВАЛЕРИЙ ДАВИДОВИЧ ЛОМТАДЗЕ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Редактор издательства Т. М. Пономарева
Переплет художника Ю. И. Прошлецова
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректор М. И. Витис

Сдано в набор 21/IX 1976 г. Подписано в печать 31/I 1977 г.
М-24779. Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Печ. л. 30. Уч.-изд. л. 32,07.
Тираж 34 000 экз. Заказ № 1256/206. Цена 1 р. 48 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский проспект, 91.

3350