

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Забайкальский государственный университет»
(ФГБОУ ВПО «ЗабГУ»)

А.Г. Верхотуров

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Учебное пособие для студентов направления 21.05.02. –
«Прикладная геология», специальности «Поиски и разведка
подземных вод и инженерно-геологические изыскания»

ЧАСТЬ 2

Чита 2013

УДК 624.131.1 (075)

ББК 26.3 я 7

В 365

Рецензенты:

1) *В.М. Лизункин*, д.т.н., проф., зав. кафедрой подземной разработки полезных ископаемых ЗабГУ;

2) *Б.Н. Абрамов*, д.г.-м.н., ведущий научный сотрудник Института природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН.

В 365 Верхотуров А.Г. Инженерная геодинамика: учеб. пособие Ч. 2. / А.Г. Верхотуров. – Чита: ЗабГУ, 2013. – 223 с.

В учебном пособии рассматриваются теоретические основы инженерной геодинамики и практика решения инженерно-геологических задач. В пособии дается характеристика основных типов экзогенных геологических процессов и их техногенных аналогов, рассматриваются: механизмы их функционирования; причины и факторы, вызывающие их развитие; закономерности распространения; методы прогноза мероприятия по борьбе с ними.

Предназначено для студентов, аспирантов и инженерных работников, выполняющих исследования и принимающих решения по проблемам инженерной геологии в строительстве, горном деле и экологии.

УДК 624.131.1 (075)

ББК 26.3 я 7

В 365

Утверждено и рекомендовано к изданию решением редакционно-издательского совета ЗабГУ.

Ответственный за выпуск С.В. Смолич, канд. техн. наук, доцент, зам. декана горного факультета ЗабГУ.

ISBN

Забайкальский государственный университет, 2013

© Верхотуров А.Г., 2013

Предисловие

Учебный курс «Инженерная геодинамика» является одним из основных при подготовке студентов по специальности «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания», направления 21.05.02. – «Прикладная геология»,

Первая часть учебного пособия «Инженерная геодинамика» была опубликована в 2007 г. и переиздана в 2012 г. Предлагаемая вторая часть учебного пособия является логическим продолжением этой работы. Здесь дается характеристика природных экзогенных геологических процессов и их инженерно-геологических аналогов, которые не рассматривались в первой части. Следует отметить, что все рассматриваемые процессы тесно связаны с колебаниями климата, глобальное потепление которого в начале XXI в. отмечается многими исследователями. Деятельность человека и климатические изменения приводят к тому, что изменяется интенсивность протекания процессов, как в сторону увеличения, так и в сторону понижения. Ритмичность колебаний климата, как показывает анализ опубликованных работ, приводит к возврату ранее существовавших условий и процессов. Это необходимо учитывать при проведении изысканий и подготовке инженерно-геологических заключений.

Интенсивное освоение территории Сибири и Забайкалья приводит к активизации экзогенных геологических процессов и явлений и росту общего ущерба от опасных процессов и явлений.

Автор выражает глубокую благодарность рецензентам учебного пособия д-ру техн., наук, профессору Лизункину В.М. и д-ру геол.-минерал. наук З.Н. Киселевой, замечания и пожелания которых были учтены при завершении учебного пособия.

Введение

Курс "Инженерная геодинамика" посвящен **геологическим и инженерно-геологическим процессам**, изучение которых при инженерно-геологических изысканиях предусматривает согласно СНиП 11-02-96 следующую последовательность работ:

1) установление их наличия или отсутствия на территории; закономерностей распространения и контуров проявления, зон и глубины их развития;

2) типизацию и выявление приуроченности процессов к определенным геоморфологическим элементам, типам грунтов, гидрогеологическим условиям, видам и зонам техногенного воздействия;

3) выяснение особенностей развития каждого из процессов, причин, факторов и условий их обуславливающих; состояния и эффективности существующих сооружений инженерной защиты;

4) прогноз развития процессов во времени и в пространстве в сфере взаимодействия проектируемого объекта с геологической средой; оценка опасности и риска от их возникновения;

5) рекомендации по использованию территории, организации мероприятий и созданию сооружений инженерной защиты, в том числе и по реконструкции существующих.

Решение этих задач для каждой конкретной территории требует от инженера-геолога знаний не только учебной литературы, но и большого объема информации – как научной, так и нормативной, полученной в последние десятилетия и поэтому не нашедшей отражения в учебниках. С целью восполнить этот пробел, и было разработано настоящее учебное пособие.

ГЛАВА 1. АБРАЗИЯ И ПЕРЕРАБОТКА БЕРЕГОВ ВОДОХРАНИЛИЩ

В прибрежной зоне естественных водоемов (морей, озер) происходит разрушение горных пород, слагающих берега в результате процесса *абразии* (лат. *abrasio* – соскабливание), связанного главным образом с волноприбоем. Аналогичный процесс, развивающийся на берегах водохранилищ называется – *переработкой берегов*.

К основным факторам формирования берегов морей и других водоемов по Г.С. Золотареву (1983) относятся:

Гидрологические:

- уровенный режим водоема, зависящий от эвстатических колебаний (многолетних, вековых колебаний уровня мирового океана в результате таяния или формирования материковых ледников), отливов и приливов, сгонно-нагонных изменений уровня, сработки и подъема уровней в водохранилищах и озерах;
- волновой режим, определяемый: высотой, длиной, повторяемостью, энергией волн ветровых и сейсмических, особенностями гидромеханического их воздействия на отмель и береговой уступ (клиф);
- течения вдольбереговые, придонные и другие с разными скоростями и энергией;
- наносы и закономерности их формирования, перемещения и аккумуляции, характеристика баланса;
- воздействие льда на берег и сооружения на нем расположенные.

Геологические:

- геологическое строение берега, включающее: комплексы пород, их фаціальную изменчивость, залегание и трещиноватость;
- неотектонические движения;
- физико-механические свойства пород, в первую очередь сопро-

тивляемость волновому размыву и их изменение в результате выветривания, разуплотнения и выщелачивания;

– непрерывно изменяющийся рельеф подводной и надводной частей берега.

Техногенные:

– возведение на надводной и подводных частях берега различных инженерных сооружений, в том числе защитных, существенно изменяющих воздействие водоема, перемещение наносов и отсыпки обломочных масс для их пополнения;

– разрушающее воздействие химических и биогенных факторов на породы отмели и берегового уступа;

– растительность на надводной части берега и на отмели, ослабляющая эрозионное и волновое воздействие волн.

1. 1. Основные понятия и гидрологические факторы

Береговой линией называется линия, вдоль которой соприкасаются водоём и суша. Она находится в литоральной зоне. Её положение не постоянно во времени и зависит от характера современных и новейших движений земной коры, приливов и отливов и др. Во внутренних водоёмах изменение положения береговой линии может быть обусловлено климатогидрологическими факторами, а в водохранилищах – сработкой уровней воды.

В океанических бассейнах, наряду с литоральной зоной (рис. 1), выделяют следующие элементы рельефа морского дна: шельф, континентальный склон и океаническую платформу. Интенсивность абразионных процессов в первую очередь зависит от строения литоральной зоны.

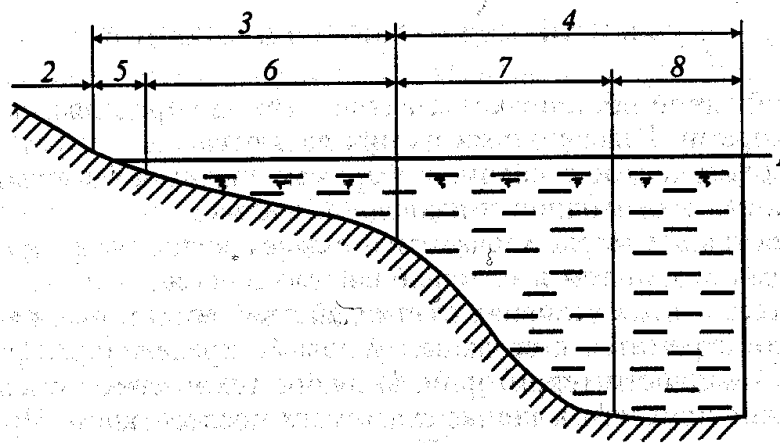


Рис. 1. Главные элементы рельефа океанических бассейнов

1 – уровень моря, 2 – суши, 3 – мелководная зона, 4 – глубоководная зона, 5 - литоральная зона, 6 – шельф, 7 – континентальный склон, 8- океаническая платформа

В зоне взаимодействия океанов, морей и озер с суши выделяются следующие элементы [9]:

- 1) подводный склон с разнообразной морфологией, измененный процессами абразии и аккумуляции;
- 2) береговая отмель – абразионная, абразионно-аккумулятивная;
- 3) абразионный уступ (клиф) разной высоты и крутизны.

В зависимости от действующих природных факторов берега (рис. 2) могут быть абразионными – а, сложенными прочными породами или аккумулятивными – б. На высоких крутых, приглубых берегах, при подходе к которым потери энергии волн незначительны, формируются волноприбойные ниши. Последующее обрушение нависающего над нишей карниза приводит к формированию берегового уступа – клифа. Одновременно в результате абразии формируется пологой наклонной к морю абразионной террасы – бенча. По границе берегового уступа и бенча формируется пляж, сложенный обломочным материалом (валуны, галька, гравий, песок). Часть обломочного мате-

риала с пляжей в штормы перемещается на подводную аккумулятивную террасу или уносится вдольбереговыми течениями.

На отмелях равнинных берегах, пляжи которых сложены рыхлым мелкообломочным материалом, в зоне наката формируются береговые валы, а на подводной части отмели бары – подводные валы, выступающие над уровнем моря, за ними могут образовываться лагуны.

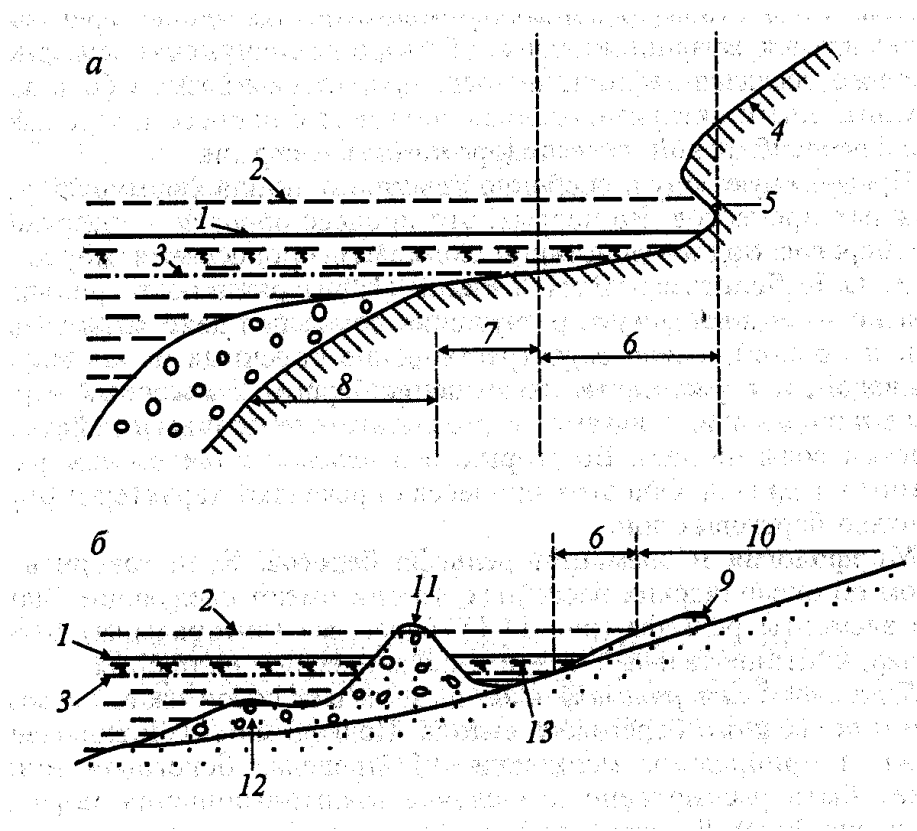


Рис.2. Морфологические особенности литоральной зоны на высоких крутых (а) и отлогих (б) берегах

1 – средний уровень моря, 2 – уровень прилива, 3 – уровень отлива, 4 – береговой уступ, 5 – волноприбойная ниша, 6 - приливно-отливная полоса, 7 – абразионная терраса, 8 - аккумулятивная терраса, 9 – береговой вал, 10 – подводная приморская равнина, 11 – бар, 12 – подводный вал, 13 – лагуна.

Ведущим фактором из тех, что участвуют в формировании берегов, является ветровое волнение. Основными характеристиками волн (рис.3) являются: 1) L -длина волны, расстояние от гребня одной волны до гребня следующей; 2) h - высота волны, превышение гребня

волны над ложбиной; 3) T - период волны, время, за которое волна переместится на расстояние, равное своей длине, сек; 4) \mathcal{G} - скорость распространения, путь который волна совершает в единицу времени, $\mathcal{G}=L/T$, м/сек.; 5) энергия волны E - работа, производимая волнами.

Работа, производимая волнами (энергия волн) определяется из уравнения 1:

$$E = \frac{1}{8} \rho \cdot g \cdot h^2 \cdot L, \quad (1)$$

где ρ - плотность воды.

По подсчетам В.П. Зенковича суммарная энергия морской волны высотой 6 м составляет 360 тыс. кгс.м, а мощность 240 л.с./м фронта волны.

При анализе абразирующего воздействия волн на породы отмели и надводных уступов следует учитывать силу их удара, оцениваемую как:

$$P = 3 \cdot h \cdot \left(1 + \frac{h}{L}\right), \quad \text{т} / \text{м}^2 \quad (2)$$

по которой при $h=6$ м и $L=50$ м, $P=19,1$ т/м².

Вдольбереговые скорости течений могут достигать значительных величин – до 1,2-1,6 м/с и ориентировочно рассчитываются по формуле 3:

$$\mathcal{G} = K \cdot \left(\frac{m \cdot h^2 \cdot \sin 2\alpha}{T} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

где m - средний уклон дна; h - высота волн при разбивании; T - период; α - угол между фронтом волн и линией берега; K - коэффициент, определяемый по формуле 4:

$$K = \sqrt[3]{\frac{0,871 \cdot g \cdot s}{n}}, \quad (4)$$

где s - часть энергии, возбуждающей течение; n - коэффициент трения.

Таким образом, суммарная энергия волны определяется ее размерами, которые в свою очередь зависят от размера водной поверхности водоема (длина разгона волны D , км), а также от его глубины в прибрежной зоне (H , м), скорости ветра (ω , м/с) и его продолжительности (t , час).

Так, например, Берген [9] предлагает определять высоту и длину волны по следующим формулам 5, 6:

$$h = \frac{1}{\left(1 + \frac{6,7}{D}\right) \cdot \left(1 + \frac{1,86}{t}\right)} \cdot \frac{3 \cdot \omega}{\omega}; \quad (5)$$

$$L = \frac{12,34\omega}{\left(1 + \frac{47,9\omega}{D}\right) \cdot \left(1 + \frac{13,31}{t}\right)} \quad (6)$$

По Стивенсону, высота волны в зависимости от длины разгона равна (7)

$$h = 0,37 \cdot \sqrt{D} \quad (7)$$

В прибойной зоне опрокинутые (разрушенные) волны (рис.3) в виде прибойного буруна накатываются на берег пенистыми языками, образуя заплеск.

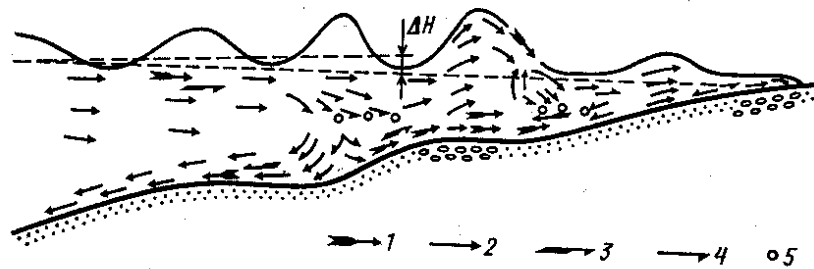


Рис.3. Схема движения водных масс волны на отмелом берегу и профиль равновесия отмели (по В.В. Логинову, 1954).

1 - средние максимальные скорости; 2 – то же, предполагаемые;
3 – продольные переносы воды; 4 – то же, предполагаемые;
5 – вдольбереговые потоки; ΔH – величина подъема уровня (нагона).

При этом поступательная скорость и высота вскатывания волны зависит от скорости ее распространения, высоты, уклона берегового откоса и его шероховатости. По Н.Н. Джунковскому, высота (м) вскатывания волны $h_с$ над уровнем спокойной воды составляет (8):

$$h_с = 3,2 \cdot k \cdot h \cdot \operatorname{tg} \alpha \quad (8)$$

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 - 0,665);

h - высота волны, м;

α - угол наклона откоса.

1.2. Геологические и техногенные факторы

Сопrotивляемость пород абразионному и эрозионному размыву определяется их литологическими типами, степенью литификации, сложением, трещиноватостью, выветрелостью, размокаемостью и обводненностью, а также характером воздействия водных масс, зна-

чения коэффициентов размываемости рыхлых грунтов представлены в табл. 1[17].

Таблица 1
Коэффициенты размываемости (по Е.Г. Качугину, 1950)

Класс	Характеристика породы	$K_p, \text{ м}^3/(\text{тс}\cdot\text{м})$
I	Очень легкоразмываемые: пески мелкозернистые, супеси легкие, лёссовые породы	0,0065-0,003
II	Легкоразмываемые: пески среднезернистые и супеси рыхлые, со щебнем	0,003-0,001
III	Средней размываемости: суглинки тяжелые, суглинки с валунами, глины и пески с гравием и галькой	0,001-0,0005
IV	Трудноразмываемые: песчаники глинистые, галечники с песком и валунами, глины с прослоями опок	<0,0005

Оценка опасности абразии может быть сделана по СНиП 22-01-95 (табл. 2).

Таблица 2
Оценка опасности абразии (по СНиП 22-01-95)

Показатели, используемые при оценке степени опасности природного процесса (ОПП)	Категории опасности процессов			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Средняя скорость отступления береговой линии, м/год:				
пределы измерения	-	1 - 15	0,4- 3,8	0,05-1,8
средние значения	-	Более 2	2 - 0,5	Менее 0,5

1.3. Методы защиты берегов от абразии

Для относительно приглублых и отмелых неоползневых берегов, сложенных размываемыми породами, с достаточно интенсивной абразией дна и уступа над пляжем эффективными мероприятиями являются: 1) создание защитного слоя наносов путем возведения бун и волноломов (рис. 4, 5), обычно в сочетании с отсыпкой щебнистых или галечниковых масс; 2) возведение волноотбойных стен, достаточно заглубленных и с профилем, наилучшим образом отражающих удары волн для защиты наводного уступа.

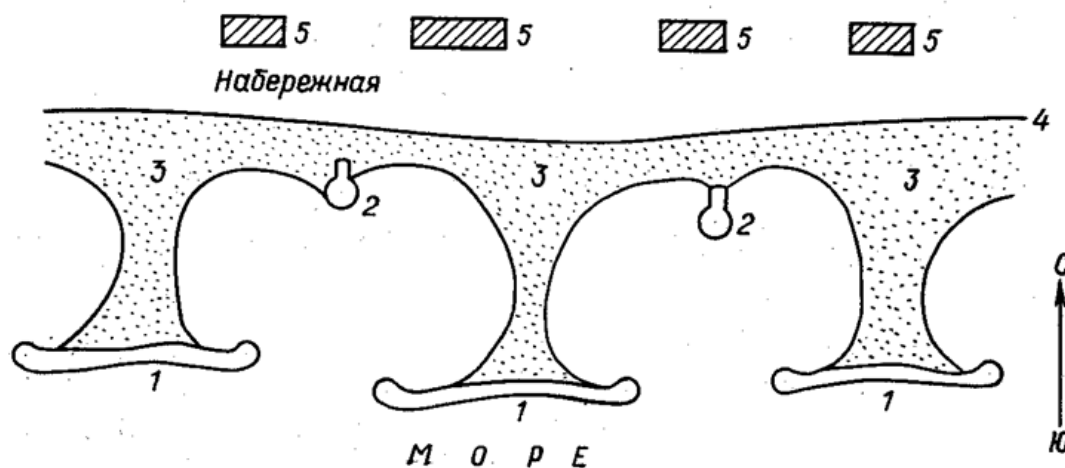


Рис. 4. Схема укрепления отмелых морских берегов в Испании у г. Марабелла, в Румынии и на других побережьях [1]

Т-образные бунны волноломы из крупной глыбовой наброски; 2 - короткие круглые бунны; 3 – песок отсыпанный в объем 120-150 тыс. м³ на 1 км берега (потери за три года около 50 %); 4 – низкая защитная стена, оформляющая набережную; 5 – здания на набережной

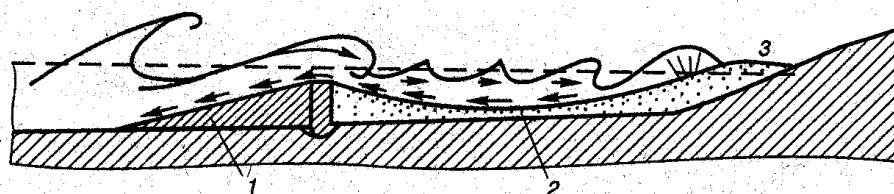


Рис. 5. Схема работы волнолома (по Ананьеву, Потапову, 2000)

Предохранение от абразии высоких склонов со старыми и действующими оползнями, обвалами и осыпями – задача более трудная и предполагает: 1) собственно защиту берега от воздействия волн и течений; 2) укрепление оползневого и обвального склона путем проведения соответствующих инженерных мероприятий и др.

Очевидно, что, способы защиты берегов направлены либо непосредственно на укрепление береговых склонов, либо на гашение энергии волнения.

1.4. Методы прогноза переработки берегов водохранилищ

1.4.1. Метод прогноза переработки берегов Г.С. Золотарева

*Метод Г.С. Золотарева [31] является одним из наиболее распространенных. Он основан на учете геологических, геоморфологических и гидрологических данных и применим для равнинных и горных водохранилищ, расположенных в разных природных условиях. 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 инженерно-геологические разрезы (рис. 6).

Построение профиля прогноза на этих разрезах начинается с определения глубины расположения бровки уступа береговой отмели – точки А. 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.

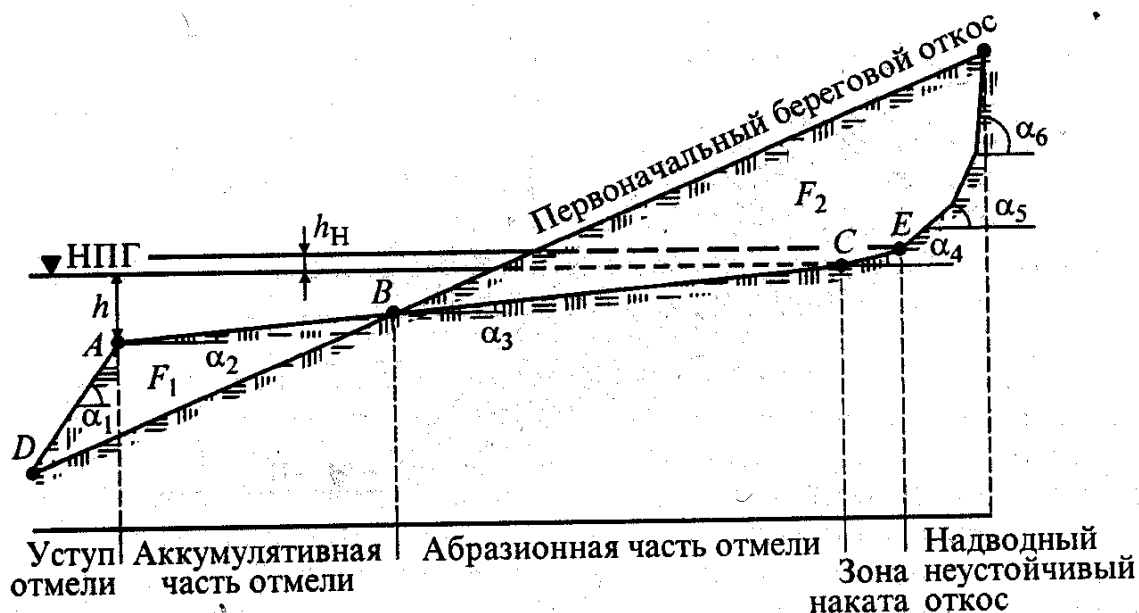


Рис.6. Расчетная схема для прогноза переработки берегов водохранилищ по методу Г.С. Золотарева

Метод 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 следует принимать: а) для легкоразмываемых пород равной 2,5-3,0 высотам волны 5 %-ной обеспеченности; б) для трудноразмываемых пород – глин, мергелей и аналогичных пород – 2,0-2,5 высотам волны 1-2 %-ной обеспеченности. Для водохранилищ с малой сработкой уровней глубину расположения точки A для 10-летнего срока откладывают от линии НПГ, а для конечного срока – от горизонта сработкой 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 НПГ) под углом α_3 намечают поверхность абразионной части отмели. Угол α_3 определяют в зависимости от степени размываемости пород, срока прогноза и высоты волны.

Выше точки C устанавливают зону наката волны. Высоту зоны наката вычисляют по формуле (8) Н.Н. Джунковского. Высота зоны наката равна примерно 0,3-0,4 высоты волны. Угол α_4 , т.е. угол наклона берега в зоне наката определяют по данным лабораторных исследований или по таблице. Г.С. Золотарев рекомендовал для 10-летнего срока ширину и высоту зоны наката волны принимать в 2 раза меньше, чем для конечного срока, т.е. рассчитанной по формуле Н.Н. Джунковского.

Над зоной наката выше точки E намечается надводный откос, контур которого устанавливают по углу естественного откоса пород α_5 (α_6) и форме, какую породы приобретают в естественных обнажениях.

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 соотношение $F_1:F_2$ соответствует принятому проценту аккумуляции (табл. 3), то построение и прогноз считается правильным. Если это соотношение не соответствует принятому проценту аккумуляции, производят повторное построение, перемещая точку A ближе или дальше от берега, добиваясь нужного соотношения площадей аккумуля-

ляции и размыва. В этом заключается обоснование расположения точки *A* на профиле прогноза.

Таблица 3

Углы естественного откоса, принимаемые при построении профиля прогноза переработки берегов водохранилищ
(по Г.С. Золотареву и Д.Н. Раица)

Породы	Угол откоса отмели, α_1 , град	Угол наклона отмели α_2 и α_3 для стадий, град		Угол наклона зоны наката α_4 для стадий, град		Аккумуляция, объем, %
		10-лет	конечной	10 лет	конечной	
Пески тонко- и мелко-зернистые, разно- и среднезернистые	<10-12	1 ⁰ 30'	1 ⁰	5 ⁰	3 ⁰	5-10
		3 ⁰	2 ⁰	6 ⁰	4 ⁰	10-15
Пески крупные, Галечник и щебень с песчаным заполнителем, Галечник и щебень с глинистым заполнителем	<18-20	5 ⁰	3 ⁰	10 ⁰	6 ⁰	15-20
		10-12 ⁰	8-10 ⁰	18-20 ⁰	15-18 ⁰	20-35
		8-10 ⁰	6-8 ⁰	15-18 ⁰	14-16 ⁰	20-25
Супеси, Суглинки, Глины, Лессы	<8-10	1 ⁰ 30'	1 ⁰	4	3	3-5
		1 ⁰ 30'	1 ⁰	4	2-3	<3
		2 ⁰	1 ⁰ 30'	6	8	0
		1 ⁰ 30'	1 ⁰	4	2	<3

1.4.2. Метод прогноза переработки берегов Е.Г. Качугина

Метод основан на следующем положении – интенсивность подмыва и разрушения берегов водохранилищ пропорциональна энергии волнения в данном месте. Подмыв берегов во времени постепенно затухает и характеризуется кривой параболического типа.

Исходя из этих соображений, Е.Г. Качугин [17] разработал метод прогноза переработки берегов водохранилищ с учетом энергии волнения и размываемости пород, т.е. двух главных характеристик, определяющих развитие процесса абразии. Основой этого метода является эмпирическая формула 9:

$$Q = EK_p K_\sigma t^b, \quad (9)$$

где Q – количество размывтой породы берега за время t лет, м³/м;

E – средняя энергия волнения в данном пункте, тс·м;

K_p – коэффициент размываемости пород;

K_σ – коэффициент, учитывающий высоту берега;

t – время размыва, годы;

b – показатель степени меньше единицы, зависящий от скорости затухания размыва.

Определение прогноза переработки берега водохранилища проводится по следующей схеме:

1. Определение энергии волнения E в тонна-сила-метрах (тс·м) выполняется для каждого участка береговой зоны. Поэтому предварительно определяют высоту ветровых волн (обеспеченностью 0,1 %) по методу А.П. Браславского, а затем величину энергии волнения с учетом данных о продолжительности действия ветра по специальному графику.

2. 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 наполнения водохранилища, когда еще нет сформировавшейся отмели, т.е.

$$K_p = \frac{Q_1}{E_1}. \quad (10)$$

Этот коэффициент рекомендуется определять по табл.1.

3. При разрушении берегов обычно образуется отмель, на которой волны теряют часть энергии. Поэтому коэффициент, учитывающий высоту берега K_6 , косвенно отражает величину потери энергии волн на отмели. Этот коэффициент численно равен произведению средней высоты берега на некий множитель c :

$$K_6 = h_6 \cdot c. \quad (11)$$

Величина c изменяется от 0,03 для очень легкоразмываемых пород до 0,05 для трудноразмываемых. При высоте берега 30 м и более коэффициент K_6 принимается равным 1.

Прогноз переработки берегов водохранилища 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 и в среднем равен 0,7. Если отмель абразионная b достигает 0,95, а в случае аккумулятивной отмели этот показатель уменьшается до 0,45.

Определив основные данные для расчета количества размываемой породы в м³ на один погонный метр берега за время t (лет) на рассматриваемом расчетном участке и рассчитав объема пород, приступают к построению профиля прогноза (рис. 7). Для этого на расчетном инженерно-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_p , при которой происходит наи-

большой размыв (ВПР – верхняя поверхность размыва).

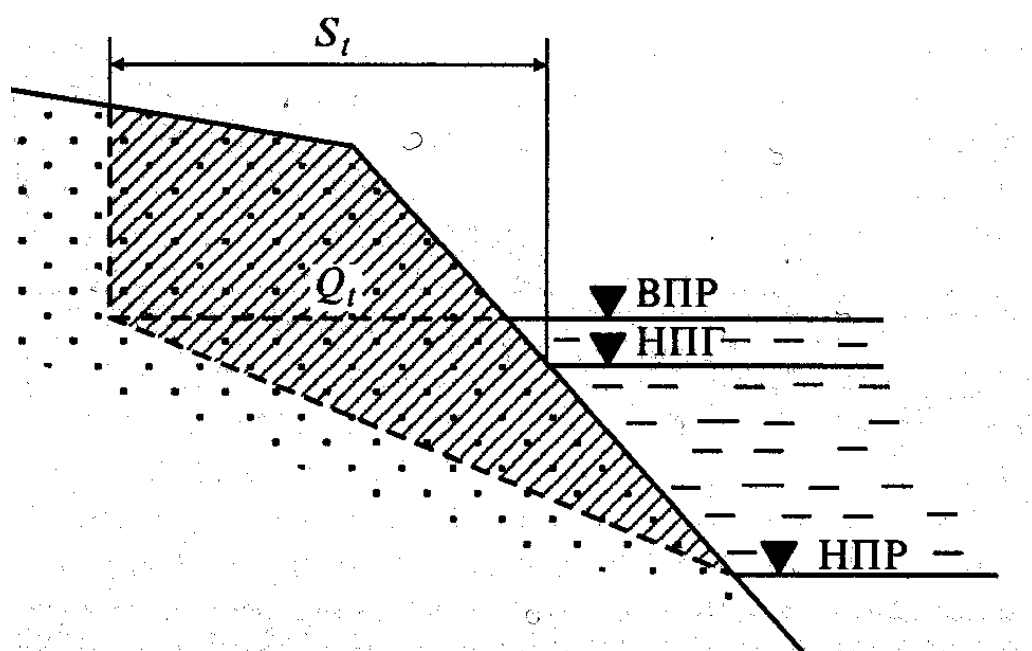


Рис.7. Расчетная схема для прогноза переработки берегов водохранилищ по методу Е.Г. Качугина

Высота рабочей волны определяется как:

$$h_p = 0,7 \cdot h_{cp}. \quad (12)$$

За нижнюю границу зоны размыва (НПР) принимается положение низкого уровня 96-98% обеспеченности в безледный период, сниженное на высоту рабочей волны. От точки, где на расчетном разрезе отмечена нижняя граница размыва намечают абразионную часть отмели.

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, как и в методе Г.С. Золотарева.

Ширину зоны переработки определяют по расстоянию от уреза

воды в водохранилище при НПП до намечаемой бровки откоса.

1.5. Проектирование защитных мероприятий от абразии и переработки берегов

Генеральная схема инженерной защиты предусматривает разработку принципиальных положений и разрабатывается в мелком масштабе. На этом этапе имеющиеся сведения дополняются данными рекогносцировочных обследований прибрежных зон с целью выявления мест интенсивного развития абразии.

Специальные схемы инженерной защиты содержат конкретные проектные решения по основным типам сооружений. Их обосновывают расчетами локальных и региональных прогнозов развития процесса на 10, 20 и более лет, включая конечную стадию. Основанием для выполнения таких расчетов служат данные изысканий и режимных наблюдений.

Наиболее ответственными этапами обоснования инженерной защиты являются проект и рабочая документация, на которых утверждаются конкретные проектные решения по типам, конструкциям, параметрам и компонентам сооружений защиты. Основные масштабы исследований для разработки проекта – 1:1000 – 1:5000, рабочей документации – 1: 1000. На этих этапах изыскания проводятся не только на участке предполагаемого строительства, но и на прилегающей территории в зонах возможного воздействия проектируемых сооружений на развитие береговых процессов и подпор подземных вод.

В России в настоящее время для защиты берегов водохранилищ от размыва наиболее часто применяются дамбы, облицовка береговых откосов, одерновка, отсыпка камнем и песком и на отдельных участках — сооружение ряжей. На Байкале широко применяются ряжи, волноотбойные стенки, волноломы и буны. В последние годы вдоль

юго-восточного берега озера, по которому проходит Транссибирская магистраль, ведется интенсивная отсыпка рваного камня.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятию «абразия».
2. Какие факторы влияют на развитие процесса абразии?
3. От чего зависит интенсивность абразии?
4. Какие защитные мероприятия используют при защите от абразии?
5. Какие методы существуют для прогноза переработки берегов водохранилищ?
6. В чем сущность прогноза переработки берегов водохранилищ по методу Г.С. Золотарева?
7. Что лежит в основе метода прогноза переработки берегов водохранилищ по Е.Г. Качугину?
8. Как определяется энергия волнения и от чего она зависит?
9. Как проектируют системы инженерной защиты размываемых берегов водохранилищ?

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. – Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
3. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геодинамика / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1977. – 479 с.

5. Тржцинский Ю.Б. Инженерно-геологические особенности Иркутского амафитеатра / Ю.Б. Тржцинский, Е.А. Козырева, И.И. Верховин. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2005. – 124 с.

6. Учебное пособие по инженерной геологии / под ред. Г.С. Золотарева. – Москва: МГУ, 1990. – 294 с.

Глава 2. ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

2.1. Определение и виды эрозии

Под термином «эрозия» (лат. *erodo* – *размываю, разъедаю*) понимают размыв пород и почв текучими водами временных или постоянных поверхностных водотоков [33]. В геоморфологии принято говорить о *флювиальных* процессах, под которыми также понимается размыв (эрозия) горных пород и почв водными потоками, перенос и отложение продуктов размыва (аккумуляция).

Различают следующие типы водной эрозии и генетические типы, формируемых процессом отложений: склоновая – делювий, овражная – пролювий, речная – аллювий.

Результаты различных видов эрозии заключаются в следующем:

- 1) разрушении горных пород поверхностными водотоками с последующим выносом разрушенного материала в виде твердой минеральной фазы и растворенных соединений;
- 2) транспортировке и аккумуляции разрушенных горных пород в виде аллювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений в системе поверхностных водотоков и в виде илов в озерах, морях и океанах;
- 3) формировании естественных форм рельефа территории (русел, долин, оврагов, балок);
- 4) подготовке склонов различных эрозионных форм к возникновению и развитию на них гравитационных процессов (оползней и обвалов) в результате эрозионной подрезки;
- 5) резком увеличении масштабов проявления техногенной эрозии под влиянием разнообразной деятельности человека во многих регионах.

К основным факторам водной эрозии можно отнести: геологические, геоморфологические, климатические, почвенно-биологические и техногенные. По типу разрушаемых на склонах отложений различают эрозию почв и эрозию горных пород.

2.2. Плоскостной смыв. Эрозия почв

Почвенная эрозия, будучи очень неглубокой, создает густую сеть субпараллельных борозд, которые обуславливают *плоскостной смыв* почвенных горизонтов. При маломощных почвенных покровах или при их полном отсутствии плоскостной смыв захватывает породы кор выветривания и другие рыхлые образования. Наблюдения показывают, что сплошной смыв проявляется уже при углах наклона склонов в 5—10°. Иногда этот процесс называют *склоновым*, или *делювиальным*, *смывом*.

Кинетическая энергия движущейся воды P_v («живая сила») определяется по формуле

$$P_v = \frac{mV^2}{2}, \quad (13)$$

где m – масса воды;

V – скорость потока;

$V = f(i)$; i – наклон русла водотока.

$$i = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (14)$$

Для этого воспользуемся классификацией склонов [25], предложенной Ф.П. Саваренским (табл. 4), и известным законом гидравлики (законом Эра), в соответствии с которым масса перемещаемых

минеральных частиц составляет $M = AV^6$, где V — скорость потока, A — коэффициент. Наблюдения показывают, что в естественных условиях $M = AV^4$.

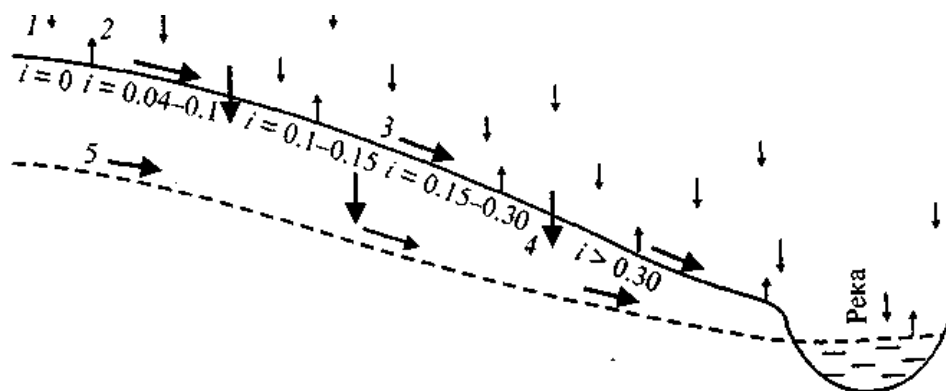


Рис. 8. Виды эрозионного процесса в зависимости от уклона водотока

1 – атмосферные осадки и талые воды, 2 – испарение, 3 – поверхностный сток, 4 – инфильтрация, 5 – подземный сток

Таблица 4

Классификация склонов по углу их наклона
(по Ф.П. Саваренскому, 1939)

Склоны	Углы наклона α , град	$i = \operatorname{tga}$
Слабозаметные	0 – 2	0 – 0,035
Слабонаклонные	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 вертикальным	75 – 90	3,7 – ∞
Нависающие	>90	-

Интенсивность и масштабы эрозионного разрушения зависят от большого количества условий и факторов. Проведенные исследования показывают, что на территориях со слабозаметным наклоном поверхности (до $1-2^\circ$) во время дождей формируются струйки воды лами-

нарного режима, которые прокладывают первые бороздки в почвенном слое (*струйчатая эрозия*).

На задернованных склонах и откосах, и особенно на обнажениях твердых скальных и полускальных пород, формирование подобных борозд происходит медленнее, но вымывание и вынос мелкого материала вниз по склону осуществляется быстрее из-за большей крутизны скальных обнажений.

В нижних, более пологих, участках склона и на бермах искусственных откосов накапливается рыхлый материал – *делювий*. Интенсивность делювиального процесса зависит от следующих условий и факторов:

а) количества и скорости стекающей воды; б) разрушающего действия капель дождя; в) свойств пород и почв; г) плотности растительного покрова; д) неровностей в микрорельефе склона.

Для прогнозирования делювиального смыва используют эмпирическую формулу А.Н. Костякова, дающую возможность определить скорость временного водотока V_x по мере удаления от водораздела вниз по склону (15):

$$V_x = \sqrt{cxkJ}, \quad (15)$$

где $c = \delta\sqrt{i}$,

δ - коэффициент, зависящий от шероховатости поверхности склона и изменяющий свое значение от 7 до 30;

i – крутизна склона; k – коэффициент стока;

J – интенсивность осадков;

x – расстояние от водораздела до рассматриваемой точки на склоне.

Крутизна склона имеет существенное значение для формирования скорости движения минеральных частиц. По данным Г.С. Золотарева,

на склонах в Хибинах с крутизной от 2 до 28° скорости движения наиболее подвижной пылеватой фракции (мелкозема) составляют от 2,5 до 50 см в год [9].

Частицы песков разной крупности переносятся при скоростях потока 0,16-0,21 м/с, галька разных размеров при $V_x = 0,31-1,62$ м/с, а валуны при $V_x = 2,27-11,69$ м/с. Перемещение разрыхленного материала минеральной фазы пород происходит параллельно с их выветриванием, которое и в данном случае играет роль подготовительного процесса.

Сильные ливни, как отмечал С. С. Соболев в 1948 г., производят такие разрушения почвенного покрова, которые сток талых вод может сделать за 10-20 лет. В настоящее время принято определять *эрозионный индекс осадков*, представляющий собой произведение кинетической энергии дождя, на его 30-минутную максимальную интенсивность:

$$E_o = \sum_1^n [24.73 + 8.94(\lg 2.36J)h] \quad (16)$$

где n – число периодов с постоянной интенсивностью дождя;

J – интенсивность дождя, мм/мин;

h – слой осадков за период постоянной интенсивности, мм

Регионами, наиболее подверженными почвенной эрозии являются: Кавказ, Предкавказье и Прикаспийскую низменность. Специальные опыты с искусственным дождеванием бурых лесных почв Черноморского побережья Кавказа показывают большую роль дождевых капель в разрушении почвенных агрегатов и увеличении транспортирующей способности струйчатых потоков в 10-25 раз. При наличии естественной растительности дождевые капли не достигают почвы, что существенно уменьшает их эрозионное воздействие вплоть до полного его отсутствия, даже при значительных наклонах склоновой

поверхности (более 20°). В связи с этим растительность считается регулятором плоскостного смыва.

Слой, сносимый за год в сухой степи, лесотундре и тундре, при естественной растительности составляет 0,1-0,2 мм. Известны случаи, когда при наклоне поверхности пашни всего в 1-2° смыв почвы составил 66 мм за 10 лет. Повсеместно отмечается повышенная интенсивность почвенной эрозии (в том числе смыва мелкозема) на освоенных территориях, где происходит распашка земель, выпас скота, вырубка лесов, строительные и горные работы и т. д. Такую эрозию называют *ускоренной*, или *эксцессивной*, в отличие от нормальной (геологической), развивающейся на естественных склонах, покрытых растительностью.

2.2.1. Мероприятия по борьбе с плоскостным смывом и эрозией почв

Большая распространенность плоскостного смыва по площади является причиной сложной, трудоемкой и малоэффективной борьбы с процессом. Защита таких больших пространств инженерными сооружениями, а также управление процессом размыва и переноса разрушенных пород и почв практически невозможны. Покрытия, изоляции, отвод и регулирование стока поверхностных вод и другие подобные мероприятия можно применять только локально для охраны небольших по площади естественных склонов и искусственных откосов, на которых необходимо обеспечить безопасность жизнедеятельности. Для больших территорий должен быть принят единственно правильный принципиальный подход – предупреждение и ограничение размыва. Необходимо поддерживать естественный или создавать искусственный растительный (травянистый, кустарниковый или древесный) покров,

ограничивать площади искусственных обнажений, регулировать поверхностный сток и соблюдать соответствующие нормы землепользования.

2.3. Овражная эрозия

При углах склонов более 8-10° в песчано-глинистых породах начинает проявляться другой тип эрозии в песчано-глинистых породах – *оврагообразование*. Оврагом называют эрозионную форму рельефа, вытянутую в длину от десятков метров до десятков километров, имеющую глубину от 1-2 до 20-30 м и более и простирающуюся на склоновых и водораздельных пространствах.

Условия и факторы оврагообразования принципиально те же, что и обуславливают эрозионный процесс в целом. Особую роль в развитии оврагообразования играет деятельность человека. При каптировании овраги принято делить на пять классов в соответствии со значением объема V

Таблица 5

Классификация оврагов по их объему (по А.С. Козьменко)

Класс оврага по объему	Название	Объем, м ³
I	Промоины	<50
II	Небольшие овраги	50-200
III	Средние овраги	200-1000
IV	Большие овраги	1000-6000
V	Очень большие овраги	>6000

Овраги широко распространены в районах Центральной черноземной области, где площади занятые составляют более 25 % от об-

щей [17]. Оврагами поражены земли Северного Кавказа, Заволжья, Западной и Восточной Сибири, Забайкалья.

2.3.1. Стадии развития процесса

Формирующиеся, под действием дождя, на склонах струйки, сливаясь увеличивают в размерах бороздки, которые превращаются в русла временных водотоков, а затем в промоины треугольного и трапециевидного сечения с глубиной 15-20 см, а в более слабых породах до 30-50 см. Водные потоки, движущиеся в таких промоинах, способны размывать подстилающие более плотные разновидности песчано-глинистых и слабосцементированных осадочных пород. Этот момент является началом образования более крупных, эрозионных форм – оврагов. Они развиваются следующим образом: зарождаясь на склонах, они постепенно «пятятся» в сторону водоразделов, иногда расчленяя его. При этом нарушаются земельные угодья, уничтожаются леса, возникает угроза устойчивости зданий и сооружений.

В своем развитии овраг проходит закономерно четыре стадии, в результате которых выработывается его продольный профиль (рис. 9).

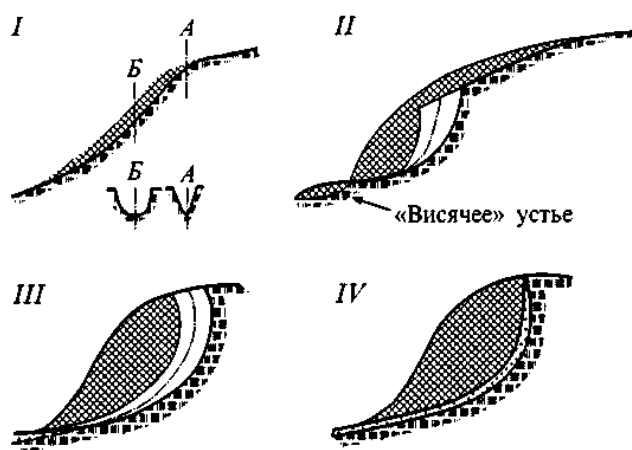


Рис.9. Стадии развития продольного профиля оврага (по С.С. Соболеву, 1947): I – промоины или рытвины, II – врезания оврага вершиной, III – выработки профиля равновесия, IV – затухания

Первая стадия оврагообразования – это формирование промоины глубиной от 30–50 см до 1,0-1,5 м. Поперечный профиль промоины меняется от треугольного до трапециевидного.

Вторая стадия – врезание висячего растущего оврага своей вершиной. Оно начинается с очередного обрыва, высота которого составляет в среднем 2-10 м, а в лёссах может достигать 12-15 м. Рост оврага идет снизу вверх, т.е. против течения водного потока по его дну и носит название *регрессивной эрозии*. Устье оврага находится выше местного базиса эрозии, т. е. уровня воды в реке или озере, куда впадает овражный водный поток. Глубина оврага на этой стадии достигает 10-30 м. Поперечный профиль имеет, как правило, треугольную форму, борта оврагов крутые, обрывистые, обнаженные, пораженные склоновыми гравитационными процессами. На этой стадии происходят разветвление оврагов (формирование отвершков) и создание овражной системы. Во время ливневых дождей и паводков в оврагах значительно увеличивается водная масса, что приводит к резкому росту интенсивности эрозионного процесса и большим разрушениям земель, жилых кварталов, дорожных трасс и т. д. На склонах оврагов создаются условия для возникновения крупных оползней, новых эрозионных форм и т. п.

Третья стадия – выработка профиля равновесия, началом которой является момент достижения устьем оврага отметки местного базиса эрозии. Во время этой стадии продольный профиль оврага приобретает вид плавной кривой, а поперечный в верхней части сохраняет обрывистые формы, тогда как в нижней выполаживается под воздействием осыпей и оплывин. Дно оврага становится широким и плоским, по нему течет временный или постоянный водный поток, который продолжает углублять и расширять овраг. Глубина оврага на этой стадии может достигать 20–30 м. Его склоны начинают постепенно сглаживаться и покрываться растительностью.

Четвертая стадия – завершающая. Она начинается после окончательной выработки продольного профиля равновесия, при этом углубление оврага и его рост прекращаются. Склоны оврага покрываются делювиальными образованиями, осыпями, а на их поверхности формируется почва и растительный покров. В таком виде овраг уже называется *балкой*.

2.3.2. Оценка интенсивности процесса оврагообразования

Оценка интенсивности овражной эрозии и пораженности производится при помощи нескольких количественных показателей.

1. Степень эрозионной расчлененности представляет собой отношение приращения общего объема растущих оврагов за год, десятилетие или столетие к площади их водосборов, определяемых повторными аэро- или фототеодолитными съемками. Для обнаженных склонов горного Крыма крутизной 16–17°, сложенных терригенным флишем, этот показатель составил, по подсчетам В.С. Круподерова, 3000–5000 м³/га в год [9].

2. Коэффициент овражно-балочного расчленения $K_{об}$ (по С.С. Соколову), представляющий собой отношение суммарной длины оврагов, балок и мелких речных долин к общей площади исследуемой территории:

$$K_{об} = \frac{\sum^n l_i}{S_m}, \quad (17)$$

где l – длина эрозионных форм;

n — количество этих форм;

S_m — площадь изучаемой территории.

3. Коэффициент овражно-балочной пораженности

$$K_n = \frac{\sum_{i=1}^n S_i}{S_m}, \quad (18)$$

где S_i , - площадь эрозионной формы по сечению на дневной поверхности.

4. Объем грунтовой массы V_o , вынесенной оврагом, дает полное представление об интенсивности оврагообразования, так как для его определения используются все параметры оврага – глубина, ширина и длина (Попов, 1951):

$$V_o = \frac{1}{2n} [(a_1 + b_1)h_1 + (a_2 + b_2)h_2 + \dots + (a_n + b_n)h_n]l_o, \quad (19)$$

где a и b – ширина оврага по верху и по низу в разных сечениях; h – глубина оврага в этих сечениях; l_o – общая длина оврага; n – число сечений, в которых проводились измерения.

2.3.3. Мероприятия по борьбе с овражной эрозией

В борьбе с овражной эрозией выделяется две группы мероприятий: предупреждающие возникновение и развитие эрозионного процесса и рекультивационные. В *первую группу* входят *агротехнические, лесомелиоративные и гидротехнические* мероприятия, которые создают наиболее эффективную защиту при своевременном их осуществлении. Лесомелиоративные работы, проводимые на склонах, сводятся к лесонасаждениям и травопосевам, регулирующим поверхностный сток и укрепляющим поверхностные горизонты почв и горных пород. Эти же работы следует проводить и с целью сохранения естественного растительного покрова (лесов, кустарников, многолетних трав).

Гидротехнические водоулавливающие, водоудерживающие и водорегулирующие сооружения строятся с целью перехвата и отвода поверхно-

стного стока или с целью его спуска в зону аэрации. К таким сооружениям относятся канавы, лотки, дамбы, валы, плотины. Принципиальная схема расположения предупреждающих мероприятий показана на рис. 10. Подобную схему можно использовать с успехом только на первой стадии оврагообразования.

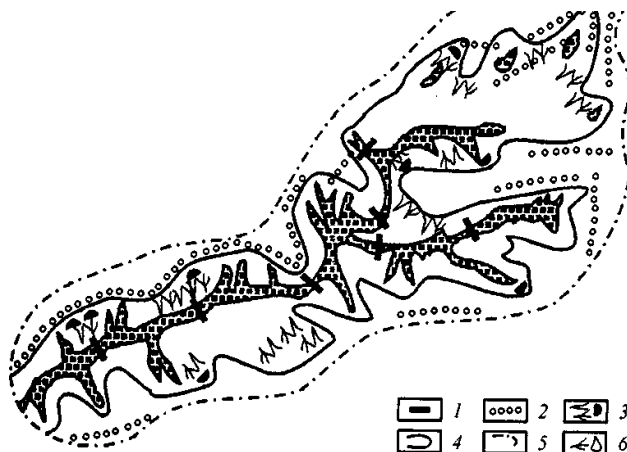


Рис. 10 – Схема противоэрозионных мероприятий на примере долины с водосборной площадью 33,6 км² в Воронежской области (по В.М. Смоляникову)

1 – запруды, 2 – лесопосадки, 3 – водоудерживающие валы, 4 – бровки бортов долины, 5 – линия водораздела, 6 – промоины.

Вторая группа мероприятий направлена на борьбу с растущими оврагами или на восстановление (рекультивацию) пораженной территории с целью ее дальнейшего освоения. К ним относятся: *засыпка* эрозионных форм с последующей планировкой территории, *моцение* их камнем, *укрепление* их бетонными плитами или асфальтом. Иногда приходится укреплять грунтовые массивы методами технической мелиорации, строить облицовочные и подпорные стенки для укрепления склонов оврагов и балок. Однако эффект от мероприятий второй группы будет обеспечен только в том случае, если на рекультивированных территориях немедленно приступят к разработке предупреждающих мер.

2.4. Речная эрозия

2.4.1. Работа водных потоков как агент денудации

Реки земного шара за год выносят в моря около 17,5 млрд. т твердого материала, разрушенного водными потоками. Значительными также является и объем переноса реками растворенных веществ – 3 млрд.т. Перенос воздушными течениями не превышает 1,1 млрд.т, ледниками – 1,9 млрд.т. Объем размытых пород на 1 км длины реки составляет в год от $(1,1-1,5) \cdot 10^4 \text{ м}^3$ для среднего течения Волги и Днепра до $3,6 \cdot 10^4 \text{ м}^3$ для нижнего течения Волги. Транспортирующая возможность водных потоков зависит от их расходов, скорости и состава пород [33], поэтому модули стока наносов для горных и равнинных рек могут отличаться больше чем на порядок (табл. 6)

Таблица 6

*Сток воды и наносов некоторых равнинных и горных рек
(по Г.И. Шамову, 1954; Г.Н. Хамаладзе, 1978 с изменениями)*

Гидропост	Площадь водосбора, км ²	Средний годовой расход воды, м ³ /с	Сток наносов, млн.т	Модуль стока наносов, м ³ /с•км ²
Равнинные реки				
р.Обь – Салехард	2 450 000	12 500	12,8	0,005
р.Енисей – Игарка	2 470 000	18 250	16,6	0,007
р.Лена-Табага	913 000	6 240	7,0	0,007
р.Алдан - Томмот	46 600	513	0,23	0,011
Горные реки				
р.Сочи – Сочи	296	15,1	0,20	0,051

Все реки текут по своим руслам и вызывают ряд русловых процессов, в результате которых формируются речные долины. Основными русловыми процессами являются: *размыв* (подмыв) и *разрушение* горных пород, *перенос* и *отложение* продуктов разрушения (речного аллювия). Эти процессы не только формируют рельеф больших территорий, но и способствуют развитию склоновых гравитационных процессов и явлений – осыпей, обвалов и оползней.

2.4.2. Условия питания рек, типы эрозионного процесса и формы речных долин

Режим рек зависит от условий их питания. Для разных районов питание рек может происходить в основном за счет таяния снегов или ледника и дождей. Поэтому принято различать реки с преобладанием снегового, ледникового и дождевого питания. Большое распространение имеют также реки с подземным (грунтовым) питанием [11]. Периоды половодий и паводков, которые приурочены к весенним и осенним месяцам, характеризуются подъемом уровней воды в реках от 2–3 до 8–10 м и более по сравнению с зимними и летними месяцами.

Уравнение водного баланса для речных бассейнов имеет вид

$$X + Q = Y + Z \pm U, \quad (20)$$

где X – атмосферные осадки; Q – конденсация; Y – речной сток; Z – суммарное испарение с суши и водоемов; U – баланс влаги в горных породах бассейна (в многолетнем цикле U стремится к 0). В упрощенном виде уравнение имеет вид $X = Y + Z$, то есть основным источником питания рек являются атмосферные осадки.

В реках, на которых преобладает снеговое питание весенний сток достигает 70 % от годового.

На водотоках Забайкалья основным является дождевое питание, максимальная величина которого приходится на июль-август. В этот период проходят паводки, характеризующиеся резкими подъемами уровней рек до нескольких метров. Возрастают скорости течения водотоков и расходы, что существенно увеличивает эрозионную работу рек, происходит ежегодное подтопление низкой поймы, а в отдельные годы и высокой поймы (рис. 11). Инженерная и хозяйственная деятельность человека чаще непреднамеренно увеличивает эрозионное воздействие. Так 2 июля 2010 г. более 100 человек покинули свои дома в селе Старая Чара из-за вышедшей после обильных осадков из берегов реки Чара, подтопившей 43 дома. Уровень воды резко вырос до 4,76 м при уровне выхода на пойму в 3,6 м. Паводком был размыт участок автомобильной дороги Старая Чара – Новая Чара (рис. 12), насыпь которой представляла собой дамбу на пути паводковых вод. Прорыв насыпи произошел на участке водопропускной трубы, которая не справилась с резко возросшим расходом и была отброшена потоком несколько метров от места установки. Длина размытого участка составила более 50 м (рис. 12).



Рис. 11. Паводок на р. Чара



Рис. 12. Размыв дороги
п. Старая Чара - п. Новая Чара

Эрозионная разрушительная деятельность рек осуществляется преимущественно динамическим воздействием воды на горные породы, сла-

гающие дно и берега реки, вызывая соответственно *донную* и *боковую* эрозию. В скальных породах к этому воздействию прибавляется *корразия*, т. е. истирание пород обломками, переносимыми речными водами. Когда речной поток встречает на своем пути воднорастворимые породы (карбонатные, сульфатные, галоидные), то развивается процесс их растворения – карст.

Кинетическая энергия водного потока, выполняющего эрозионную работу, является значительной величиной вследствие большой водной массы m . Скорости течения воды в реках, весьма непостоянны и зависят главным образом от уклона дна русла и меняются обратно пропорционально изменению водной массы. Для горных рек характерны более высокие уклоны и скорости течения, чем для равнинных. На горных участках в верхнем течении рек скорость воды выше и преобладает донная (глубинная) эрозия и перенос более крупнозернистого материала. В нижних – равнинных участках рек преобладает боковая эрозия, сопровождающаяся размывом и переносом мелкозернистого материала и формированием меандр.

Таким образом, в верхнем течении реки происходит так называемая регрессивная эрозия, в результате которой долина углубляется и поперечный профиль имеет V-образную форму. В нижнем течении врезание (углубление) долины ограничено положением базиса эрозии, ниже которого размыв невозможен, поэтому в приустьевом участке преобладает боковая эрозия. В результате этого русло выполаживается, скорость течения уменьшается, река начинает меандрировать, продолжая подмывать берега речных склонов, и поперечный профиль приобретает ящикообразную форму. На рис. 13 упрощенно показаны продольный и поперечные профили реки в верхнем, среднем и нижнем ее течениях. Про-

дольный профиль является профилем равновесия и представляет из себя кривую (гиперболу), кривизна которой увеличивается к истоку реки.

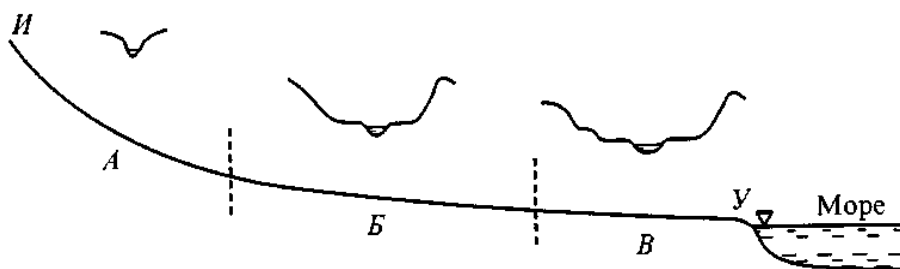


Рис.13. Схематическое изображение продольного и поперечного профилей реки в разных её течениях

Течения: А- верхнее, Б – среднее, В – нижнее, И – исток реки, У – устье реки.

Существует пять типов речных долин по форме их поперечного профиля: V-образные, параболические, трапециевидные, желобовидные и планиморфные [4]. В таблице 7 приведены некоторые основные особенности различных типов речных долин.

Таблица 7

Характеристика речных долин с разной формой их поперечного сечения

Форма поперечного профиля	Распространение	Ширина дна, м	Крутизна склонов, град
Треугольная (V-образная)	Горные области, плоскогорья	<5-10	>20
Параболическая (U-образная)	Верховья рек в широких сниженных седловинах	100-200	10-25
Трапециевидная	В горных и равнинных областях	200-500, иногда до 3 км	>30
Желобовидная	Верховья рек, в пределах холмогорий и плоскогорий	500-1000	10-15 (редко 20-25)
Планиморфная	Среднее и нижнее течения крупных рек	Сотни метров, несколько рукавов	<10-15

Режим движения воды в постоянных водотоках, как правило, является турбулентным, так как скорость течения в них превышает 0,5—2,5 м/с. Отметим, что ламинарный режим характерен для скоростей порядка 0,1—0,7 м/с.

В руслах рек отмечается распределение максимальных скоростей по сечению потока (поперечная циркуляция). При изгибах русла происходит значительное перераспределение и изменение скоростей движения воды. Струи воды набегая на вогнутый берег и опускаясь ко дну, размывают его, а затем переносят продукты разрушения к противоположному берегу, где скорости течения меньше и где формируется отмель. Эрозионная деятельность водотоков имеет большое значение для формирования инженерно-геологических условий территорий.

Каждой скорости воды в водотоках [33] соответствуют свои характерные размеры размываемого грунта (табл.8,9)

Таблица 8

*Средние скорости течения рек
(по Г.П. Горшкову и А.Ф. Якушовой, 1982)*

Тип рек	Средняя скорость течения, м/с	
	в половодье	в межень
Большие равнинные реки (Волга, Днепр)	1,7-2,5	0,8-1,0
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

Анализ типов речных долин показывает, что они могут сформироваться как на разных реках, так и по течению одной и той же реки, т. е. поперечный профиль определенным образом связан с продольным (рис. 13). Закономерное развитие эрозионного процесса и его сочетание с переносом и аккумуляцией обломочного материала формируют различное строение речных долин в плане и разрезе (рис. 14)

Группировка горных пород по неразмывающей скорости $V_{нр}$
(по Б.Ф. Косову, и Б.П. Любимову, 1984)

Горные породы	$V_{нр}$, м/с
I. Комплекс рыхлых пород	0,3-2,0
1. Пески разномерные	0,3-0,55
2. Лессы, супеси, легкие суглинки	0,65-0,75
3. Суглинки безвалунные, связные	0,55-1,0
4. Суглинки тяжелые валунные, морена	1,0-1,3
5. Глины плотные, твердые	1,0-1,5
6. Щебнистые гравелистые грунты	1,5-2,0
II. Комплексы плотных осадочных и мерзлых пород	2,0-6,0
1. Мягкие осадочные породы: мергели, сланцы, глины	2,1-3,1
2. Известняки	2,5-4,5
3. Песчаники и мерзлые рыхлые породы	4,0-6,0
III. Комплекс скальных кристаллических пород	16,0-25,0

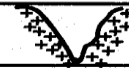


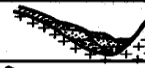






Тип долины	Коренные породы	Мощность четвертичных отложений, м	Поперечный профиль
Каньонно-образный	Однородные	<10	
	Неоднородные		
Одно-стороннего развития	Однородные	<10	
		>10	
	Неоднородные	<10	
		>10	
Дву-стороннего развития	Однородные	<30	
		>30	
	Неоднородные	<30	
		>30	

Рис. 14. Типы строения речных долин
(по Д.С. Соколову и Р.Р. Тизделю) [11]

Речная эрозия не только формирует сложные природные сооружения, какими являются речные долины, но и подготавливает геологическую среду к новым, не менее сложным процессам и явлениям (оползням, обвалам, карсту, суффозии, фильтрационным деформациям, потерям воды из водохранилищ и др.).

2.4.3. Прогноз речной эрозии

В инженерной гидрологии и гидротехнике существуют понятия о критических скоростях течений, вызывающих эрозионный размыв различных грунтов. Одной из многих является формула В.Н. Гончарова (21):

$$v_n = \lg \frac{8,8H}{d_5} \cdot \sqrt{\frac{2g}{3,5 \cdot \gamma_0} (\gamma_1 - \gamma_0) \cdot d}, \quad (21)$$

где v_n - средняя неразмывающая скорость;

γ_1, γ_0 - соответственно, удельный вес грунта и воды;

g – ускорение свободного падения;

H – глубина потока;

d_5 – средний размер наиболее крупных фракций, содержание которых в грунтах равно 5 %.

Для прогноза размыва речных берегов может быть использована формула К.М. Берковича (22)

$$C = KQ^2 I / dH_0, \quad (22)$$

где C – скорость размыва берега, м/год;

Q – средний годовой расход воды, м³/с;

I – уклон русла;

d – средний диаметр частиц пород, слагающих берег, мм;

H – высота берега над меженным уровнем воды в реке, м;

K – коэффициент, имеющий размерность $(\text{м}^3/\text{с})^{-1}$ (при $Q > 5000 \text{ м}^3/\text{с}$ и ширине реки $> 15\,000 \text{ м}$ он равен $0,95 \cdot 10^{-5}$; при $Q < 300 \text{ м}^3/\text{с}$ и ширине реки $> 50 \text{ м}$ – $5,5 \cdot 10^{-3}$).

Оценка инженерно-геологических условий строительства гидротехнических и транспортных сооружений через речные долины предусматривает изучение морфологии и геологического строения этих форм рельефа. Особое место при этом занимают речные берега.

2.4.4. Мероприятия по борьбе с русловой эрозией

Противоэрозионная защита берегов рек реализуется только на локальном уровне при угрожаемости (риске) нарушения устойчивости сооружений или условий их нормального функционирования [11].

Защитные мероприятия направлены 1) на снижение скоростей, расходов и энергии водных потоков; 2) повышение устойчивости размываемых горных пород. Они проводятся в двух направлениях: *профилактическое* и *защита инженерными сооружениями*.

Первое направление сводится к агротехническим и лесотехническим предупреждающим мерам и редко к строительству укрепительных или защищающих от воздействия водного потока сооружений (каменные пригрузки, регуляционные канавы и др.).

Инженерные сооружения чаще всего бывают представлены русловыми запрудами, водобойными колодцами, каменными и бетонными креплениями, отмостками в русле и на бортах, защитными стенами, струенаправляющими бунами, подпорными стенами, банкетамы. В населенных

пунктах, например берега от размыва защищают бетонными плитами (рис.15). Часто защитные сооружения носят комплексный характер, препятствуя как эрозии, так и защищая берега от гравитационных процессов и явлений на склонах.



Рис.15. Укрепленные бетонными плитами берега р.Чита

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятиям «плоскостной смыв» «овражная эрозия», «речная эрозия».
2. Какие факторы влияют на развитие эрозионных процессов?
3. От чего зависит интенсивность овражной эрозии?
4. Какие защитные мероприятия используют при защите плоскостного смыва?
5. Какими бывают условия питания рек, и как это отражается на гидрографах?
6. Механизм речной эрозии, виды аллювиальных накоплений.
7. Как формируются речные долины и их виды?
8. Что лежит в основе прогноза речной эрозии?
9. Как мероприятия инженерной защиты используют для защиты берегов поверхностных водотоков?

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. – Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
3. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геодинамика / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1977. – 479 с.

Глава 3. СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ

3.1. Общие сведения, факторы формирования селей

Под селями понимают внезапно возникающие кратковременные паводковые разрушительные горные грязекаменные, грязевые и воднокаменные потоки (скорость течения до 10 м/с), насыщенные обломочным материалом (до 50 –70 % от общего объема). Они образуются в руслах горных рек и временных водотоков во время длительных дождей и ливней, при интенсивном таянии снега и льда, а также при прорыве плотин, естественных и искусственных запруд в долинах, где имеются запасы рыхлого обломочного материала [1].

Плотность селевых потоков от 1,2 до 1,9 т/м³. Продолжительность селевого паводка от 3 до 12 часов. Радиус действия 20-30 км. Наряду с природными селями возникают и техногенные селевые грязевые потоки. Селевым считается водосборный бассейн, в пределах которого ранее наблюдалось прохождение селевых потоков, и сохраняются условия необходимые для их формирования в дальнейшем.

Селеносные бассейны распространены ограниченно в горных районах [20]: Дальнего Востока, Прибайкалья и Забайкалья, Алтая, Предкавказья и северо-западной части России (рис. 16)

Селевые паводки очень часто приводят к катастрофическим последствиям, разрушению населенных пунктов, транспортных артерий (табл.10)

В северном Забайкалье 27 июля 2001 г. в районе оз. Леприндо из-за продолжительных дождей в пределах хребта Кодар произошел прорыв небольшого ледникового озера, в результате чего сформировался водокаменный сель, который разрушил железнодорожные пути

на участке БАМ 1659–1661 км (рис.17). Это привело к остановке движения поездов на трое суток.

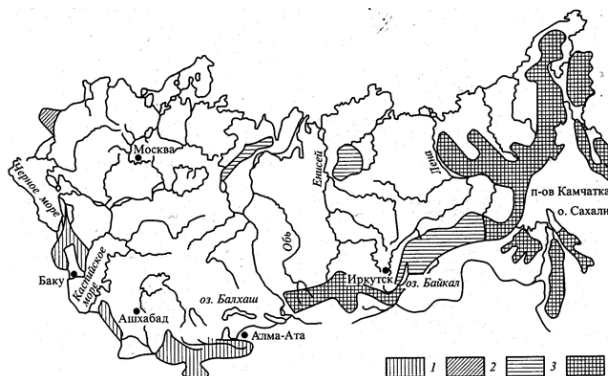


Рис. 16. Схема развития селей на территории России и в странах бывшего СССР (по А.И. Шеко, 1980)
1-4 районы развития селей: 1 – интенсивного, 2 – средней интенсивности, 3 – слабой интенсивности, 4 – возможного развития.

Таблица 10

Сведения о некоторых крупных селевых потоках (по Г.С. Золотареву, 1983, с изменениями)

Местоположение	Дата	Объём, $\cdot 10^6, \text{ м}^3$	Причина	Характеристика селя	Последствия
Казахстан, р. Малая Алмаатинка	8 июля 1921 г.	3,0-3,2	Ливень (более 100 мм)	Водогрязекаменный, скорость 3-5 м/с	Гибель людей, ущерб городу
	15 июня 1973 г.	3,42	Прорыв вод моренного озера	Скорость 4-11 м/с, расход 5180 м ³ /с, длительность 3 ч.	Снесены временные постройки, есть человеческие жертвы
Россия, Слюдянка (Прибайкалье)	20 июня 1960 г.	0,27	Ливень 152 мм за 12 ч	Грязекаменный, Расход 225 м ³ /с	Большие разрушения в города

Для возникновения селей необходимо сочетание следующих условий: горный или холмистый рельеф с крутыми, преимущественно обнаженными склонами и значительными уклонами ($i \geq 0,1$) русел постоянных и тальвегов временных водотоков; наличие значительных накоплений рыхлого или слабосвязанного обломочного и песчано-глинистого материала на склонах долин и в руслах водотоков; интен-

сивный сток, обусловленный выпадением значительного количества осадков, в том числе ливневого характера, реже – бурного снеготаяния, или прорывом естественных и искусственных запруд.



Рис.17. Участок выхода селевого потока на железную дорогу в районе оз. Леприндо (фото Ф.И. Еникеева, 2007)

Выделяются следующие четыре типа очагов зарождения селей:

– очаги, связанные со скоплением рыхлого материала (оползневого, обвально-осыпного, делювиального генезиса) в нижних частях склонов, в русле и на дне долины. При этом, формирование селей связано с интенсивными осадками или снеготаянием;

– очаги, связанные с прорывом подпруд (завалов) на горных реках (образованных отложениями древних обвалов, оползней, селевых потоков), а также с прорывом гидротехнических сооружений. При этом формирование катастрофических явлений может не зависеть от атмосферных осадков и быть связано с размывом перемычки накопившейся водой, переливом через запруду, попятной эрозией или суффозией;

– очаги, связанные с интенсивным таянием современных ледников и снега, прорывом ледниковых озер и размывом моренных, флювиогляциальных, элювиально-делювиальных и других типов отложе-

ний (гляциальные сели);

– очаги, связанные с вулканической деятельностью (лахары) и землетрясениями.

При исследовании селевых бассейнов необходимо выделять:

– зону формирования (питания) селей — верхнюю часть бассейна, в пределах которой происходит накопление рыхлого обломочного и песчано-глинистого материала и формирование селей;

– транзитную зону — среднюю часть бассейна, где происходит движение селевого потока и его пополнение твердым материалом;

– зону накопления (разгрузки) — нижнюю часть бассейна, в которой происходит затухание селевых потоков и отложение транспортируемого материала в виде конусов выноса.

3.2. Механизм развития и методы изучения

По структуре и режиму селевые потоки следует подразделять на связные (грязевые), или структурные и несвязные — турбулентные (воднокаменные).

К связным относятся селевые потоки, которые зарождаются при первоначальном оползневом характере сдвижения твердой фазы, без нарушения или со слабым нарушением структуры, и в процессе движения которых происходит гравитационное перемещение всей селевой массы, обладающей большой разрушительной силой.

К несвязным относятся потоки, которые зарождаются при эрозионном перемещении рыхлого обломочного материала водой во взвешенном или влекомом состоянии, и движутся, подчиняясь общим законам гидродинамики, как правило, в турбулентном режиме.

Скорость несвязного (воднокаменного) селевого потока V определяется по формулам расчета речного стока

$$V = C\sqrt{R \cdot i}, \quad (23)$$

где $C = \frac{1}{n} R^{\frac{1}{6}}$; R - гидравлический радиус (мощность потока); i – уклон русла; n – коэффициент шероховатости русла.

Экспериментальные исследования позволили предложить формулы определения скорости прохождения селей по эмпирическим формулам Шейдеггер, 1981 (24, 25):

$$V = 3.15h^{\frac{1}{6}} \cdot d^{\frac{1}{3}} - \text{для воднокаменного потока}; \quad (24)$$

$$V = 3.15h^{\frac{1}{6}} d^{\frac{1}{3}} \sqrt{\frac{\rho_m - \rho_n}{\rho_n}} - \text{для грязекаменного потока}, \quad (25)$$

где h – мощность потока, м;

d – средний диаметр каменного материала, м;

ρ_m и ρ_n – плотность материала обломков и водного потока соответственно.

Расчеты скоростей, расходов и других характеристик вязных селей (грязевого, каменно-грязевого) основываются на уравнении Бингама-Шведова (26)

$$\tau = \tau_o + \eta \frac{dv}{dn}, \quad (26)$$

где τ , τ_o – соответственно сдвиговое усилие и предельное сопротивление грунтов сдвигу,

η – динамическая вязкость грунта,

$\frac{dv}{dn}$ – градиент скорости.

При $\eta = 0$ развиваются оползневые деформации, а при $\tau_o = 0$ движение происходит по типу течения вязкой жидкости. Если содержание глинистых частиц незначительно, то вязкость резко снижается. По данным И.И. Херхеулидзе и С.М. Флейшман при содержании гли-

нистой фракции 19 % и плотности 1,5 г/см³ вязкость равна 2 Пуазам, а при её содержании 44 % и той же плотности она составляет 100 Пуаз (вязкость воды 0,01 Пуаза).

Средние скорости (v_{cp}) связных селей могут быть рассчитаны по эмпирической формуле в ВСН-03-76 (27)

$$v_{cp} = 1,14 \cdot \sqrt{h_{cp}} \cdot \sqrt[3]{i \cdot \omega_{om}}, \quad (27)$$

где h_{cp} – средняя глубина потока, м;

i – средний уклон на расчетном участке;

ω_{om} – коэффициент текучести селевой массы.

Для обоснования проектирования зданий и сооружений, а также защитных мероприятий по борьбе с селями при изысканиях в селеопасных районах, необходимо получение следующих основных характеристик селевых потоков: скорости движения, плотности, расхода или ударной силы потока, объемной концентрации твердой составляющей в селевой массе, характере движения, гидравлическом радиусе потока, времени добегания до заданного створа.

К определяемым физико-механическим характеристикам грунтов в селевых очагах и селевых отложениях относятся: гранулометрический состав, плотность твердой составляющей, пористость, объемная влажность, размываемость, размокаемость и истираемость обломочного материала, угол внутреннего трения в водонасыщенном состоянии, содержание крупнообломочного материала в единице объема и другие характеристики, необходимые для проектирования и расчета противоселевых защитных сооружений.

Перечисленные показатели могут быть получены при сборе материалов изысканий прошлых лет и данных наблюдений на режимных постах или путем расчетов в соответствии с нормативными докумен-

тами Росгидромета по определению расчетных характеристик селевых потоков.

В зависимости от вида проектируемых противоселевых сооружений и мероприятий (селезадерживающих, селепропускных, селенаправляющих, стабилизирующих, селепредотвращающих, организационно-технических), согласно СНиП 2.01.15-90, СНиП 3.07.01-85, СН 518-79 набор необходимых дополнительных показателей и характеристик следует определять в соответствии с техническим заданием заказчика.

Инженерно-геологические изыскания в районах развития селей на всех этапах необходимо проводить в комплексе с инженерно-гидрометеорологическими изысканиями в соответствии с нормативными и инструктивно-методическими документами Росгидромета и по согласованию с территориальной службой мониторинга экзогенных геологических процессов Министерства природных ресурсов России, ведущей мониторинг селей в данном районе.

3.3. Прогноз селевых потоков и защитные мероприятия

Прогноз селевых потоков включает [9]:

- прогноз места и времени возникновения селя, его типа, объема и зоны выхода селевого потока;
- прогноз количества, интенсивности и распределения во времени атмосферных осадков, таяния снега и ледников, прорыва подпружных ледниково-моренных озер;
- прогноз паводков во времени по показателям (скорость, расходы, энергия) и по генезису (ливневые, снеготаяния или таяния ледников, прорыва озер);

– прогноз формирования объема селеформирующих пород во времени;

– прогноз движения селевого потока в зоне транзита, вероятность образования заторов, исходя из состава селевой массы, выносов из боковых притоков и т.д.

Мероприятия по защите от селевых паводков, как правило, носят комплексный характер. Они делятся, согласно СНиП 22-02-2003 (табл. 11), на селезадерживающие, селепропускные, селенаправляющие, стабилизирующие, селепредотвращающие, организационно-технические.

Таблица 11

*Виды сооружений и мероприятий для инженерной защиты от селей
(по СНиП 22-02-2003)*

Вид сооружения и мероприятия	Назначение сооружения, мероприятия и условия их применения
I. Селезадерживающие Плотины бетонные, железобетонные, из каменной кладки: водосбросные, сквозные. Плотины из грунтовых материалов (глухие)	Задержание селевого потока в верхнем бьефе. Образование селехранилищ
II. Селепропускные Каналы. Селеспуски	Пропуск селевых потоков через объект или в обход него
III. Селенаправляющие Направляющие и ограждающие дамбы. Шпоры	Направление селевого потока в селепропускное сооружение
IV. Стабилизирующие Каскады запруд. Подпорные стены Дренажные устройства Террасирование склонов Агролесомелиорация	Прекращение движения селевого потока или ослабление его динамических характеристик
V. Селепредотвращающие Плотины для регулирования селеобразующего паводка. Водосбросы на озерных перемычках	Предотвращение селеобразующих паводков
VI. Организационно-технические Организация службы наблюдения и оповещения	Прогноз образования селевых потоков

В частности, агролесомелиоративные мероприятия направлены на прекращение вырубки лесов на склонах, лесопосадки, ограничение выпаса скота и др.

Селепропускные мероприятия включают регулирования стока, в том числе и заблаговременное, ливневых, талых снеговых и ледниковых вод, паводков при прорыве подпрудных озер; предотвращение заторов. Они осуществляются путем создания систем водосборных лотков, укрепления и расчистки русел. Селепропускные сооружения – селедуки, селенаправляющие дамбы, бетонные лотки предназначены для защиты отдельных сооружений и участков дорог.

Селезадерживающие мероприятия включают создание сквозных барражей, русловых запруд для снижения скоростей и энергии селевого потока и частичного задержания наносов (рис. 18).



Рис. 18. Монтаж селеудерживающего сооружения

Контрольные вопросы

1. Назовите основные факторы формирования селей.
2. Каковы механизмы движения селей?
3. Как определяются скорости и расходы селевых потоков?

4. Какие показатели используются для прогнозирования селевых паводков?
5. Назовите мероприятия по защите территории и сооружений от селевых потоков.

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии / Г.К. Бондарик. – Москва: Недра, 1981. – 256 с.
3. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. - Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
4. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург.: Наука, 2001. – 416 с.
5. Методическое руководство по комплексному изучению селей / под ред. М.В.Чуринова, А.И. Шеко. – Москва: Недра, 1971.– 64 с.

Глава 4. КАРСТ

4.1. Общая характеристика карста

Понятие «карст» происходит от названия плато в Словении. По современным представлениям карст – это комплекс природных и природно-техногенных процессов и явлений аномального изменения физического состояния твердых горных пород в результате их растворения и выщелачивания природными и техногенными водами с образованием поверхностных и подземных пустот разной формы и размеров [11]. Карст развивается в результате растворения карбонатных, сульфатных и галоидных пород, растворимость которых в природных условиях определяется соотношением $1:10^2:10^4$.

По подсчетам Г.А. Максимович (1963) карбонатные породы занимают около 40 млн км² суши, а гипсы и соли вместе – около 11 млн. км². Карбонатный карст развит в северо-западной части Русской платформы, на Тиманском поднятии, вдоль Уральского хребта. Соляной карст отмечен на северо-западном крыле Московской синеклизы, прослеживаясь здесь до глубин 300-400 м. На Сибирской платформе карбонатный карст развит в осадочном чехле Тунгусской и Вилюйской синеклиз, по северной окраине Алданского щита а соляной – на территории Ангаро-Ленского прогиба. В Забайкалье также известен карбонатный карст – пещера Хээтэй (рис. 19), Шилкинская, Мангутская, Урдюканская, Соктуй-Милозанская пещеры.

В карстовых районах расположены: Москва, Н. Новгород, Самара, Тула, Пермь, Дзержинск, Кунгур, Уфа и другие крупные города. В районе г. Дзержинска, расположенного в долине р. Оки, с 1935 по

1959 г. произошло 54 провала, из которых один имел глубину 28 м и диаметр 90 м.



Рис. 19. Ледопад в пещере Хээтэй

Карстово-суффозионный провал [14] в пермских сульфатно-карбонатных породах 7.08.1939 г. вблизи с.Акташ в Татарстане имел размеры: диаметр воронки – 5 м, глубину 52 м, а в 2001 г. диаметр – 30 м, глубину – 8-10 м (рис.20).



Рис. 20. Карстовый провал в сульфатно-карбонатных породах (В.А.Королев, 2001)

Карстовые проявления могут быть различными (табл.12)

Таблица 12

Основные карстовые формы (по Д. С. Соколову, 1962)

Класс (по месту проявления карстовых форм)	Карстовые формы	Процессы обуславливающие развитие карстовых форм	
	В растворимых породах		
Поверхностные	Карры субэральные	Растворение метеорными водами и эрозия на крутых склонах	
	Карры и каверны рифов Ниши	Растворение при участии морских вод Растворение и выветривание с участием подмыва	
Подземные	Воронки: выщелачивания провальные Долины слепые полуслепые Котловины и поля Колодцы, шахты и пропасти Закарстованные трещины	Растворение Растворение и обрушение Растворение и эрозия Эрозия и растворение Эрозия, растворение, обрушение Растворение, обрушение, эрозия	
	Пещеры, каналы и прочие полости Каверны и вторичная пористость	Растворение в сочетании с подземной эрозией и обрушением Растворение	
	В нерастворимых породах		
	Поверхностные	Карстово-суффозионные воронки Карстово-эрозионные овраги Карстово-эрозионные поля	Суффозия с выносом материала в подземные карстовые полости Эрозия с выносом ее продуктов в подземные карстовые полости
	Подземные	Карстово-суффозионные провальные шахты и воронки, карстово-суффозионные каналы и полости	Суффозия с выносом материала в подземные карстовые поля, обрушение

Наиболее важной закономерностью, включающей целый ряд особенностей карста, является гидродинамическая зональность, которая прослеживается вглубь и по горизонтали (рис. 19).

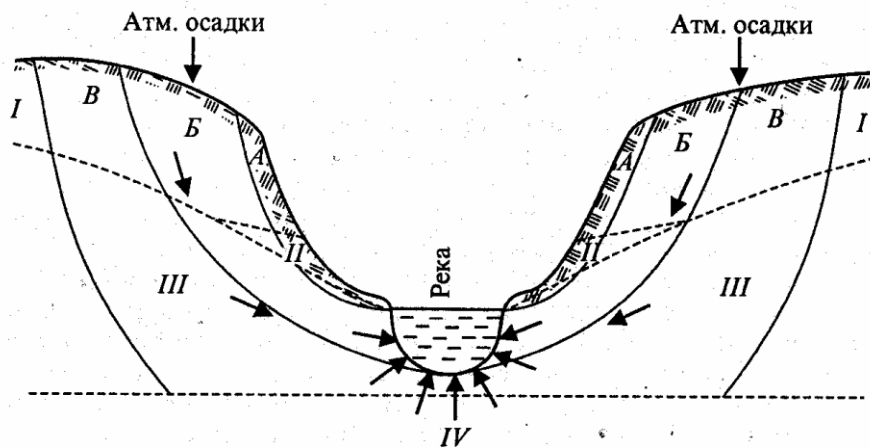


Рис. 19. Гидродинамические зоны карста
I, II, III, IV – вертикальные; А, Б, В - горизонтальные

По вертикали выделяются четыре зоны: аэрации (I), сезонных колебаний (II), полного водонасыщения (III) с подзоной разгрузки и глубокого замедленного водообмена и движения (IV) (Соколов, 1962). По горизонтали выделены три зоны: присклоновая (А), придолинная (Б) и приводораздельная (В) (Лыкошин, 1968).

О растворимости минералов можно судить по данным исследований Н.А. Гвоздецкого, приведенным в таблице 13.

Таблица 13

Растворимость порообразующих минералов карстующихся пород в дистиллированной воде

Минерал	Химическая формула	Температура, °С	Растворимость, г/дм ³
Кальцит	CaCO ₃	16	0,013
Доломит	CaMg(CO ₃) ₂	25	0,015
Ангидрит	CaSO ₄	18	2,02
Галит	NaCl	10	357,2

Карстующиеся породы в зависимости от присущих им особенностей имеют разную растворимость, величина которой изменяется от

общей минерализации и химического состава растворяющих вод, температуры воды и содержания в ней свободной углекислоты.

В присутствии свободной углекислоты растворимость кальцита повышается (таблица 14).

Таблица 14
Зависимость растворимости от содержания свободной CO₂

Содержание свободной CO ₂ , г/дм ³	0.25	2.40	25.0	2000
Растворимость CaCO ₃ , г/дм ³ (при t = 17° С)	34	102	227	455

Растворимость карбонатных пород растет также с увеличением содержания H₂S в природных водах, при этом происходят следующие химические реакции



Усиление карста примерно в два раза происходит за счет образования гипса, растворимость которого выше, чем у кальцита. Этот процесс особенно характерен для промышленных районов, где нередко, так называемые «кислотные» дожди и возможны утечки техногенных вод с большим содержанием серы.

Различными авторами растворимость доломита характеризуется величиной 3 г/дм³, кальцита от 14 до 18 г/дм³, а магнезита от 22 до 176 г/дм³. Из-за малой растворимости карбонатных пород скорость образования карста в них небольшая. По данным Н.В. Родионова скорость роста трещин в них за столетие оценивается от 3 до 50 см.

Основное внимание при изучении карста должно быть уделено исследованию:

- химико-минерального состава и структурно-текстурных осо-

бенностей пород;

- тектонического строения района;
- геоморфологических особенностей местности;
- условий циркуляции подземных вод;
- изменения базисов коррозии и эрозии в ходе геологического развития изучаемой территории;
- существующих карстовых форм;
- оценки величины выноса подземными водами растворимых веществ и минеральных взвесей.

На основании этого может быть оценена интенсивность процессов карста в каждом конкретном районе.

Интенсивность развития карста можно оценить по густоте карстовых воронок на местности, их генезису и приуроченности к определенным элементам рельефа. Со временем размеры карстовых воронок может увеличиваться.

По степени устойчивости территории к образованию карста З.А. Макеевым предложено подразделять ее на следующие категории:

- 1) участки весьма неустойчивые – возникает по 5-10 воронок в год на 1 км²;
- 2) участки неустойчивые – возникает по 1-5 воронок в год на 1 км²;
- 3) участки средней устойчивости – 1 воронка на 1 км² за 1-20 лет;
- 4) участки устойчивые – 1 воронка на 1 км² возникает за 10-50 лет.
- 5) участки весьма устойчивые – площадь свободна от воронок или имеется только несколько старых воронок (заросших, задернованных) 0 воронок за более, чем 50 лет.

4.2. Условия и факторы, определяющие развитие карста

Основными факторами, определяющими процесс образования карстовых пустот, являются: литогеохимический состав пород, а именно наличие карстующихся разностей, климат, атмосферные осадки и их агрессивность, геоморфология, тектоническая трещиноватость пород и их фильтрационные параметры, геокриологические условия. Развитие карста связано и с историей геологического развития того района, где он встречается. В районах широко развития пород карбонатного комплекса со слабой тектонической нарушенностью и высокой прочностью, или находящимися в многолетнемерзлом состоянии, встречаются лишь малочисленные карстовые проявления в виде неглубоких воронок в днищах падей, суходолов и небольших отдельных пещер-гrotов. Таким образом, все рассмотренные факторы можно подразделить на способствующие карстообразованию и сдерживающие его. К первым можно отнести факторы, обеспечивающие проникновение поверхностных и атмосферных вод в горные породы: благоприятный лито-геохимический состав пород и их высокая растворимость и трещиноватость, высокие фильтрационные свойства, большое количество атмосферных осадков и их высокая агрессивность, благоприятные геоморфологические условия, а именно выравненный характер рельефа. Препятствуют карстообразованию факторы, затрудняющие проникновение поверхностных и атмосферных вод в горные породы: высокая прочность и слабая растворимость пород, суровые климатические условия, горный характер рельефа, промороженность пород и малая глубина сезонного промерзания.

Карст развивается в результате растворения карбонатных, сульфатных и галоидных пород. Эти породы, в большинстве случаев, во-

допроницаемы только по трещинам. Поэтому трещиноватость пород, и в частности тектоническая трещиноватость, способствует возникновению карста.

В общем случае процесс выщелачивания описывается следующим выражением:

$$C = C_m - (C_m - C_o) \frac{1}{ch^2 \frac{k\sqrt{\sigma_0 x}}{2V}}, \quad (28)$$

где C – концентрация солей в растворе, г/см³;

C_m – концентрация предельного насыщения раствора солями данного состава, г/см³;

C_o – начальная концентрация солей данного состава в растворе, г/см³; k – коэффициент растворения, С⁻¹;

σ_0 – начальный объем солей, доли единицы;

x – координаты точки опробования по направлению движения потока, см;

V – скорость фильтрации, см/с.

Как видно из формулы 29 скорость растворения и выщелачивания прямо пропорциональна недостатку насыщения раствора солями данного состава и скорости фильтрации. Кроме того, выщелачивающая активность подземных вод определяется и их агрессивностью, зависящей например, от содержания углекислоты и других кислот в растворе. В этой связи при инфильтрации в горные породы атмосферных осадков, содержащих в большом количестве углекислоту, будет наблюдаться максимальная активность карстообразования в пределах областей питания подземных вод (водоразделы и приводораздельные пространства). Здесь же максимальна и скорость фильтрации при практически вертикальном движении подземных вод. Однако для

процесса инфильтрации характерно движение воды по отдельным каналам, что и определяет локализацию активного процесса карстообразования в отдельных трещинах, преимущественно тектонического характера. В верхней части склона и в прилегающих частях водораздельных пространств, по этой причине, интенсивно образуются воронки и провалы, связанные с круто уходящими вниз карстовыми ходами, связанными, в свою очередь, с тектоническими трещинами.

Тектонические трещины, расширенные выветриванием могут обеспечивать большую скорость движения подземных вод (до 1000 м/сут). При таких скоростях движения карстообразование обеспечивается не только процессами выщелачивания, но и эрозии. Образование провалов и воронок, по этой причине, обеспечивается не только растворением и выщелачиванием пород, но и выносом мелкообломочного материала подземными водами, а также и за счет непосредственной эрозии пород.

При достижении инфильтрующимися водами поверхности зеркала подземных вод скорость фильтрации резко падает, что определяет снижение интенсивности карстообразования. Однако, как правило, в водораздельных пространствах недостаток насыщения раствора солями еще велик. Поэтому процесс развития карста и в зоне полного насыщения пород водой протекает достаточно активно.

Максимальные скорости движения и расходы воды характерны для склонов и уступов. Поэтому здесь развитие карстовых пустот идет особенно сильно. Внизу у подножия склона выходят на поверхность горизонтальные ходы, часто в виде пещер, которые образуются при движении воды по трещинам напластования.

Таким образом, на развитие карста значительно влияет характер рельефа, определяющий движение подземных вод. Карст также разви-

вается более интенсивно при большем количестве атмосферных осадков и более высокой их агрессивности, большей тектонической трещиноватости пород, что способствует поступлению воды в горные породы.

Для зоны аэрации характерно вертикальное движение маломинерализованных высокоагрессивных подземных вод по отдельным карстовым каналам и трещинам. При этом процесс карста активно протекает только в летнее время, что связано с сезонным выпадением жидких осадков и, соответственно, с сезонным поступлением воды в горные породы.

Для подзоны сезонных колебаний уровней подземных вод также характерно периодическое изменение интенсивности процессов карстообразования, обусловленное насыщением и осушением пород. Однако выщелачивание пород здесь протекает медленнее, что связано с существенно меньшими скоростями движения подземных вод при малых гидравлических уклонах и насыщении подземных вод продуктами растворения пород. Для третьей зоны, зоны полного насыщения пород водой характерно изменение интенсивности процесса выщелачивания как во времени, так и по простиранию подзоны. Максимально интенсивно процесс выщелачивания протекает в летнее время, что связано с притоком маломинерализованных атмосферных осадков. В зимнее время процесс карстообразования затухает, что обусловлено насыщением подземных вод продуктами выщелачивания, снижением температуры подземных вод и уменьшением их коррозионной активности.

Ниже местного базиса коррозии процессы карстообразования протекают существенно медленнее. Это определяется резким снижением скоростей фильтрации подземных вод, затуханием скорости

гидродинамического обмена и практически полным насыщением воды продуктами растворения горных пород.

4.3. Методы прогноза карста

Прогнозировать карст сложно, потому что природные факторы карстообразования в естественных условиях подвержены чрезвычайно медленным изменениям. Для тех районов, где ранее не отмечался карст, его прогноз целесообразен лишь тогда, когда намечены крупные изменения природной среды, например строительство водохранилищ, горные работы со значительным водопонижением или строительство крупных водозаборов подземных вод. В этих случаях прогноз карстообразования выполняется на основе изучения процессов карста на соседних, аналогичных по своим природным условиям и геологическому строению участках с учетом вновь появившихся искусственных факторов карстообразования. Прогноз развития процесса карста тех районов, где он уже отмечался, может быть выполнен на основе оценки его интенсивности, выполненной ранее.

Оценка степени закарстованности осуществляется по следующим показателям:

1) Объемный показатель ($\Pi_{кп}^V$) карстовой пораженности в % (по Н.Н. Родионову)

$$\Pi_{кп}^V = \frac{\sum_{i=1}^n V_{k_i}}{V_{км}} \cdot 100\%, \quad (29)$$

где V_{k_i} – объем i – той карстовой полости;

$V_{км}$ – объем закарстованного массива,

n – число карстовых пустот;

2) Площадной показатель карстовой пораженности ($\Pi_{кп}^F$) в %

$$\Pi_{км}^F = \frac{\sum_{k_i}^n F_{k_i}}{F_{км}} \cdot 100, \quad (30)$$

где F_{ki} – площадь i - той поверхностной карстовой формы;

$F_{км}$ – площадь закарстованной территории.

3) Показатель карстовой пораженности ($\Pi_{км}^{\Pi}$)

$$\Pi_{км}^{\Pi} = \frac{n_{км}}{F_{км}}, \quad (31)$$

где $n_{км}$ – число карстовых пустот.

4) Показатель активности карстового процесса в % (по Н.В. Родионову)

$$\Pi_{ак} = \frac{V_z}{V_{км}}, \quad (32)$$

где V_p – объем растворенной горной породы выносимой подземными водами за 1000 лет.

Для оценки степени закарстованности могут служить данные о водопитоках в горные выработки. В незакарстованных, нетрещиноватых породах K_{ϕ} составляет < 0.01 , а в сильнозакарстованных превышает 100 м/сут.

Для математического прогноза процесса карста (формула 29) необходимо знание концентраций солей в подземных водах, по крайней мере в двух точках потока, а также и скорости фильтрации. Значения коэффициента растворения k и C_m – концентрации предельного насыщения раствора солями данного состава обычно получают из соответствующих химических справочников. Скорость фильтрации в гидродинамике обычно подразделяют на истинную и фиктивную. Истинная средняя скорость движения воды в горных породах определяется из следующего выражения:

$$V_{\partial} = \frac{Q}{F_{\partial}}, \quad (33)$$

где Q - расход потока,

F_{∂} – действительная площадь пористой среды.

Отсюда действительную скорость потока можно определить из выражения:

$$V_{\partial} = \frac{V_{\phi}}{n_a}, \quad (34)$$

где n_a – активная пористость горных пород;

V_{ϕ} – фиктивная скорость фильтрации, значение которой может быть получено в соответствии с законом Дарси из выражения $V_{\phi} = kI$. Здесь k – коэффициент фильтрации горных пород, а I – гидравлический уклон потока. Значения коэффициента фильтрации и гидравлического уклона потока может быть получено по результатам опытно-фильтрационных работ и замерам уровня подземных вод в скважинах, расположенных по потоку подземных вод.

Таким образом, может быть определена общая масса солей, выносимых из горных пород при их растворении и карстообразовании. Однако эта величина не может являться определяющей внешних проявлений процесса карста, таких как образование карстовых воронок и провалов на поверхности земли. В данном случае прогноз образования новых воронок и провалов обычно дается по результатам длительных наблюдений за процессом карста на той или иной территории. Тем не менее, вероятность и интенсивность процесса карста при расчетах из уравнения может быть определена однозначно.

4.4. Методы изучения карста и управления процессом

Оценка скорости просадки поверхности, выявленных карстовых форм рельефа должна проводиться методами нивелирования поверхности на участках выраженных форм карстового рельефа (понижения, воронки). Частота установки марок на профиле – 5 м. Расстояние между профилями, в зависимости от размеров карстовых воронок и понижений составляет от 10 до 50 м и назначается в каждом конкретном случае. Нивелировка марок должна осуществляться 1 раз в год в конце периода максимального оттаивания грунтов (конец августа – конец сентября).

Выявление подземных карстовых полостей может быть проведено методами вертикального электрического зондирования и электропрофилирования. Оценка скорости фильтрации подземных вод и установление направления фильтрации может быть проведено по методу «заряженного тела».

Структурно-текстурные особенности пород и установление их химико-минерального состава производится бурением колонковых геолого-структурных скважин с отбором керна и его лабораторными исследованиями. Каждая скважина оборудуется фильтровой колонной для последующих гидрогеологических исследований (опытных и режимных).

Оценка интенсивности процессов массопереноса в подземной гидросфере осуществляется постановкой гидрогеологических и геохимических наблюдений на участках развития карста. Для этих целей производится бурение профиля гидрогеологических скважин по оси изучаемого карстового проявления в направлении ожидаемого движения подземных вод. Назначение скважин – установление лито-

логического состава пород, геохимическое опробование пород подвергаемых выщелачиванию, установление их гидрогеологических параметров и отбор проб подземных вод для установления их химического состава и количественной оценки величины массопереноса. Каждая из скважин оборудуется фильтром с длиной, равной мощности водонасыщенной зоны. Крепление гидрогеологической скважины обсадными трубами и фильтрами обязательно. Количество скважин – не менее трех. Глубина скважин должна превышать расстояние до местного базиса коррозии от поверхности карстовых понижений и воронок. На каждой из гидрогеологических скважин производятся опытные работы (пробные откачки или нагнетания) для установления гидродинамических параметров пород (статические уровни, коэффициенты фильтрации, скорость фильтрации, коэффициенты уровне- или пьезопроводности, водопродимости, недостатка водонасыщения). Из каждой скважины при помощи глубинных пробоотборников производится поинтервальный отбор проб на сокращенный химический анализ для установления химического состава подземных вод. с гидрогеохимическим опробованием производится также измерение уровней подземных вод. Частота измерений и отбора проб – один раз в месяц. На основании проводимых исследований устанавливается интенсивность процессов выщелачивания пород и карстообразования по данным о количестве вновь образовавшихся воронок и величине осадки поверхности контрольных воронок, величине выноса материала из горных пород.

Методы управления карстом заключаются в предотвращении стока поверхностных вод к карстовым воронкам и провалам, исключении нисходящей фильтрации поверхностных вод по карстовым пус-

тотам, исключении или существенном затруднении направленной фильтрации подземных вод в пределах закарстованных участков.

Регулирование поверхностного стока заключается в планировке поверхности закарстованных участков или отводе поверхностных вод от уже образовавшихся карстовых провалов и воронок. Для этих целей используются местные слабопроницаемые и слаборазмываемые материалы, например глины или суглинки с включениями гравия, щебня или гальки. Необходима также трамбовка материалов в процессе отсыпки для исключения образования отдельных фильтрационных каналов.

Тампонирующее уже образовавшихся воронок и провалов сводится в основном к цементации и битумизации закарстованных пород. Для заполнения карстовых пустот более целесообразно использование растворов на основе глины с примесью песка, гравия или щебня с последующим нагнетанием цементного раствора.

Предотвращение фильтрации подземных вод по участкам распространения карста может производиться созданием горизонтальных и вертикальных дренажей на их границах, а также барражей различного типа.

Дренажные системы могут быть горизонтального и вертикального типов. При этом горизонтальными завесами (траншеями) перехватываются только грунтовые потоки подземных вод небольшой (до 5 м) мощности. В других случаях используются дренажи из рядов скважин, глубина которых определяется как глубиной зоны распространения закарстованных пород, так и конкретными гидрогеологическими условиями, например мощностью потоков подземных вод. Собираемые воды должны сбрасываться за пределы закарстованных уча-

стков с исключением утечек воды из сбросных коллекторов в пределах закарстованных участков.

Барражные завесы, в зависимости от мощности и глубины залегания подземных потоков могут быть горизонтального или вертикального типа. Использование горизонтальных завес целесообразно только для исключения фильтрации грунтовых вод к закарстованным участкам. Барражные завесы создаются путем проходки траншей глубиной до 5 м, заполняемых слабопроницаемым глинистым материалом или установкой пленочных экранов с последующей засыпкой траншеи. При наличии соответствующей техники, например, драглайнов могут создаваться траншеи глубиной до 10–12 м.

Вертикальные барражные завесы создаются методами нагнетания цементных растворов или битумов в скважины. В зависимости от степени закарстованности пород может производиться цементация и битумизация скважин, расположенных в один, два и более рядов. При расположении скважин в несколько рядов, они размещаются в шахматном порядке. Глубина скважин определяется глубиной распространения карста в массиве горных пород, а также гидрогеологическими условиями конкретных участков.

Предполагается, все же, что использование барражных завес более предпочтительно по сравнению с дренажными системами, так как они обеспечивают уменьшение скорости фильтрации, застойный режим в подземной гидросфере, создают условия для накопления солей в подземных водах и снижения их растворяющей активности, а также не требуют последующего обслуживания.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные факторы формирования карста.
2. Каковы механизмы формирования карстовых полостей?
3. Охарактеризуйте гидродинамическую зональность карста
4. Какие показатели используются для прогнозирования карста?
5. Назовите мероприятия по борьбе с карстовыми процессами.
6. Какие карстовые проявления есть на территории Забайкалья и с какими породами они связаны?

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии / Г.К. Бондарик. – Москва: Недра, 1981. – 256 с.
3. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. - Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
4. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург.: Наука, 2001. – 416 с.
5. Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия / под. ред. С.Л. Шварцева. – Новосибирск: Наука, 1982. – 288 с.

Глава 5. СУФФОЗИЯ

5.1. Общие понятия о процессе суффозии, условия развития

Суффозия может быть химической и механической (рис. 21). Химическая суффозия является результатом растворения и выноса воднорастворимых солей из горных пород подземными водами, что сближает ее с карстовыми процессами.

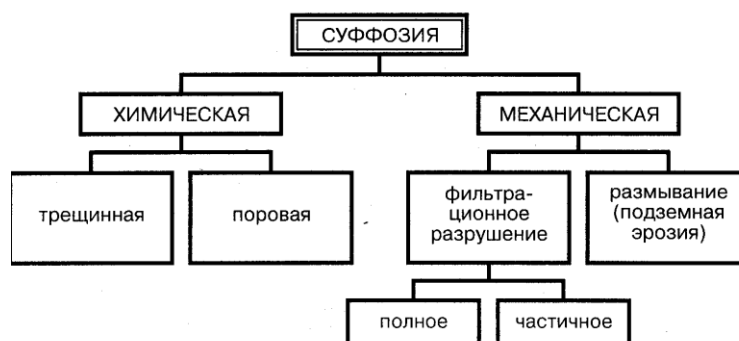


Рис. 21. Схема видов суффозии [14]

В строительной и горной практике химическую суффозию рассматривают и изучают как карст в средне- и легкорастворимых породах (гипсах, ангидритах, хлоридах), а механическую – как собственно суффозию. Термин «механическая суффозия» применяют к процессу механического выноса фильтрационным потоком мелких нерастворимых минеральных частиц из неоднородных песков.

Для такого выноса необходимо свободное пространство, где откладывается выносимый материал: естественное или искусственное обнажение песков (природный склон или техногенный откос) карстовая полость или подземная выработка, более пористый песок или трещиноватый массив. Обычно суффозия наблюдается на склонах и откосах, когда они дренируют пески, содержащие подземные воды. В

результате длительного развития суффозионного процесса происходит разрыхление песчаного слоя у самого выхода фильтрационного потока на склон, там, где гидравлический градиент характеризуется высокими значениями. В результате этого может происходить обрушение вышележащих пород (рис. 22)

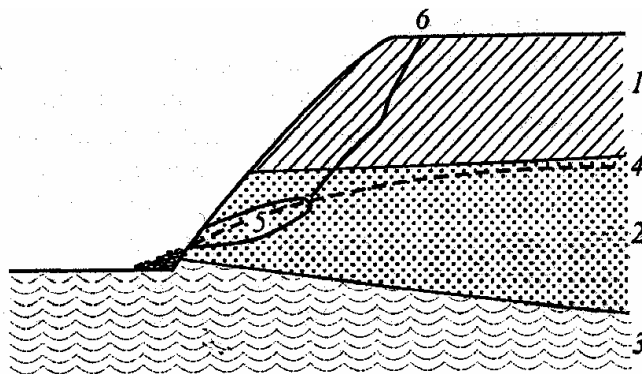


Рис. 22. Склон, в котором развивается механическая суффозия
 1 – лессовидный суглинок; 2 – водоносный разнородный песок; 3 – глина ;
 4 – уровень грунтовых вод; 5 – участок развития суффозионного выноса; 6 – трещина закола будущего обрушения (оползня)

Для возникновения и развития механической суффозии необходима обстановка, характеризующаяся тремя условиями: наличием водоносного песка, фильтрационного потока в нем и среды, в которой может аккумулироваться выносимая водой мелкозернистая песчаная масса. В качестве определяющих факторов суффозии выступают, с одной стороны, энергия водного фильтрационного потока, зависящая от его скорости согласно закону Дарси $V = k \cdot I$ (где k – коэффициент фильтрации, I – гидравлический градиент), а с другой – сопротивление мелких частиц песка, находящихся в поровом пространстве между более крупными зернами, т.е. степень неоднородности водоносного песчаного грунта $K_n = d_{60} / d_{10}$ (где d_{60} и d_{10} – соответственно контрольный и эффективный диаметры песчаных зерен). Таким образом, в условиях предельного равновесия величина энергии фильтрационного

потока $\mathcal{E}_e = f(k, I)$ будет равна величине сопротивления $\Psi(k, K_n)$. Суффозия начинается при отношении для одного и того же песка $\mathcal{E}_e/\Psi > 1$. По данным лабораторных исследований с разными песками В.С. Истомина построила кривую зависимость в координатах $J-K_n$, разграничивающую опасную область, где суффозия возможна, от области безопасной, где она происходить не будет (рис. 23).

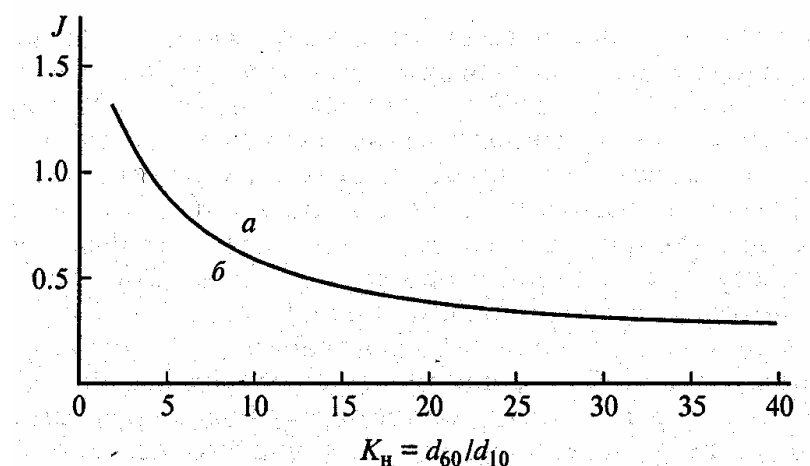


Рис. 23. График зависимости $J = f(K_n)$, по В. С. Истоминой
а – опасная зона, б – безопасная зона.

Разрушающий градиент при восходящем потоке по исследованиям В.С. Истоминой составляет

$$J_p = 4.5 \left(\frac{d_{pz}}{d_n} \right), \quad (35)$$

$$\text{при этом } d_{pz} = \frac{1.9\sqrt{\gamma_e}}{\sqrt{\rho_m - \gamma_e}} \cdot \sqrt{V_p \cdot \gamma_e}; \quad V_p = \frac{V_p'}{n};$$

$$n' = \left(1 - 0.114 \cdot \frac{1-n}{n} \right); \quad d_n = 3.1 \cdot \frac{\sqrt{K_\phi \cdot v \cdot \gamma_e}}{n'}, \quad (36)$$

где d_{pz} – расчетный диаметр зерен песка, мм;

d_n – средний диаметр пор в породе, мм;

ρ_m – плотность минеральных частиц, г/см³;

γ_e – удельный вес воды, г/см³;

V_p – разрушающая скорость фильтрации в порах породы, см/с;

V'_p – разрушающая скорость фильтрации, определяемая опытным путем, см/с; n' – действительная пористость породы;

n – объем пор;

K_ϕ – коэффициент фильтрации породы, см/с;

ν – динамический коэффициент вязкости, см²/с.

Для песков разной зернистости И.Ф. Володько определил опытным путем критические скорости и критические градиенты (табл. 15)

Таблица 15

Критические скорости и критические градиенты фильтрации для песков разной зернистости (по И. Ф. Володько)

Диаметр зерен, мм	Критическая скорость фильтрации, м/сут	Критический градиент
0.57	800	6,67
0.90	530	1,63
1.35	300	0,54

Анализ зависимостей дает возможность сделать следующие выводы:

а) суффозия может возникнуть при градиенте $J \leq 0.5$ только в песках с неоднородностью $K_n \geq 10$; б) наиболее опасными являются значения гидравлического градиента $J > 1.0$, при которых суффозия может возникнуть и в однородных песках при $K_n < 2-3$; в) суффозия практически не возникает при градиенте $J < 0,2-0,3$.

По результатам наблюдений установлено, что суффозия возникает при гидравлическом градиенте $J > 1,0$ в очень неоднородных песках, у которых $K_n > 20$. Такая ситуация чаще всего реализуется в земляных плотинах и в основании подпорных сооружений, где наблюдаются высокие значения гидравлических градиентов (0,5-1,0). В

практике строительства гидротехнических сооружений используют формулы К. Терцаги (37)

$$J_{кр} = (\rho_m - 1) \cdot (1 - n) \quad (37)$$

и Е.А. Замарина

$$J_{кр} = (\rho_m - 1) \cdot (1 - n) + 0.5n, \quad (38)$$

где ρ_m – плотность минеральных зерен песка (для кварцевых песков 2,65 г/см³);

n – пористость песка.

Если принять пористость песка $n = 0,42$, то $J_{кр} = 0,95$ (по К. Терцаги) и 1.16 (по Е.А. Замарину).

Возможность развития суффозионного выноса из одного слоя песка с диаметром частиц d_{60} в соседний слой песка с диаметром частиц D_{60} , оценивается через критическую скорость воды $V_{кр}$ (в см/с) по эмпирической формуле Л.И. Козловой (39)

$$V_{кр} = 0.26d_{60}^2 \left[1 + 1000 \cdot \frac{d_{60}^2}{D_{60}^2} \right]. \quad (39)$$

Высокие гидравлические градиенты создаются вокруг скважин, из которых долго и при больших понижениях ведется откачка подземных вод. В результате возникает суффозионный вынос мелких минеральных частиц, часть которых выносятся вместе с водой на поверхность, а часть оседает на фильтрах, колюматировывает их и тем самым выводит водозаборные сооружения из эксплуатации. За первый год эксплуатации Московского метрополитена было поднято при откачках вместе с водой около 6 тыс. м³ такого песка.

На первых этапах строительства искусственных сооружений на них формируются депрессионные кривые с большими ($>1,0$) градиентами, вызывающими суффозионный вынос, который приводит к видимому визуальному разрыхлению песков на глубину в массив не бо-

лее 1,5-2,0 м.

На откосах более длительного срока службы устанавливаются дренажно-пригрузочные устройства (рис. 24), в результате которых формируются устойчивые, безопасные градиенты, не превышающие 0,4-0,5.

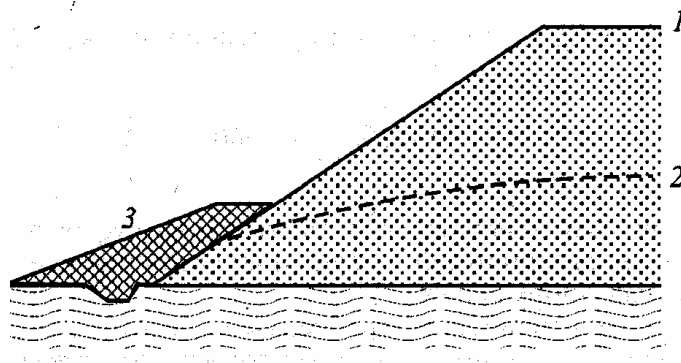


Рис. 24. Схема дренажно-пригрузочного устройства на откосе, подверженном суффозионному процессу
1 – искусственный откос, 2 – уровень грунтовых вод, 3 – дренажно-пригрузочная призма.

Вынос рыхлого материала, заполнителя трещин в твердых скальных породах, происходит при заполнении водохранилищ или при водных прорывах в подземные горные выработки. Наблюдения в котлованах показали, что вынос рыхлого заполнителя происходит при градиентах $J > 2$.

5.2. Фильтрационный выпор

Выход фильтрационного потока в основание гидротехнических сооружений или на откосную поверхность при относительно высоких градиентах (>1) вызывает деформацию и вынос всего грунта в виде выпора [11]. Уравнение равновесия сил, действующих на объем песка, находящегося на поверхности затопленного откоса, имеет вид

$$(\bar{G}_n - \bar{F}_{en} - \bar{\Phi}) \operatorname{tg} \varphi = \bar{G}_\tau - \bar{F}_{e\tau}, \quad (40)$$

где \bar{G} - сила веса;

\bar{F} - сила взвешивания;

$\bar{\Phi}$ - гидродинамическое давление, направленное по нормали к откосной поверхности и вызывающее выпор песка;

φ - угол внутреннего трения песка;

n и τ указывают соответственно на нормальные и касательные составляющие сил.

Для единичного объема грунта $|\bar{G} - \bar{F}| = \gamma_s$, а $|\bar{\Phi}| = \gamma_o J$, поэтому уравнение примет вид

$$(\gamma_s \cdot \cos \alpha - \gamma_o J) \cdot \operatorname{tg} \varphi = \gamma_s \cdot \sin \beta, \quad (41)$$

где α - предельный угол устойчивого на выпор откоса; J - градиент потока; γ_o - удельный вес воды; γ_s - удельный вес взвешиваемого грунта

5.3. Плывуны

Термином «плывун» обозначают быстрое перемещение водонасыщенных рыхлых песчано-глинистых пород при вскрытии строительными и горными выработками [17]. Переход водонасыщенных рыхлых отложений в плывуны предполагает их вскрытие, в результате которого происходит формирование фильтрационного потока с местным градиентом. Последнее формируется за счет перепада давления поровой воды в напорном водоносном горизонте до вскрытия и до нуля в момент и в месте вскрытия (рис. 25) и от h_1 и h_2 в безнапорных песках [11]. В первом случае гидравлический градиент оказывается очень большим, так как $\Delta H = H - 0$ является значительной величиной, а

длина пути фильтрации в диапазоне ΔH незначительной, стремящейся к нулю.

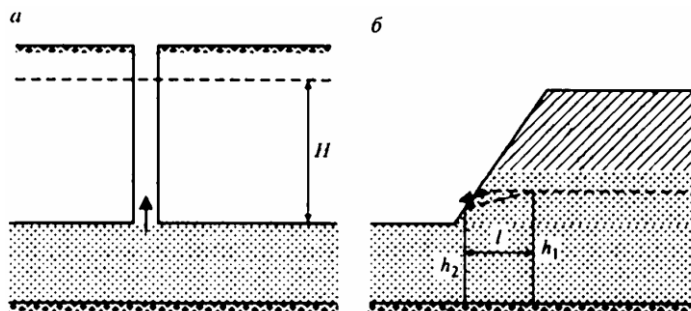


Рис. 25. Схема формирования гидродинамического давления в водоносных песках при их вскрытии в условиях напорного (а) и безнапорного (б) водоносных горизонтов.

H – напор воды в естественных условиях; h_1 и h_2 - высота водного столба до и после вскрытия песков. Стрелками показано направление движения пьезуна.

В этих условиях переход песков в пьезун происходит с большой скоростью, а высота пробки в скважине достигает величины порядка H . При вскрытии котлованом или скважиной безнапорного водоносного горизонта, сложенного такими же по составу и пористости песками, что и в первом случае, величина, формирующегося гидравлического градиента $\frac{h_1 - h_2}{l}$ почти всегда меньше единицы. Поэтому интенсивность и масштабы перехода песка в пьезун являются несравнимо меньшими.

В статическом состоянии полное напряжение, возникающее от веса вышележащих толщ σ_z является суммой двух напряжений: эффективного σ_{ef} , передающегося через контакты минеральных частиц и порового давления u , возникающего в поровой воде водоносного песка, т.е. $\sigma_z = \sigma_{ef} + u$. До вскрытия $u = \gamma_e(H + z)$, а в момент вскрытия на забое скважины формируется гидродинамическое давление в порах песка

$$u_{z0} = \gamma_s \cdot J = \gamma_s \cdot H / z > u, \quad (42)$$

где z – глубина рассматриваемой точки от верхней границы песчаного слоя. В этот же момент на забое скважины $\sigma_z = \gamma \cdot z$, а следовательно, $\sigma_{ef} = \sigma_z - u$ окажется равным нулю или отрицательной величиной, что приведет к потере трения на контактах частиц песка и к переходу песчаного массива в текучее состояние, т.е. в пловун. Вспомним, что в мелких и тонких песках

$$\begin{aligned} \tau &= (\sigma - u) \cdot \operatorname{tg} \varphi \\ \tau &= 0 \quad \text{при} \quad \sigma = u. \end{aligned}$$

Чем мельче минеральные частицы, тем при меньших значениях гидродинамического давления формируются пловуны.

По наблюдениям В.В. Радиной (1972), микроорганизмы, живущие в порах песков выпускают пузырьки газа, которые создают избыточное давление в жидкой фазе, способствующее подвижности песков.

Для борьбы с пловунами используют следующие мероприятия:

1. При мощности до 2 м – удаление;
2. Уширение фундаментов с применением методов технической мелиорации грунтов;
3. Проходка пловунов сваями-стойками;
4. Осушение или замораживание.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные факторы развития суффозии.
2. Каковы механизмы формирования суффозионных воронок и других форм рельефа?

3. При каких значения гидравлического градиента и коэффициента неоднородности песков возможно развитие процесса.
4. Какие показатели используются для прогнозирования суффозии?
5. Назовите мероприятия по борьбе с суффозией.
6. Чем обусловлено широкое развитие суффозионных явлений на территории г. Чита?
7. Что такое фильтрационный выпор?
8. При каких условиях могут образовываться пльвуны и как с ними бороться?

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии / Г.К. Бондарик. – Москва: Недра, 1981. – 256 с.
3. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. - Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
4. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.
5. Портнова В.П. Инженерно-геологические условия Центрального и Восточного Забайкалья / В.П. Портнова. – Москва: Недра, 1976. – 232 с.
6. Савренский Ф.П. Инженерная геология / Ф.П. Савренский. – Москва: ОНТИ, 1939. – 488 с.

Глава 6. Болота и заболоченные земли, подтопление территории

6.1. Болота и заболоченные земли

6.1.1 Определение и общая характеристика болот и торфа

Участки земной поверхности, на которых в течение большей части года наблюдается избыточное увлажнение верхних горизонтов почв и грунтов, называют заболоченными. Участки, где в результате заболачивания происходит накопление растительных остатков и образование торфа называют болотами. Органический грунт, образовавшийся в результате естественного отмирания и неполного разложения болотных растений в условиях повышенной влажности при недостатке кислорода и содержащий 50 % (по массе) и более органических веществ называется торфом (ГОСТ 25100-95).

Заболачивание – начальная фаза развития болот. Мощность торфа в болотах в подсушенном состоянии 30 см, в сухом 20 см. Болота с мощностью торфа более 6 м - торфяники.

Заболоченные земли и болота занимают до 10 % территории СНГ, главным образом в зоне лесов, где количество осадков превышает их испарение. Наибольшее распространение – в европейской части России, заболоченность здесь достигает 40 %. Наиболее благоприятные условия для образования болот – влажный климат, равнинный рельеф и близкое залегание к поверхности подземных вод.

К основным типам болот относятся:

1. Верховые болота (моховые) – располагаются обычно на водоразделах. Питание их происходит за счет атмосферных осадков, а главным торфообразователем являются *олиготрофные растения* (нетребовательные к зольным элементам) и, первую очередь, белый

сфагновый мох. В составе болотных отложений всегда отмечается небольшое содержание примесей терригенного материала и торф таких болот малозольный (1,5-4 %). Сфагновые мхи, нарастая, способствуют образованию торфа мощностью до 6 м в центре болот и меньше по их периферии – выпуклая форма.

2. Переходные болота. На пологих склонах также вследствие избыточного увлажнения могут образовываться болота, которые обычно относятся к переходным. Образование торфа здесь происходит за счет разложения *мезотрофных растений* (умеренного минерального питания): мхов, травяной и кустарниковой растительности. Повсеместно содержание минеральных примесей. Торф обладает средней зольностью.

3. *Низинные (луговые)*, расположены в понижениях рельефа и характеризуются плоской или выгнутой поверхностью. Торфяники, образованные из эвтотрофной растительности, требовательной к минеральным элементам (осоки, хвощи, зеленый мхи, ольха, береза), обладают большой зольностью и малой калорийностью. Питание – поверхностные, речные, морские или грунтовые воды. В воде отмечается недостаток кислорода, а отмирающая растительность подвергается лишь слабому разложению. Это болота приморских низин – лесные болота, характеризующиеся медленным процессом гниения клетчатки, протекающий без доступа воздуха, (гумификация), характерный признак – слоистость. Зольность повышенная или высокая. Отложения: болотная известь, болотные руды, вивианит.

Образование болот может происходить и при зарастании водоемов (рис. 26).

Органические илы под влиянием диагенеза могут образовывать сапропель, состоящий из планктона, водорослей и цветных растений.

стика отложениям торфяной залежи: определяется степень разложения торфа, зольность, физические и физико-механические свойства.

По *степени разложения* торфа (D_{dp} , %) согласно ГОСТ 25100-95, он подразделяется на:

- Слаборазложившийся $D_{dp} < 20$ %
- Среднеразложившийся $20 < D_{dp} < 45$ %
- Сильноразложившийся $D_{dp} > 45$ %.

По *степени зольности* торфа (D_{ds} , д.е.) выделяют нормально-зольные ($D_{ds} < 0,20$) и высокозольные ($D_{ds} \geq 0,20$).

При изучении заболоченных территорий определяют:

- Площадь распространения болот, тип, строения болота и т.п.;
- Относительную пораженность по площади, %;
- Оценку мощности торфа, строение разреза торфяных отложений;
- Оценку условий питания, объемов и т.п.;

Оценка несущей способности (R) торфяных массивов проводится согласно СНиП 2.02.01-83, в соответствии с которыми выделяется три типа оснований в зависимости от их обводненности:

- Слабообводненные $R > 0,025$ МПа;
- Среднеобводненные $R = 0,025-0,01$ МПа;
- Сильнообводненные $R < 0,01$ МПа.

6.1.2. Прогноз заболачивания и защитные мероприятия

Заболачивание вызывает следующие негативные последствия: 1) разрушение дорожных покрытий; 2) снижение проходимости территории; 3) снижение несущей способности грунтов; 4) ухудшение качества питьевых вод за счет микробиологического загрязнения и др.

процессов; 5) ухудшение качества сельскохозяйственных земель и лесных угодий; 6) ухудшение медико-санитарной обстановки [].

Прогноз заболачивания территорий разрабатывается на основе балансовых и гидродинамических методов с использованием оценки всех факторов, влияющих на развитие процесса. Характеристику последних получают по результатам мониторинга, на основе которого вырабатываются рекомендации и управляющие решения по влиянию на процесс заболачивания.

Для борьбы с заболачиванием чаще всего применяют мелиоративные мероприятия, к которым относятся осушение болот путем создания систем дренажа территорий; в отдельных случаях применяют конструктивные мероприятия, такие как замораживание, применение свайных оснований и др.

6.2. Определение и общая характеристика процесса подтопления

Под подтоплением понимается процесс подъема уровня грунтовых вод выше некоторого критического положения, а также формирования верховодки и (или) техногенного водоносного горизонта, приводящий к ухудшению инженерно-геологических условий территории. Подтопление обусловлено превышением приходных статей водного баланса над расходными (СП II-105-97).

Глубина критического уровня определяется глубиной заложения и типами фундаментов, конструкцией подземной части сооружений, свойствами грунтов оснований в активной зоне, возможностью возникновения опасных инженерно-геологических процессов, высотой капиллярной каймы.

Подтопленной считается территория, для нормального исполь-

зования которой требуются мероприятия по понижению уровня подземных вод и другие защитные мероприятия.

Подтопление возникает не только при высоком уровне стояния грунтовых вод. Возможны случаи, когда даже при глубоком залегании уровня (более 10-15 м) подтопление может существенно осложнять строительство и эксплуатацию некоторых сооружений (зданий с глубоким заложением фундаментов, подземных гаражей и торговых комплексов, линий метрополитена и т.п.).

Основными причинами возникновения и развития подтопления являются:

- подпор грунтовых вод в прибрежных зонах морей и водохранилищ, вдоль бортов каналов;

- техногенные утечки из водонесущих коммуникаций, прудов, отстойников, недостаточная организация поверхностного стока на застроенных территориях, неэффективность ливневой канализации, нарушение естественного стока при проведении строительных работ, неумеренный полив городских насаждений и садово-огородных участков;

- барражный эффект при строительстве заглубленных подземных сооружений, засыпке оврагов нефилтующим материалом, устройством стен в грунте и свайных полей;

- конденсация влаги под основаниями зданий, элеваторами и другими сооружениями, асфальтовыми покрытиями на застроенных городских территориях;

- гидромелиоративная деятельность на массивах орошения.

Развитие подтопления вызывает:

- деформации фундаментов и наземных конструкций зданий и сооружений, вызванные изменением прочностных и деформаци-

онных свойств грунтов, в особенности, обладающих специфическими свойствами (просадочность, набухание, выщелачивание, размокание);

- затопление подземных частей зданий, сооружений, коммуникаций, ухудшение условий их эксплуатации;

- возникновение и активизация опасных геологических процессов (оползни, карст, суффозия, просадки, набухание грунтов и др.);

- повышение сейсмической балльности (при сейсмическом микрорайонировании) за счет изменения категории грунтов по сейсмическим свойствам;

- изменение химического состава, агрессивности и коррозионной активности грунтов и подземных вод;

- загрязнение поверхностных и подземных вод, используемых для хозяйственно-питьевых целей;

- ухудшение экологической и санитарно-эпидемиологической обстановки вследствие подтопления территорий промышленных предприятий, полигонов бытовых и промышленных отходов, нефтехранилищ, скотомогильников и других источников химического и органического загрязнения;

- повреждение памятников истории и культуры, уничтожение уникальных ландшафтов.

В определенных условиях подтопление может привести к возникновению чрезвычайных ситуаций.

6.3. Методы изучения и прогнозирования процесса подтопления

Инженерно-геологические изыскания в районах развития подтопления в дополнение к пп. 4.2 и 5.9 СП 11-105-97 (часть I) должны обеспечивать:

- изучение и оценку гидрогеологических условий территории (региона, района, площадки, участка, трассы) объектов строительства;
- выявление источников подтопления и загрязнения подземных и поверхностных вод;
- выполнение прогноза изменения гидрогеологических условий с учетом вызываемых подтоплением негативных последствий;
- оценку опасности возникновения и развития подтопления при различных видах использования территории;
- получение необходимых параметров для обоснования проектных решений по строительству (реконструкции) зданий и сооружений в условиях развития подтопления и их инженерной защите;
- разработку предложений и рекомендаций по организации и ведению гидродинамического и гидрохимического мониторинга подземных вод и развития сопутствующих процессов.

При инженерных изысканиях следует учитывать, что подтопление развивается по двум принципиальным гидрогеологическим схемам, различным по режиму, условиям формирования и характеру распространения подземных вод:

Схема 1 – подтопление развивается вследствие подъема уровня первого от поверхности безнапорного водоносного горизонта, который испытывает существенные сезонные и многолетние колебания, на территориях, где глубина залегания уровня подземных вод в большинстве случаев невелика (обычно не превышает 10-15 м); при подтоплении наблюдается преимущественно естественно-техногенный тип режима подземных вод;

Схема 2 – подтопление развивается вследствие увлажнения грунтов зоны аэрации и (или) формирования нового техногенного

водоносного горизонта с подъемом его уровня на территориях, где подземные воды имеют спорадическое распространение или вообще отсутствуют до кровли подстилающего водоупора, либо уровень первого от поверхности водоносного горизонта залегает на значительной глубине (обычно более 10-15 м); при подтоплении наблюдается техногенный тип режима подземных вод.

Принципиальные различия в развитии подтопления определяют специфику и методическую направленность изысканий, а также методику прогноза изменения гидрогеологических условий и особенности инженерно-гидрогеологического обоснования инженерной защиты.

Прогноз изменения гидрогеологических условий в районах развития или возможного возникновения подтопления должен составляться с учетом схем развития процесса.

При развитии процесса по схеме 1 выполняется прогноз подъема уровня и изменения химического состава грунтовых вод с учетом естественных (сезонных и многолетних) колебаний.

При развитии процесса по схеме 2 выполняется прогноз формирования техногенных подземных вод и изменения свойств грунтов зоны аэрации (особенно, если эти грунты просадочные или набухающие).

Все инженерно-геологические и гидрогеологические прогнозы должны выполняться с учетом влияния техногенных нагрузок и внешних гидродинамических границ исследуемой территории. При этом, исследуемая площадь может значительно превосходить площадь проектируемого объекта.

При выполнении прогнозов изменения гидрогеологических условий (режима подземных вод, динамики ареалов загрязнения под-

земных вод и др.) рекомендуется составлять гидрогеологическую модель территории, регулярно пополняемую новой информацией при последующих изысканиях.

Гидрогеологические прогнозы должны учитывать долгие перспективы экономического и социального развития региона, города, поселения. Продолжительность периода, на который составляется прогноз изменения гидрогеологических условий на застроенных территориях, должна составлять 5-15 лет. Каждый 5 лет прогноз должен корректироваться в соответствии с изменением техногенной нагрузки (новое строительство, реконструкция, расширение или ликвидация объектов).

В случае, если оценка ситуации и прогноз изменения гидрогеологических условий свидетельствуют о необходимости инженерной защиты от подтопления, должно быть предусмотрено получение исходных данных, необходимых для выбора видов инженерной защиты, типа, конструкции и режима работы водопонижительных устройств и решения других задач.

К оценке опасности подтопления следует подходить дифференцированно в зависимости от степени освоенности территории: на застраиваемой (или планируемой к застройке) территории – это возможность возникновения и развития процесса подтопления в определенной природно-техногенной обстановке (характеризуется площадью и скоростью развития процесса); на уже застроенной территории – это способность процесса подтопления вызывать негативные последствия и наносить ущерб, размеры которого в определенных природных условиях дифференцированы по площади и во времени в зависимости от типов и интенсивности техногенной нагрузки (харак-

теризуется коэффициентом пораженности территории подтоплением и наносимым ущербом).

В процессе гидрогеологических исследований необходимо устанавливать:

- фильтрационные свойства грунтов в границах района (площадки) изысканий, а также в пределах ее внешних гидродинамических границ;

- закономерности формирования режима (уровенного, химического, температурного) подземных вод;

- типы водообмена (фильтрация в водонасыщенной зоне; влагоперенос, происходящий в ненасыщенной зоне путем инфильтрации и испарения; передача гидростатического давления; диффузионный перенос вещества и др.;

- особенности взаимосвязи подземных и поверхностных вод;

- характеристику областей разгрузки потока подземных вод и удаленности их от изучаемой площадки;

- агрессивность и коррозионную активность подземных вод с учетом возможного загрязнения.

Исследование и оценка влияния подтопления на экологическую обстановку (изменение природных и техногенных ландшафтов, заболачивание, снижение агротехнических свойств почв, гибель и изменение состава растительных сообществ, ухудшение условий жизни населения, в том числе санитарно-эпидемиологической обстановки) должны осуществляться в комплексе с инженерно-экологическими изысканиями согласно СП 11-102-97.

Контрольные вопросы

1. Назовите основные факторы формирования болот и заболоченных земель.
2. Какие типы болот развиты на водоразделах?
3. Какие типы болот развиты на склонах и их характеристика?
4. Какие типы болот развиты в долинах и их характеристика?
5. Как прогнозируют подтопление территории?
6. Назовите мероприятия по борьбе с заболачиванием и подтоплением территории.

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии / Г.К. Бондарик. – Москва: Недра, 1981. – 256 с.
3. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. - Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
4. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.
5. Королев В.А. Инженерная и экологическая геодинамика: [Электронный учебник на СД] / В.А. Королев. – Москва: МГУ, 1995.
6. Королев В.А. Мониторинг геологической среды / В.А. Королев; под ред. В.Т. Трофимова. – Москва: МГУ, 1995. – 272 с.
7. Лапердин В.К. Опасные геологические процессы на юге Якутии и сопредельных территориях / В.К. Лапердин, В.С. Имаев, И.И. Верховзин [и др.]. – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2011. – 240 с.

Глава 7. Просадочность лессовых пород

7.1. Определение и общая характеристика лессовых пород

Лёссы – это светлая, палево-желтая или серовато-желтая неслоистая горная порода, сложенная частицами размером 0,05-0,01 мм, содержание которых превышает 50 %. Пористость достигает 42-50 %, причем характерно наличие вертикальной макропористости, карбонатности [11]. Особое свойство лёссов – просадочность. Они приурочены, в основном, к перигляциальным областям. На Русской равнине лёссовые породы распространены от Польши до Урала, их можно встретить также на равнинах Южной Сибири, в Средней Азии и Закавказье, Бурятии, Иркутске и в Северном Китае. Детально распространение лёссов рассмотрено в работе Н.И. Кригера (1965). В Европе лёссовые породы протягиваются от Англии с запада на восток, при этом одна их полоса прослеживается в Северной Франции, Бельгии и средней части Центральной Европы, а вторая расположена южнее, у подножия Альп, и тянется вдоль всей долины Дуная до Черного моря через Баварию, Австрию, Чехию, Словакию, Венгрию, Югославию, Румынию и Болгарию. В Северной Америке лёссы залегают в бассейнах рек Миссисипи и Миссури. На всех территориях, где залегают лёссы, существует явление их просадочности при их замачивании.

К *лёссовым породам* относят континентальные глинистые отложения четвертичного возраста (супеси, суглинки, глины) различного генезиса, обладающие комплексом специфических свойств. Условия формирования лёссовых пород и их физико-механические свойства детально изучались Г.К. Бондариком, И.В. Поповым, Е.М. Сергеевым, В.Т. Трофимовым и др. [2, 23, 26, 29] Согласно ГОСТ («Грунты», 1996) проса-

дочным является грунт, который под действием внешней нагрузки и собственного веса или только от собственного веса при замачивании водой или другой жидкостью претерпевает вертикальную деформацию (просадку) и имеет относительную деформацию просадки $\varepsilon_{sl} \geq 0,01$. Другими свойствами являются: преобладание пылевой фракции (0,05—0,002 мм) в их составе (50—80 вес. %), высокая пористость, в том числе макропористость (>50 %).

При типизации лёссовых пород выделяют типичные лёссы и лёссовидные породы (лёссовидные суглинки).

Лёссовые породы при наличии источников естественного и искусственного увлажнения создают благоприятные условия для неравномерных проявлений просадок в пространстве, во времени. Неравномерность и большая скорость протекания процесса в большинстве случаев приводят к аварийным ситуациям и значительной сложности прогнозирования и предупреждения просадочных явлений, а также своевременного принятия противопросадочных мер.

Просадки начинается с разрушения структурных связей, неустойчивых к данному виду воздействия (водонеустойчивых в лёссах, теплонеустойчивых в ММП и т. д.). Просадочность лёссовых пород можно показать на примере анализа деформационных кривых (рис. 27), построенных по результатам лабораторных и полевых экспериментов.

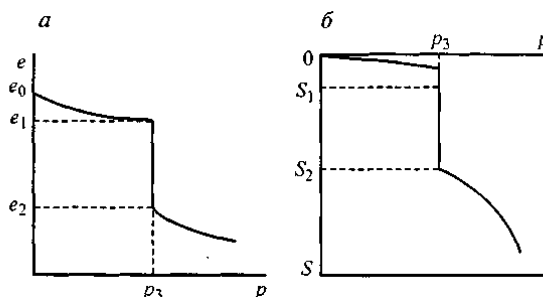


Рис. 27. Деформационные кривые просадочных лёссовых пород.
a — по лабораторным испытаниям $e = f(p)$; *б* — по полевым опытам штампом $s = f(p)$; p_3 - нагрузка, при которой произошло замачивание лёсса.

Просадочность выражена резким возрастанием деформаций уплотнения при замачивании опытного образца, находящегося под постоянной нагрузкой. Показателем просадочности является величина относительной просадочности ε_{sl} , которая, согласно ГОСТ 25100-95, определяется как отношение разности высот образцов грунта природной влажности и после его полного водонасыщения при определенном давлении к высоте образца природной влажности или по формуле

$$\varepsilon_{sl} = (e_1 - e_2) / (1 + e_1), \quad (43)$$

где коэффициент пористости $e = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}$, $e = \frac{\gamma_{y0} - \gamma_{ск}}{\gamma_{ск}}$.

Индекс *sl* происходит от слова *slum* — просадочность. Для количественных оценок и прогнозов необходим еще один показатель — начальное просадочное давление P_{sb} определяемое при относительной просадочности, равной 0,01 (рис. 28).

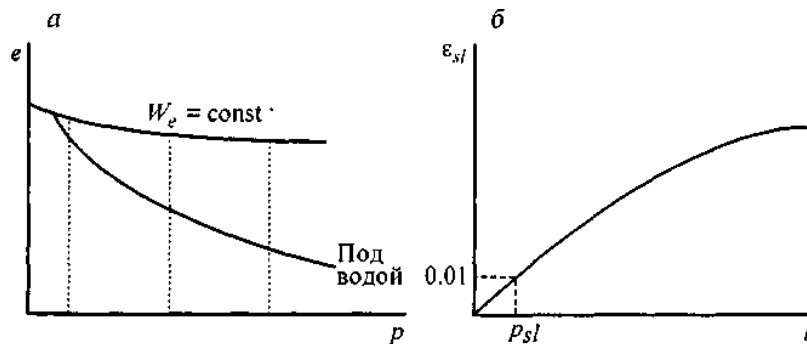


Рис. 28. Определение величины относительной просадочности ε_{sl} при разных давлениях методом двух кривых (а) и начального давления просадочности p_{sb} по графику $\varepsilon_{sl} = f(p)$ (б).

Просадочные явления в лёссовых породах могут происходить в природных условиях под влиянием их собственного веса и увлажнения водами разного происхождения, образуя понижения в рельефе, которые называются по-разному в зависимости от региона распространения: *степные блюдца, падины, западины, поды, колки* и т. п. (Молодых, 1982).

Первые формы могут быть диаметром от 200–400 м до 2–4 км, вторые – от нескольких десятков до нескольких сотен метров, распределенных с плотностью от 30 до 300 блюдец на 1 км². Воронки характеризуются незначительными размерами — от 3 до 30 м в диаметре и от 5 до 10 м по глубине. Гетерогенные формы могут иногда иметь в диаметре до 15 км.

Глубина просадочных форм незначительная и зависит от мощности лёссового покрова, его просадочности и возраста. В разных природных условиях понижения в рельефе составляют в среднем от 0,5 до 3 м (редко 5–6 м), а мощность измененных (уплотненных, увлажненных, оглеенных) лёссовых отложений достигает 10 и более метров, при этом их свойства покровных отложений существенно изменились и, как правило, потеряли свой лёссовый облик.

Расчеты величины суммарной просадки показывают, что во многих случаях она меньше глубины подов и блюдец. Следовательно, просадка, несомненно, играющая важную роль в образовании этих форм, не является их единственной генетической причиной. Второй причиной, по мнению других исследователей, является действие температурного фактора в периоды оледенений, т.е. *термокарст*. Рассматривая эти два главных фактора в комплексе с другими факторами и условиями, И.И. Молодых (1982) пришел к выводу, что поды и степные блюдца имеют разную природу. Так, например, в Сибири и Якутии наблюдаются понижения в рельефе, которые точно соответствуют объему растаявшего льда, а условия этих регионов можно считать аналогами древних условий лёссово-перегляциальных областей Украины, где распространены поды.

Главным фактором образования степных блюдец по многим признакам является просадочность, т. е. деградация лёссовых пород в условиях переувлажнения, которое могло произойти повторно-жильными льдами, образовавшимися в ледниковые периоды в полигональных трещи-

нах лёссового покрова. В современных условиях при строительстве гидротехнических сооружений (особенно ирригационных) на лёссовых породах аналогичные понижения в рельефе формируются за счет избыточного увлажнения лёссовой толщи.

Многие отмечают, что за последние 20–30 лет к проблеме просадочности присоединилась новая проблема техногенного характера — подтопление (обводнение) лёссовых пород на освоенных территориях. В связи с этим возросло число аварийных ситуаций, в результате которых нарушается нормальная эксплуатация зданий (в том числе жилых домов) и сооружений (особенно гидротехнических).

Более подробно просадочные явления были описаны Ф.Л. Андрюхиным (1937), который выделил *четыре типа* просадок: а) просадки, появляющиеся немедленно после замачивания; б) просадки, происходящие длительное время, медленно возрастая; в) просадки, появляющиеся через большой промежуток времени после замачивания; г) просадки, проявляющиеся в виде карстового процесса в лёссах и глинах (Попов, 1959).

Главной причиной просадочности Н.Я. Денисов считает более высокую пористость лёссовых пород по сравнению с нормальной при данном напряженном состоянии. Породы с нормальной пористостью в природных условиях находятся в равновесии и называются *нормально уплотненными породами*. Просадочные лёссы являются недоуплотненными и характеризуются показателем макропористости

$$K = \frac{e_L}{e_e}, \quad (44)$$

где e_L — коэффициент пористости при влажности на пределе текучести;

e_e — естественная пористость лёссовой породы.

Разницу $e_L - e_e$ Н.Я. Денисов считал макропористостью, при наличии которой лёсс склонен к просадке (при $K < 1$). Недоуплотненное со-

стояние лёссовых пород, по мнению Н.Я. Денисова, закрепляется сцеплением упрочнения, формирующимся в сухом теплом климате. Но, исходя из наблюдений за просадкой, сцепление упрочнения осуществляется водонеустойчивыми связями, которые при замачивании быстро разрушаются. По результатам исследований Н.Я. Денисова и Ю.М. Абелева основная часть просадки (до 80 % от общей) происходит в течение 30 мин с момента замачивания. Механизм разрушения структурных связей Н.Я. Денисов связывает с расклинивающим давлением тонкого слоя смачивающей воды, возникающим на контактах между частицами. К. Терцаги объяснил быструю просадку разрушением капиллярных связей в лёссовых породах.

Многие исследователи придерживаются генетической природы просадочности. Так, например, Г.А. Мавлянов и его последователи, изучив лёссовые породы Средней Азии, считают, что разделение лёссовых пород на генетические типы позволит прогнозировать их просадочность. В частности, лёссы эолового и пролювиального происхождения наиболее просадочны, а аллювиальные лёссовидные отложения непросадочны.

Таким образом:

1. Начиная с первых целенаправленных исследований просадочных явлений просадочность определялась как свойство лёссовых макропористых пород особого, недоуплотненного, состояния, проявляющееся при замачивании под давлением в форме быстрого неравномерного уплотнения.

2. Просадочность характерна для лёссовых пород разного генезиса и контролируется их физическим и напряженным состоянием.

3. Процесс просадки осуществляется поэтапно: замачивание, разрушение водонеустойчивых структурных связей (разупрочнение системы), переход в движение легкоподвижных пылеватых частиц, уплотне-

ние всей системы, наступление равновесия, соответствующего степени воздействия по увлажнению и давлению.

4. Формирование физического состояния лёссовых пород (плотность, влажность, связность), обуславливающего их просадочность, является геологическим процессом, происходящим в определенной географической (главным образом климатической) обстановке, начиная с момента осаднения и проходя через все стадии изменения осадка и превращения в породу.

5. Структурные связи в лёссовых породах характеризуются водонеустойчивостью с преобладанием коагуляционных и капиллярных, реже цементационных воднорастворимыми соединениями.

6. Многофакторность процесса формирования просадочности лёссовых пород отражается на ее величине и изменчивости в пространстве и во времени. В условиях интенсивного техногенеза большую роль в этом следует отводить деятельности человека, которая направлена на деградацию просадочности.

7. При освоении территорий, сложенных лёссовыми породами, инженерно-геологические изыскания должны заканчиваться оценкой их физического состояния и прогнозом просадочности по всем прямым и косвенным признакам.

7.2. Прогнозирование просадочности в лессах

Строительство зданий и сооружений различного назначения (от жилых домов до ирригационных каналов) на лёссовых породах сопряжено с риском для их устойчивости и нормальной эксплуатации, что связано с возможностью реализации просадочности, сформировавшейся в природных условиях. Надежность прогнозов может быть обеспечена за счет использования широкого набора критериев фор-

мирования лёссовой толщи и ее просадочности. Конечным результатом инженерно-геологических прогнозов является расчет величины просадки лёссовой толщи при замачивании и давлении от собственного веса толщи (для определения типа ее просадочности) и от суммарного давления веса толщи и нагрузки сооружения. В соответствии со СНиП-2.02.01-83 расчет величины просадки при замачивании сверху больших площадей или при подъеме уровня грунтовых вод ведется по формуле

$$S_{sl} = \sum_{i=1}^n \varepsilon_{sl} h_i k_{sl_i} \quad (45)$$

где ε_{sl} — относительная просадочность i -го слоя при соответствующих значениях давления в i -м слое;

h_i — мощность i -го слоя;

k_{sl_i} — нормативный коэффициент;

n — число слоев в просадочной толще.

Таким образом, для проведения окончательных прогнозных расчетов необходима следующая количественная информация: 1) мощность и строение толщи лёссовых пород на изучаемом объекте; 2) плотность и влажность отдельных разновидностей лёссовой толщи, характеризующие ее естественное состояние; 3) относительная просадочность лёссовых пород в зависимости от прогнозируемого давления до и после строительства, т.е. $\varepsilon_{sl}=f(p)$ по типу кривой рис. 27 б; 4) величины начального просадочного давления для разных горизонтов лёссовой толщи. Для выполнения условий 3 и 4 необходимо иметь данные о просадочности, полученные методом двух кривых (рис. 27, а).

Приступая к расчету дополнительной осадки, необходимо подготовить следующую информацию: а) геологический разрез лёссовой

толщи и подстилающих ее пород; б) положение уровня грунтовых вод и амплитуду его колебаний; в) показатели свойств лёссовых пород (относительную просадочность, начальное просадочное давление, плотность); г) данные о проектируемом сооружении, его фундаменте, глубине заложения, нагрузках на основание и др. Сам расчет проводится по той же формуле, по которой определяли просадку от собственного веса пород.

Изучая просадочность лёссовых пород, нельзя ограничиваться ее оценкой только с целью определения величины дополнительной осадки под фундаментами зданий и сооружений. Просадочность имеет большое значение при прогнозе устойчивости гидромелиоративных сооружений (оросительных систем), построенных на лёссовых массивах. Аварийные ситуации на этих объектах связаны с размывом и просадкой лёссов, в результате которых деформировались каналы, опрокидывались насосные станции, затоплялись и подтоплялись поля и т. д. Стоимость гидротехнических сооружений на просадочных грунтах оказывается в 2-5 раз дороже, а их срок эксплуатации в 4-9 раз меньше, чем на других песчано-глинистых породах.

Обобщение и анализ опыта строительства на лёссовых породах позволяют использовать следующие способы обеспечения безаварийной эксплуатации зданий и сооружений:

1. Лёссовые породы, относящиеся по своей просадочности к первому типу (просадка от собственного веса не более 5 см), используются в качестве естественного основания с давлением от сооружения, не превышающем начальное просадочное давление, т. е.

$$\sum S_{л} \geq S_{sl}.$$

2. Лёссовые породы второго типа с просадкой от собственного веса более 5 см используются в качестве естественного основания под защи-

той от замачивания. Отметим, что этот способ строительства имеет большое распространение, но защита от дополнительного увлажнения не всегда дает желаемую эффективность. Так, по обследованиям 177 домов, построенных на лёссах в Ростове-на-Дону, Краснодаре, Таганроге, Грозном и Новочеркасске, 94 из них (55 %) получили значительные деформации за счет увлажнения водами от полива полосы зеленых насаждений или плохой отмостки.

Ю.М. Абелев, отмечая невозможность защиты лёссовых просадочных оснований, а следовательно, неизбежность нарушения устойчивости строящихся и эксплуатируемых зданий, предложил ряд мероприятий по ликвидации последствий замачивания лёссовых пород. Это применение конструкций, малочувствительных к неравномерным осадкам; устройство железобетонных поясов в стенах, воспринимающих растягивающие усилия; уширение площадей фундаментных плит под отдельными элементами зданий; уплотнение лёссовых пород в пределах деформируемой зоны основания или замена наиболее просадочного слоя; полное устранение просадочности лессового основания или всей просадочной толщи уплотнением после замачивания, термической обработкой, силикаттизацией и другими способами технической мелиорации; прорезка просадочной толщи фундаментами разных конструкций (сваями, опорами и др.).

Контрольные вопросы

1. Что такое лёссы и закономерности их распространения?
2. Чем обусловлена просадочность лёссовых пород?
3. Какие показатели характеризуют просадочность лёссов?

4. Какие конструктивные и мелиоративные мероприятия применяются для борьбы с просадочностью?

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.

2. Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. - Москва: МГУ, 1983. – 328 с.

3. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.

4. Ипатов П.П. Инженерная геология городов: учебное пособие / П.П. Ипатов. – Томск: Изд-во Томского политех. ун-та, 2009. – 252 с.

5. Коломенский Н.В. Специальная инженерная геология / Н.В. Коломенский. – Москва: Недра, 1969. – 336 с.

Глава 8. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

8.1. Обвалы, осыпи, лавины

8.1.1. Общая характеристика обвалов, осыпей, лавин

Гравитационные процессы – это вторичные экзогенные процессы, развивающиеся на природных или искусственных склонах в результате действия силы тяжести, вызывающие нарушение их устойчивости, приводящие к изменению рельефа и деформациям или разрушению инженерных сооружений и другим катастрофическим последствиям.

Значительная распространенность гравитационных процессов в долинах рек и горных районах приводит к тому, что материальный ущерб от них выше, чем от других процессов (Шустер, Кризек, 1981). Только в Калифорнии расходы на борьбу с оползнями составляют ежегодно 300 млн. долларов. Обвалы и оползни в горных районах очень часто приводят к развитию селей, вызывающих разрушение населенных пунктов и гибель людей (Перу, г. Юнгай 31.05.1970), образованию подпрудных озер (Памир, р. Мургаб 1911 – Сарезское озеро глубиной до 500 м и объемом 17 км³). Гигантские объемы (до нескольких миллионов тонн) имеют обвалы сейсмогенной природы зафиксированные в северо-восточной части Станового хребта в долине р. Ток [19], в хребте Кодар. В горнодобывающих районах, где устойчивость склонов в карьерах и откосов в отвалах является одной из основных проблем, от решения задач, связанных с гравитационными процессами, зависит рентабельность и безопасность работы горных предприятий. По механизму движения различают следующие виды

гравитационных процессов: 1) обвалы, 2) осыпи, 3) оплывины, 4) оползни (рис. 29-30, табл.16):

Таблица 16

Типизация гравитационных склоновых процессов (по СП 11-105-97 с изменениями)

Типы гравитационных (склоновых) процессов (по механизму смещения пород)	Подтипы	Характеристика пород основного деформируемого горизонта (ОДГ)	Характер проявления
1	2	3	4
Обвалы и вывалы	-	Скальные, полускальные и глинистые твердые трещиноватые породы	Отрыв от крутых уступов (откосов) крупных блоков (обвалы) или отдельных глыб грунта (вывалы) с последующим быстрым смещением (свободным падением или качением)
Осыпи		Скальные и полускальные выветрелые, песчаные и твердые глинистые породы	Отрыв от обнаженной поверхности уступа (откоса) и скатывание к его основанию мелких обломков породы
Оползни сдвига (скольжения)	Инсеквентные (срезающие)	Глинистые (реже выветрелые полускальные и скальные породы, массивные или слоистые, с пологим, или обратным залеганием слоев	Отрыв и смещение блоков пород по вогнутой криволинейной поверхности с одновременным их запрокидыванием
	Консеквентные (соскальзывающие)	Прослои глинистых грунтов в толще более прочных грунтов и поверхности ослабления наклоненные в сторону падения склона	Смещение массива или блоков пород по поверхности ослабления
Оползни выдавливания		Глинистые, преимущественно пластичные	Выдавливание грунта из-под подошвы уступа склона и его смещение с ранее образовавшимися оползневыми накоплениями

1	2	3	4
Оползни гидродинамического разрушения	Суффозионные, Гидродинамического выпора	Водонасыщенные песчаные и глинистые пылеватые грунты	Отрыв оползневого тела или обрушение суффозионной ниши с последующим растеканием сместившейся водонасыщенной массы
Оползни внезапного разжижения	Несейсмогенного разжижения Сейсмогенного разжижения	Слабоуплотненные глинистые и песчаные водонасыщенные грунты, подверженные быстрому разупрочнению при динамических воздействиях	Разжижение при динамическом воздействии (техногенном сотрясении или сейсмических толчках) и быстрое вязкое течение разжиженного грунта по уклону рельефа

Примечание: Возможны промежуточные типы гравитационных процессов, а также наличие сложного (комбинированного) механизма их проявления

По масштабу проявления гравитационные процессы делятся на следующие категории, согласно СП-11-105-97 (табл.16)

Таблица 17

Классификация гравитационных процессов по объему

Номер категории	Характеристика объема	Объем, м ³
1	Очень малый	до 100
2	Малый	до 1000
3	Небольшой	до 10 000
4	Средний	до 100 000
5	Большой	до 1 000 000
6	Очень большой	до 10 000 000
7	Чрезвычайно большой (гигантский)	Более 10 000 000

По геоморфологическому положению и истории формирования склоны подразделяются на (Ю.Б. Тржцинский, 2001): природные склоны: 1) береговые – морей, озер и водохранилищ и рек, сформированные действием водных масс; 2) горные и водораздельных возвышенностей и техногенные откосы: 1) карьеров, 2) плотин, 3) отвалов, 4) техногенные откосы на природных склонах.

Многофакторность склоновых процессов и явлений обусловили наличие большого количества классификаций (Ф.П. Саваренского, 1939; И.В. Попова, 1946; К. Терцаги, 1950; Г.С. Золотарева, 1964; Е.П. Емельяновой, 1972 и др.).

Выделяют следующие типы склонов: а) обвальные и обвальноссыпные, б) оползневые, в) делювиальные (аккумулятивные), г) эрозийные (смыва), д) солифлюкционные, е) десерпционные, ж) террасовидные долины горных рек, з) тектонические по сбросам, и) сложного генезиса (табл. 18).

Таблица 18

*Классификация склонов по углу их наклона
(по Ф.П. Саваренскому, 1939 с дополнениями)*

Склоны	Угол наклона α , градусы	Уклон $i = \operatorname{tg} \alpha$	Вид гравитационного процесса
Слабозаметные	0-2	0-0,035	Аккумуляция делювиация
Слабонаклонные	2-5	0,035-0,09	
Очень пологие	5-15	0,09-0,27	
Пологие	15-30	0,27-0,58	То же в прочных породах
Крутые	30-45	0,58-1,0	Обвальный и осыпной, лавины
Очень крутые	45-60	1,0-1,7	
Чрезвычайно крутые	60-75	1,7-3,7	Обвальный
Близкие к вертикальным	75-90	3,7- ∞	"-
Нависающие	>90	-	"-

По форме склоны бывают выпуклыми, вогнутыми, ровными, ступенчатыми. По современному состоянию – устойчивые, условно устойчивые, неустойчивые. Перемещение обломка по склону крутизной α начинается, когда касательная составляющая его массы T_p (рис. 29) превысит силу трения $F_p = N_p \cdot f$ (где N_p – нормальная составляющая веса этого же тела; f – коэффициент трения равный тангенсу угла

внутреннего трения обломочного материала - $f = \operatorname{tg} \varphi$). Условие равновесия можно записать как (46, 47)

$$T_p = F_p = N_p \cdot \operatorname{tg} \varphi \quad (46)$$

или

$$P \cdot \sin \alpha = P \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi \quad (47)$$

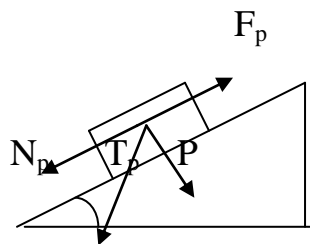


Рис. 29. Схема сил действующих на склоне

При $\alpha \geq \varphi$ склон начнет осыпаться. Очевидно, что с уменьшением крутизны склона интенсивность гравитационных процессов будет затухать. По мере увеличения наклона (α) сила трения (F_p) уменьшается, а сдвигающая сила возрастает. На горизонтальной поверхности $F_p = P$, а $T_p = 0$, на вертикальной стенке $F_p = 0$, а $T_p = P$.

8.1.2. Факторы, определяющие развитие обвалов, осыпей, лавин

Развитие *обвалов* (рис. 30) определяется действием одной главной или сразу нескольких причин, которые выполняют роль "пускового механизма". К таким механизмам относятся: землетрясения, выветривание, осадки, паводки, эрозия, абразия, оттаивание ММП, взрывы, рытье котлованов и карьеров.

Землетрясения провоцируют обвалы, условия для которых были подготовлены ранее другими ЭГП или вызывают самостоятельные обвалы и оползни-обвалы в эпицентральных частях сейсмической зоны.



Рис. 30. Обвал и осыпь на железной дороге Чара-Чина

В ходе *выветривания* горных пород, основными факторами которого являются температура и осадки, их прочностные характеристики снижаются, особенно в условиях повышенной влажности. Это обусловлено большим числом циклов замораживания и оттаивания (ЦЗО) в весенний и осенний периоды, когда часты переходы через 0°C . Количество таких циклов, например, для Читинской области в среднем составляет 50-70 ЦЗО возрастая в гольцовой зоне до 100 и более. По данным В.П. Солоненко (1960), до 31 % обвалов приходится на период весеннего протаивания грунтов.

Осадки оказывают прямое и косвенное влияние на развитие обвалов. В первом случае они непосредственно разрушают и вымывают рыхлый заполнитель из трещин и глыбово-валунных отдельностей, повышают гидростатическое и гидродинамическое давления и ослабляют устойчивость пород на склоне. Косвенное влияние выражается в переувлажнении пород, что приводит к интенсификации криогенного выветривания. По данным В.П. Солоненко до 57 % обвалов происходит во время дождей.

Паводки, эрозия, абразия вызывают подрезку склонов в долинах рек и по берегам озер, что в свою очередь может спровоцировать обвалы как скальных, так и рыхлых несвязных пород.

Взрывы, рытье котлованов и карьеров являются техногенными аналогами таких процессов, как землетрясения, эрозия и др., в результате которых происходит изменение напряженного состояния массива, приводящее к обвалам.

Ведущими факторами в формировании *осыпей* являются: состав пород, их трещиноватость и тектоническая раздробленность массива, характер рельефа. При прочих равных условиях процесс наиболее интенсивно протекает на участках разрывных нарушений. Большое влияние оказывает также и характер напряженного состояния пород в массиве. Так в зоне сжатия за счет перенапряженного состояния пород происходит интенсивное расланцевание пород и повышение их трещиноватости в приповерхностной зоне, что обуславливает повышенную активность осыпных процессов.

Значительная крутизна склона позволяет аккумулировать большие объемы осыпных накоплений, хотя со временем этот процесс затухает. При разработке выемок процессы осыпания стабилизируются через 15-20 лет [3]. Кроме этого, в условиях криолитозоны со временем нижняя часть осыпи кольматируется более мелкими продуктами выветривания и происходит подъем границы сезонного оттаивания, иногда с формированием гольцовых льдов. Таким образом нижняя часть осыпи «цементируется» льдом, а верхняя «сухая» остается подвижной и может начать движение в результате интенсивных ливней (лотковые осыпи); формируя селевые потоки или захватываться лавинами в период их массового схода. Установлено также, что лотковые осыпи приходят в движение при землетрясениях силой 3 балла [4].

Большое влияние на интенсивность распространения и режим осыпных процессов оказывает экспозиция склонов. При прочих

равных условиях на склонах южной экспозиции осыпные процессы протекают более активно.

Основными факторами, определяющими *лавинный* режим, являются: рельеф, климат и растительный покров. Наиболее благоприятные условия лавинообразования существуют в высокогорных участках, где отдельные территории имеют альпинотипный рельеф с эрозионной и денудационной обработкой. Пути схода лавин – лавинные лотки заложены в основном по эрозионным врезам крутизной более 25° . Склоны, покрытые курумами, как правило, не способствуют сходу лавин и возникновение лавинной опасности на таких участках возможно в особо многоснежные зимы. Иногда причиной массового схода лавин могут быть землетрясения с сейсмичностью 8 и более баллов.

Вторым, по значимости фактором, благоприятствующим возникновению лавин, являются *климатические условия*. Продолжительность залегания снежного покрова в лавиноопасных очагах горных хребтов превышает 200 дней в году. Данные по результатам наблюдений за снежным покровом, выполненные в Читинской области (хр. Удокан) показывают, что на высотах более 1500 м мощность снежного покрова превышает 0,7 м, что значительно выше порога лавинной опасности (0,3...0,5 м), достигая на подветренных склонах мощности до 3 м, чему способствует интенсивный метелевый перенос. При сильных снегопадах снегонакопление может составлять 0,3...0,4 м/сут [16]. Формирование слоя глубинной изморози в снежной толще, вследствие наличия температурного градиента (1,5...2,0 град/см) и происходящие процессы сублимации и диафтореза приводят к тому, что к марту мощность этого слоя может достигать 0,5 м. Это приводит к нарушению связей между кристаллами снега и воз-

никновению лавин сублимационного диафтореза. Под влиянием весенних радиационных оттепелей и последующего повышения температур воздуха выше 0°C снежная толща фирнизируется и оседает, что способствует в дальнейшем сходу адвекционных и инсоляционных мокрых лавин, а при весенних снегопадах и лавин смешанного типа.

Древесная растительность в большинстве случаев препятствует сходу снежных лавин, так как способствует более равномерному распределению снежного покрова и препятствует метелевому переносу. Исключение составляет пояс кедрового стланика который практически не мешает сходу лавин в силу особенностей строения и морфологии самого растения. Таким образом, граница древесной растительности, по существу является и нижней границей лавинных очагов

8.1.3. Механизм развития обвалов, осыпей, лавин

Обвалы по механизму образования разделяются на эндо- и экзокинетические [2]. *Экзокинетические обвалы* своим происхождением обусловлены внешними факторами и процессами, которые рассмотрены выше. Объемы экзогенных обвалов имеют широкий диапазон от вывала одиночных глыб до смещения десятков тысяч м^3 горных пород. *Эндокинетические (сейсмогенные) обвалы* являются следствием землетрясений. Они в свою очередь делятся на две группы:

1) обвалы эпицентральных зон катастрофических землетрясений, непосредственно связанные с сейсмоструктурами или лежащие на простирании новейших разрывов;

2) обвалы скальных массивов, формирующиеся в результате прохождения сейсмических волн по периферии эпицентральных зон

катастрофических землетрясений.

Первые имеют гигантские объемы до 1 000 000 м³ и более. Вторые характеризуются значительно меньшими объемами до 500-600 тыс. м³ и большей раздробленностью обвальных накоплений.

В целом как экзокинетические, так и эндокинетические обвалы обусловлены наличием в массиве сдвигающих и скалывающих напряжений, когда они преодолевают внутренние силы сопротивления сдвигу или скалыванию в горных породах. Процесс носит дискретный характер и состоит из подготовительного этапа, когда в будущей зоне отрыва нарастают сдвиговые и скалывающие напряжения, последующей их разгрузки в виде обвала и новой подготовки до выработки профиля равновесия. При эндокинетических обвалах рост напряжений в массиве обусловлен сейсмическими воздействиями, часто значительно превышающими необходимые для отрыва от массива обвальных масс, подготовленных выветриванием и другими ЭГП.

Перемещение обломков при экзокинетических обвалах (за исключением вывалов, когда глыба или блок горной породы из строго вертикального положения падает к основанию склона или откоса) начинается с нагорного склона крутизной, как правило, более 25⁰, и от мест обрушения они преодолевают свой путь качением, сопровождающимся опрокидыванием, раскалыванием и некоторой сортировкой [3]. Дальность отлета обломков при вывалах определяется высотой и крутизной откоса, так как начальная скорость движения равна 0; а при обвалах также и начальной скоростью, которую приобретают обвальные массы,двигающиеся вниз по нагорному склону. На эту скорость влияют задернованность и залесенность склона, а также наличие выступов коренных пород и крутизна склона, а при эндокинетических обвалах и сейсмическое ускорение.

Разрушающая сила (P) тем больше, чем с большей высоты (H) произойдет вывал или обвал. Для вывала

$$P = \frac{mV^2}{2}, \text{ где } V = \sqrt{2gH}. \quad (48)$$

Для обвала, движущегося по склону (рис. 31) необходим подсчет для конкретных участков в зависимости от крутизны склона по формуле (Н.М. Ройнишвили, 1973)

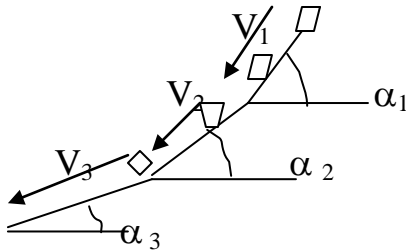


Рис.31. Схема движения обвальных масс на склоне

Для верхнего участка склона

$$V_{\kappa} = \varepsilon \cdot \sqrt{H}, \quad (49)$$

где $\varepsilon = \mu \cdot \sqrt{2g}$, $\mu = \sqrt{1 - K_i \operatorname{ctg} \alpha}$;

H – высота склона (уступа),

K – коэффициент, учитывающий форму и размер глыб, состав пород, микрорельеф.

Для ниже расположенных участков

$$V_{\text{ни}} = \sqrt{V_{0_i}^2 + 2gH(1 - K_i \operatorname{ctg} \alpha)}, \quad (50)$$

где $V_{0_i} = V_{\text{ни-1}} \cdot \cos(\alpha_{i-1} - \alpha_i)$.

При $\alpha < 30^\circ$ K_i находят по формуле $K_i = 0.0048\alpha + 0.416$, при большей крутизне склона по таблицами (Н.М. Ройнишвили, 1973).

Дальность падения камней l_{\max} для склонов крутизной более 60° и высотой более 45 м определяется по формуле:

$$l_{\max} = 0.25H + 0.5 \text{ м}, \quad (51)$$

а для вывалов [17]:

$$l_{\max} = \frac{\alpha + 45}{450} H. \quad (52)$$

При крутизне откоса в 90° и его высоте в 50 м ширина улавливающей площадки, рассчитанная по этой формуле, должна составлять 15 м.

Осыпание – постоянно действующий процесс и его интенсивность определяется устойчивостью пород к выветриванию. Осыпи имеют форму отдельных конусов, шлейфов, иногда сливающихся между собой и образующих непрерывные полосы. Обломочный материал в осыпях характеризуется отсутствием связности и все перемещения обломков происходят за счет качения и только если в основании осыпи имеется высокольдистый горизонт, сложенный мелкоземом, то при его оттаивании возможны сплывы осыпи без перемещения обломков качением.

Механизм развития лавин определяется характером лавинного очага [11], среди которых встречаются:

- 1 - типичных лотковых сухих и мокрых лавин частого действия;
- 2 - крупных лавин редкой повторяемости;
- 3 - мокрых лавин, водоснежных потоков и селей снеготаяния;
- 4 - лавин типа осовов;
- 5 - лавин, сопровождаемых камнепадами;
- 6 - камнепадов.

Сходы лавин сопровождаются смещением снега, каменного и древесного материала, образующего у подножья склона шлейфы, конусы и валы. Ширина этих форм составляет десятки метров, длина - 70-150 и более метров.

В целом же механизм смещения, объемы лавин и в конечном итоге их разрушительное воздействие определяется их генетическим типом. В соответствии с условиями снегонакопления и особенностями термического режима снежной толщи, по данным Н.А. Володичевой (1980), формируются следующие типы лавин:

1. Лавины из свежевывавшего снега, которые начинают сходить в ноябре-декабре, но главным образом в январе, после интенсивных снегопадов. К январю снежный покров выравнивает шероховатости подстилающей каменистой поверхности лавиносборов и создается хорошая поверхность скольжения.

2. Лавины сублимационного диафтореза, возникают с февраля, после того как сформируется рыхлый сыпучий горизонт из кристаллов глубинной изморози, но массовый сход лавин этого типа приходится на март-апрель. В это время снежный покров на 80-90 % состоит из кристаллов глубинной изморози и поэтому небольшая нагрузка в виде свежевывавшего снега приводит к массовому сходу лавин почти из всех лавинных очагов. Лавины, состоящие из смешанного снега, имеют большие объемы и значительную дальность выброса. Кроме того, неоднократно отмечалось возникновение снеговоздушной волны, создаваемой лавинами этого типа при сходе их из лавинных очагов 1 и 2 группы, где они прыгают на перегибах склона или на участках подвешенных долин.

3. Лавины инсоляционные и адвективные, возникающие в весеннее время при потеплении. Как правило, мокрые лавины сходят в мае.

Механизм смещения лавин определяется их генетическим типом. Для выше рассмотренных типов 1 и 2 смещение снежной массы осуществляется либо в виде сползания, либо в виде соскальзывания

со склона, причем дальность выброса лавины зависит от крутизны склона, объема смещающейся снежной массы и высоты расположения лавинного очага над долиной.

Мокрые лавины могут при небольшом содержании воды могут также сползать либо соскальзывать, но при превышении некоторого предела содержания воды от объема снега (20-70 %) они превращаются в водно-снежные потоки близкие по механизму движения к селям и зачастую переходящие в них, когда концентрация каменного материала (Гракович, 1980) достигает 12 % от всей массы потока.

В общем случае снег представляет собой вязкопластичную среду, характеристики которой меняются в зависимости от температур в снежной толще и происходящих в ней процессов (сублимации, диффузии, водонасыщения, уплотнения и др.). Поэтому даже чисто механические перемещения слабо связанных кристаллов глубинной изморози после начала схода лавины в дальнейшем переходят в вязкопластичные, за счет сжатия снежной толщи, подплавления кристаллов и образования водных пленок между ними. Таким образом, механизм смещения лавин различных генетических типов и воздействия их на препятствия в одних случаях описывается уравнениями аэродинамики (сухие лавины), а в других - гидравлики (мокрые лавины и водо-снежные потоки).

8.1.4. Прогноз обвалов, осыпей, лавин

При изучении и прогнозе развития обвалов важно обращать внимание на следующие моменты:

1. Возможность развития обвалов на склоне или откосе и ориентировочные их объемы;
2. Дальность смещения обрушившихся масс и отлета обломков;

3. Повторяемость процесса;
4. Провоцируют ли обвалы другие опасные экзогенные геологические процессы такие, как водно-каменные сели и т.п.;
5. Причины обвальных явлений.

В случае если обвалы являются экзокинетическими прогноз развития обвальных процессов должен основываться на изучении напряженного состояния пород в склоне или откосе и влияния на процесс: состава и строения материнских пород, тектонической нарушенности и трещиноватости, скорости криогенного выветривания, подземных вод и процессов, нарушающих устойчивость склона или откоса (эрозия и др.).

Для обвалов имеющих эндокинетическую природу основное внимание должно быть уделено сейсмическому прогнозу.

Таким образом, оценка возможностей образования обвалов должна производиться на основании изучения комплекса факторов, влияющих на устойчивость масс горных пород на склонах или откосах, с построением временных рядов и использованием регрессионокорреляционного анализа. Так как эти результаты могут быть получены только по результатам мониторинга опасных экзогенных геологических процессов, на начальном этапе необходимо оценить разрушающую силу обвалов и вывалов.

На освоенных или осваиваемых территориях, когда обвальные явления представляют непосредственную угрозу жизни и деятельности людей необходимо определить коэффициент угрожаемости обвальных явлений по формуле:

$$K_y = \frac{l_x}{l_{\max}}, \quad (53)$$

где l_x – ширина существующей или проектируемой улавливающей площадки,

l_{max} – теоретическая дальность отлета обломков.

Если коэффициент меньше 1, то обрушение или вывал создают непосредственную угрозу. При K_y близком к единице обвальный участок относится к угрожаемым, при K_y более 1.5 участок относится к мало угрожаемым, а при больших значениях K_y обвальные участки относятся к не угрожаемым.

Для определения величины отлета обломков при обвалах возможно использование формулы Е.К. Гречищева (36)

$$l_{max} = \frac{g^2 \cdot \sin \beta}{g \cdot \sqrt{\cos^2 \beta - \frac{2gH}{g^2}} - \cos \beta} - H \cdot \operatorname{ctg} \alpha, \quad (54)$$

где H - высота откоса или нижней части склона, м;

α - крутизна откоса, град;

g - ускорение свободного падения;

β - угол склона или откоса ($\beta = 90^\circ - \alpha / 2$).

С учетом того, что большинство склонов имеет на различных участках разную крутизну, расчет дальности отлета обломков может выполняться по методике Н.М. Ройнишвили, рассмотренной ранее. При прогнозе обвалах, обусловленных землетрясениями необходимо учитывать сейсмическое ускорение в начальной скорости отлета блоков или обломков. С учетом многофакторности процесса методика прогноза обвалов должна постоянно корректироваться с учетом получаемых данных в ходе мониторинга.

В прогнозе осыпей следует учитывать, что в отличие от обвалов процессы осыпания характерны для слабых в прочностном отношении пород и постоянны во времени, т.е. имеют более предсказуемый характер. Формы и размеры обломков, слагающих осыпи, определяются составом горных пород, их трещиноватостью и слоистостью. В зависимости от крупности и формы обломков крутизна осыпей различна и составляет $32-33^{\circ}$ для песчаных осыпей, $35-36^{\circ}$ - для мелкощебенистых, $38-40^{\circ}$ - для крупнощебенистых. Устойчивость осыпей определяется углом их естественного откоса, при превышении которого осыпь становится неустойчивой и подвижной.

Прогнозирование места и времени схода *снежных лавин*, определение их ориентировочных объемов и зоны воздействия невозможно без стационарных наблюдений за лавинным режимом. Для каждого конкретного инженерно-геологического региона или области, где возможен сход лавин необходимо детальное изучение метеорологических элементов и других факторов, которые существенно влияют на образование лавин. Важным моментом является изучение данных за предшествующие периоды, в том числе и дендрохронологических для прогнозирования лавинных ситуаций. При этом заблаговременность и частота стационарных наблюдений должна значительно превышать заблаговременность лавинного прогноза. Для предсказания схода лавин необходимо иметь временные ряды по основным метеорологическим элементам (осадки и т.д.) и генезису лавин в отдельном лавиносборе (Гракович, 1980). На начальном этапе наблюдений за лавинами в системе мониторинга необходимо составить такие ряды на основе регрессионно-корреляционного анализа метеоэлементов на лавиноопасном участке и ближайшей метеостанции.

В Забайкалье, по данным Е.С. Трошкиной, 1980, лавины из свежавыпавшего снега составляют 35.1 %, метелевого снега - 19 %, сублимационного диафтореза 16,2 % и снеготаяния 29,7 %, а суммарное количество дней в зимний период со сходом лавин может достигать 27. Очевидно, что требуется изучение всего комплекса метеорологических показателей, из которых важнейшими являются:

1. Сумма отрицательных температур за холодный период, °С;
2. Количество осадков за холодный период, мм;
3. Продолжительность метелей, час;
4. Толщина и плотность снежного покрова, см и г/см³;
5. Разность сумм отрицательных и положительных температур в марте-июне, характеризующих режим снеготаяния, °С;
6. Средняя месячная минимальная температура воздуха, °С;
7. Средняя максимальная температура воздуха, °С;
8. Максимальное среднее месячное количество осадков за холодный период года, мм.

В ходе работ по изучению лавин вдоль трассы БАМ установлено, что между всеми вышеперечисленными показателями имеются статистические зависимости. Основой для характеристики повторяемости лавин служат данные о приросте снега за один снегопад, поскольку статистически установлено, что частота схода лавин зависит от количества снегопадов, в которые толщина снежного покрова более 30 см увеличивается более, чем на 10 см. Для приближенного расчета количества лавин N , в зависимости от высоты снежного покрова (H , м) можно использовать выражение (Гракович, 1980):

$$N = 6H^2 + 67H - 43 \quad (55)$$

Лавины, формирующиеся за счет снеготаяния или сублимационного диафтореза, в подавляющем большинстве также тесно связа-

ны с дополнительной нагрузкой от свежевывпавшего снега. Составление временных рядов по каждому показателю и последующий регрессионно-корреляционный их анализ позволит выбрать наиболее приемлемые зависимости для прогнозирования лавиноопасных ситуаций.

Прогноз воздействия лавин на природную среду или инженерно-хозяйственные объекты должен начинаться с определения их объема. Последний представляет собой произведение снегозапаса на лавиноопасном склоне на площадь сноса с учетом уплотнения снега при сходе лавины и рассчитывается по формуле:

$$V = \alpha \cdot W_{\text{ср}} \cdot F_{\text{ср}} \cdot K \quad (56)$$

где α – коэффициент размерности,

$W_{\text{ср}}$ – средний снегозапас в лавиносборе,

$F_{\text{ср}}$ – средняя площадь лавиносбора,

K – коэффициент, учитывающий долю сносимого снега (изменяется от 1 до 64 %).

Определив объем и среднюю плотность лавины (с учетом уплотнения) можно определить давление снежной лавины на препятствие. Наиболее простой формулой оценки скоростного напора лавины на препятствия является следующая (38):

$$P = \frac{c \cdot \sin^n \beta}{\rho \cdot g^2}, \quad (57)$$

где P - давление на препятствия, т/м²;

c - обобщенный коэффициент гидравлического сопротивления;

ρ - плотность потока, т/м³,

g - скорость потока, м/с;

$g=9.8$ м/с²;

β - угол изменения направления препятствием, в общем случае - его образующая (угол встречи меньше 90^0), град;

n - эмпирический параметр.

Максимальные локальные давления в лавинах достигают 100 т/м^2 [20]. Прогноз давления лавин на препятствия является основой для проектирования противолавинных сооружений.

8.1.5. Методы управления обвалами, осыпями, лавинами

Для небольших *обвалов*, в случае экономической целесообразности, возможно проведение следующих мероприятий:

1. Регулярная уборка со склонов неустойчивых глыб разных объемов, установка заанкеренных металлических сеток, предохраняющих от падения и осыпания обломков;

2. Организация улавливающих площадок в основании склонов или откосов, а также на нагорной части склона;

3. Защита горных пород от выветривания в откосах и обнажениях путем цементации трещин или облицовки;

4. Устройство дренажей в нагорной части склона, если подземные воды оказывают существенное воздействие на устойчивость блоков горных пород;

5. Устройство защитных дамб и галерей.

Методы по защите от *осыпей* близки, к рассмотренным мероприятиям по защите от обвалов, но эффективность их, как правило, выше, особенно при использовании современных материалов. Они с одной стороны закрепляют склоны, а с другой препятствуют проникновению агентов выветривания, в том числе снижают амплитуды температурных колебаний. Удельные затраты на строительство капитальных защитных сооружений оказываются более низкими, что обу-

словлено меньшими ударными нагрузками, вследствие незначительного размера обломков и малой скорости их перемещения.

Управление *лавинными процессами* является весьма сложной задачей, и, по сути, сводится к двум группам мероприятий – профилактическим и строительству защитных сооружений (Рунич, 1990).

Профилактические мероприятия имеют два направления. Первое – предупреждение схода лавин и уменьшение их воздействия путем залесения склонов и лавинных очагов. Второе – принудительный спуск лавин путем взрывания небольших зарядов в лавинных очагах или обстрела сформировавшихся лавин из минометов или орудий. Осуществление профилактических мероприятий должно выполняться на основе статистически-вероятностного прогноза времени и мест схода лавин, их генетических типов, объемов. Это наиболее дешевые и распространенные противолавинные мероприятия, но оба имеют существенные ограничения. В частности залесение склонов возможно только до определенных высот распространения древесной растительности.

Принудительный спуск лавин наиболее дешевый из противолавинных мероприятий, но он не дает полной гарантии безопасности. Для защиты линейных сооружений на дне долин, в зоне выката лавин наиболее эффективны линейные сооружения - дамбы и галереи, застройка склонов другими сооружениями многократно дороже.

Застройка склонов удерживающими сооружениями возможна только на основе механико-математического прогноза воздействия на них движущихся лавин (максимальные давления и скорости, тип движения и т.п.) и экономически эффективна она только при глубине расчленения рельефа до 200 м.

Таблица 19

Удельная стоимость противолавинных мероприятий на
высотах до 1500 м (В.П. Благовещенский и др., 1991)

Противолавинные мероприятия	Ед. измерения	Стоимость ед. измер. тыс.руб.
Прогноз и профилактический спуск лавин	1 км ² лавиноактивных склонов	10-20 в год
Залесение склонов	то же	100-200
Застройка склонов деревянными снегоудерживающими заборами	то же	7500-25000
Застройка склонов железобетонными снегоудерживающими заборами	то же	15000-45000
Насыпная противолавинная дамба	1 пог. км	250-450
Легкая галерея	то же	1500-2500
Тяжелая галерея	то же	3000-6000

Таким образом, когда необходимо полностью исключить сход лавин, используются удерживающие сооружения, во всех остальных случаях экономически более целесообразными являются профилактические мероприятия. Выбор вида и управляющих решений в конечном итоге должен базироваться на удельной стоимости защитных сооружений (стоимость сооружения на 1 пог. км склона или 1 км² площади защищаемого участка).

8.2. Оползни

8.2.1. Общая характеристика и факторы развития оползней

Оползень - это значительная масса горных пород, сползающая или сползшая вниз по склону по одной или нескольким поверхностям скольжения под действием собственного веса, гидростатических или

гидродинамических сил, сейсмических воздействий, техногенной пригрузки. Блок-схема строения оползня представлена на рис. 32

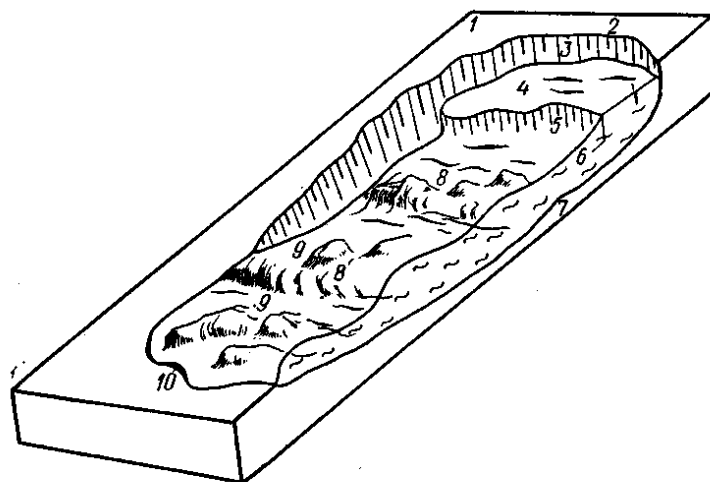


Рис. 32. Строение оползня [17]

1 – оползневой цирк; 2 – бровка главного уступа, 3 – главный уступ, 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.

Сползание масс горных пород при оползневом процессе происходит по одной или нескольким поверхностям скольжения, когда сдвигающие усилия больше прочности пород. Оползни существенно изменяют рельеф, нарушают устойчивость инженерных сооружений, вызывают катастрофы с человеческими жертвами. Широкое распространение оползневые процессы имеют по берегам рек Камы, Волги - от Нижнего Новгорода до Волгограда, Ангары, Зеи, а также по склонам долин (побережье оз. Байкал и др.).

Изучением оползней в разные годы занимались: Е.П. Емельянова (1956, 1968, 1972), Г.С. Золотарев (1983), В.В. Кюнтцель (1972, 1980), Н.Н. Маслов (1955), Н.Ф. Погребов (1936), Л.Б. Розовского (1964), Ф.П. Саваренский (1939), К. Терцаги (1958), Г.И. Шахуняц, А.И. Шеко (1982, 2000), Р. Шустер (1981) и многих др. исследовате-

лей. По данным Г.К. Бондарика (1981) только классификаций оползней насчитывается в настоящее время более 100.

Основными природными факторами, влияющими на оползневую деятельность являются:

1) Геологические условия – это комплексы пород определенного состава с зонами ослабления (трещиноватость, прослой глинистых пород и др.); складчатые и разрывные тектонические структуры и неотектонические движения, увеличивающие трещиноватость и изменяющие напряженное состояние в пород.

2) Гидрогеологические условия. Подземные вод изменяют состояние и свойства горных пород, уменьшая прочность этих пород в результате их увлажнения. Кроме того, гидродинамическое давление воды может привести к развитию суффозионных и пывунных процессов.

3) Геоморфологические условия, важнейшим показателем которых является крутизна склонов. Этот показатель определяет не только возможность нарушения склона, но и характер нарушения. Важным фактором формирования оползней является форма склона: на склонах выпуклой формы оползни будут проходить более интенсивнее, чем на вогнутых.

4) Климатические условия. Наибольшее развитие оползни получают в более влажном климате и с большим количеством атмосферных осадков. В зоне многолетней мерзлоты преобладают поверхностные смещения, во всех остальных климатических зонах встречаются оползни почти всех типов.

Основными причинами возникновения оползней являются:

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 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 пльвунное состояние и др.);

4. Изменение напряженного состояния пород в зоне формирования склона;

5. Внешние воздействия - загрузку склона или откоса, а также участков, прилегающих к их бровкам, микросейсмические и сейсмические колебания и др.

Каждая из перечисленных причин в отдельности может вызывать нарушение равновесия масс горных пород на склонах, но наиболее часто наблюдается совместное влияние некоторых из них.

Форма поверхности скольжения оползня может быть вогнутой, близкой к круглоцилиндрической, плоской, плоскоступенчатой. В последнем случае оползневое тело может состоять из отдельных блоков.

При формировании оползня вначале возникают трещины отрыва, ориентированные концентрически и по простиранию склона, крутые. По этим трещинам происходят смещения масс горных пород и формируется оползневой цирк (выемка в склоне). Когда трещины направлены по простиранию склона, то формируется ступень. Иногда на склонах существует несколько оползневых ступеней.

В плане оползни делятся на: циркообразные – длина примерно равна ширине; фронтальные – длина значительно больше ширины и оползни-потоки. Классификация оползней по глубине захвата пород оползневыми деформациями и объёму представлены в табл. 20, 21.

Таблица 20

Классификация оползней по глубине захвата пород оползневыми деформациями (по Ф.П. Саваренскому)

Оползни	Глубина расположения поверхности скольжения, м
Поверхностные	<1
Мелкие	<5
Глубокие	<20
Очень глубокие	>20

Таблица 21

Классификация оползней по объёму

Оползни	Объём, м ³
Малый	<200
Средний	<2 000
Большой	<200 000
Грандиозный	>200 000

По генезису Г.С. Золотарев выделяет 4 основных типа оползней:

1. Оползни выдавливания или детрузивные.
2. Оползни скольжения или консеквентные.
3. Оползни вязко-пластические или деляпсивные.
4. Оползни сложные.

Для оползней *выдавливания* характерно:

- 1) залегание относительно малопрочных пород под скальными породами, например глин, аргиллитов, алевролитов и др. под тол-

щей известняков, песчаников, эффузивных, реже интрузивных тел;

2) уменьшение прочности подстилающих пород в результате появления в них скрытых микротрещин, разуплотнения, выщелачивания и увлажнения пород в зоне смещения;

3) возникновение очагов концентрации напряжений, величины которых превышают показатели прочности подстилающих глинистых пород из-за увеличения высоты и крутизны склона в результате эрозии, абразии, неотектонических движений, подрезки или пригрузки склона;

4) значительные объемы, длительность времени «скрытых» деформаций, переходящих затем в фазу «быстрых» подвижек.

Оползни выдавливания типичны [30] для побережья р. Ангары (рис. 33), где интрузии траппов залегают на менее прочных алевролитах и аргиллитах.

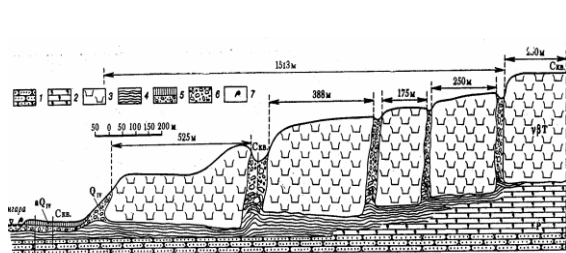


Рис. 33. Оползень выдавливания на склонах р. Ангара: 1- печаники, С; 2 – алевролиты, С; 3 – траппы, Т; 4 – кембрийские глины, 5 – аллювий; 6 – щебень, 7 - родники

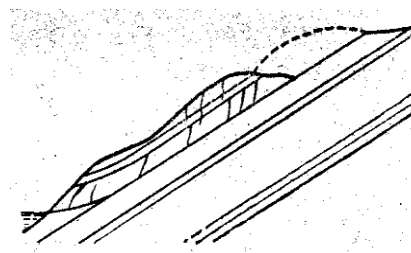


Рис. 34. Консеквентный оползень с плоской поверхностью скольжения (по Ф.П. Саваренскому)

Оползни *скольжения или консеквентные* широко распространены и развиваются, преимущественно, в слоистых литифицированных осадочных породах. Подстилающие породы, по которым смещается оползень обладают большей прочностью, по сравнению с оползневым блоком. Наклон поверхности скольжения больше крутизны склона.

На рис. 34 представлен консеквентный оползень, имеющий наклонную поверхность скольжения, а на рис. 35,36 оползни скольжения, которые развиваются в однородных и неоднородных породах и имеют вогнутую или круглоцилиндрическую поверхность скольжения.

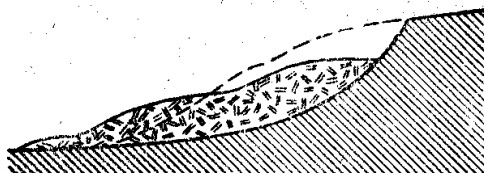


Рис. 35. Асеквентный оползень с поверхностью скольжения в однородной породе

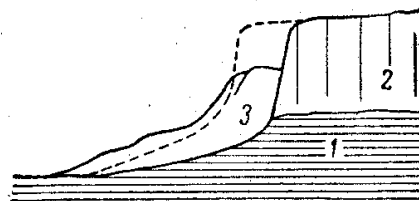


Рис. 36. Инсеквентный оползень
1 – глины, 2 – суглинок, 3 – оползень

Вязко-пластичные, деляпсивные оползни-потоки являются наиболее распространенными. Обычно образуются в эрозионных ложбинах склона, сложенных водонасыщенными глинистыми, лессовыми и обломочно-глинистыми породами. Скорости движения этих оползней могут достигать 0,6-0,6 м/с.

Сложные оползни, как правило, представляют сочетание выше рассмотренных типов оползней и имеют значительные объемы

8.2.2. Техногенные факторы формирования оползней

Основными техногенными факторами формирования оползней являются: подрезка склонов, пригрузка верхней части склонов, динамические воздействия и т.д. Они снижают устойчивость склонов и приводят к формированию техногенных оползней.

При отработке карьеров в слабых осадочных породах часто формируются крупные оползни. На участках отвалов они иногда занимают площади, в десятки раз превышающие площадь самих отвалов [14].

Большое влияние на активизацию оползней оказывает создание водохранилищ, особенно с высокими скоростями сработки уровней воды. В грунте возникает фильтрационное давление, направленное по линии тока. К. Терцаги считал (1958) что для этого достаточно скорость падения уровня воды в водохранилище порядка одного метра в сутки [14].

8.2.3. Механизм развития оползневых процессов

Под механизмом оползневого процесса следует понимать последовательную смену деформаций и перемещений во всех точках склона, посредством которых осуществляется возникновение оползня и его смещение, приводящее к конечному результату – достижению склоном нового состояния равновесия.

В оползневом процессе выделяют следующие элементарные процессы (виды механизма):

1. Перекос составляющих склон элементов или связей между ними (сдвиг, изгиб, наклон, кручение, смятие);
2. Вязкое или пластическое течение – трансляционное перемещение слагающих горные породы частиц относительно друг друга без нарушения сплошности пород;
3. Хрупкое разрушение пород из-за несоответствия их прочности, действующим на них напряжением заканчивающееся нарушением их сплошности;
4. Механическое перемещение – скольжение отделившихся в результате разрушения или свободно лежащих на склоне пород по подстилающим породам.

На одном и том же склоне все перечисленные виды деформаций и смещений могут проявляться одновременно в данных местах или

сменять друг друга во времени. Последовательно формируемые оползни иногда образуют ступенчатый оползневой склон (рис. 37), с выраженными в рельефе так называемыми оползневыми террасами, как, например, на правом берегу р. Зеи, в 4 км ниже г. Свободный.

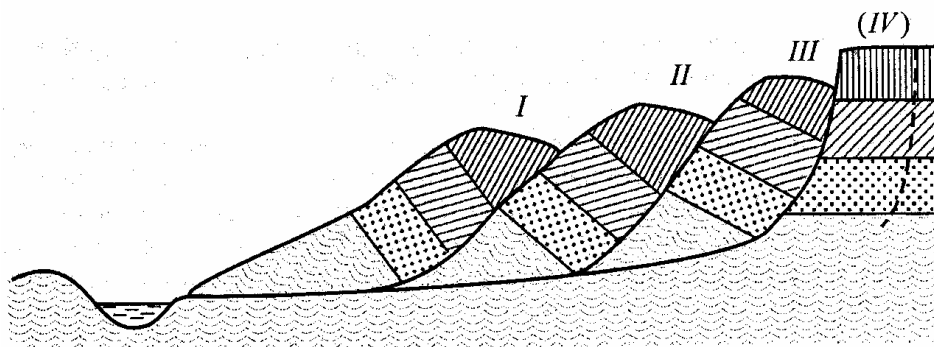


Рис. 37. Ступенчатый оползневой склон с тремя сохранившимися оползневыми террасами (I, II, III) и трещиной отрыва (IV) следующего цикла [11]

Под механизмом оползневого процесса понимается вид, способ, характер оползания масс 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 поверхности и зонам ослабления. 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). Существуют и переходные способы перемещения масс горных пород, когда отделившийся блок пород в процессе оползания разрушается, дробится, перетирается и дальнейшее движение приобретает характер вязкого течения.

Оползни в породах коренной основы развиваются в интрузивных и метаморфических породах по бортам долин горных рек. Они формируются в зонах раздвиговых напряжений прибортовых раз-

рывных нарушений. Ведущее место в этой подгруппе занимают оползни скольжения коры выветривания. В горах сползание выветрелых, измененных до состояния песка и глины, пород происходит по наклону к горизонту, или по приповерхностной зоне повышенной тектонической и экзогенной трещиноватости, совпадающей с падением подмываемого рекой или водохранилищем склона. По форме они подразделены на фронтальные, циркообразные, эллипсоидные (оплывины), глетчерообразные оползни. Таким образом, перечисленные виды и типы оползней имеют различные механизмы развития процессов. Так при образовании структурных оползней пластические или хрупко-пластические деформации развиваются только по поверхностям и зонам ослабления. При вязком течении такие деформации развиваются в объеме оползневых масс.

8.2.4. Методы прогноза оползней

Особую проблему составляет вопрос прогнозирования оползневых процессов, протекающих под одновременным воздействием природных и антропогенных факторов. Отличие их состоит в непосредственной связи с инженерной деятельностью людей.

В настоящее время существуют разнообразные математические методы прогноза устойчивости оползней, среди которых наибольшее распространение получили следующие [9, 17]:

- Сравнительно-геологические методы;
- Расчетные методы;
- Экспериментально-расчетные методы;
- Экспериментальные (методы моделирования).

В методе аналогий, который является сравнительно-геологическим, для оцениваемого оползневого склона подбирается природный аналог, для которого известны условия его устойчивости.

Более распространенными являются *расчетные методы* оценки устойчивости склонов. К ним относятся:

- метод расчета устойчивости оползней, имеющих наклонную поверхность скольжения поверхности;
- метод расчета устойчивости оползней, имеющих плоско-ступенчатую поверхность скольжения;
- метод расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных однородными горными породами (оползней, имеющих круглоцилиндрическую поверхность скольжения);
- метод расчета устойчивости склонов и откосов ВНИМИ;
- метод касательных напряжений;
- метод Маслова;
- метод Шахунянца и др.

Экспериментально-расчетные методы основаны на некоторых исходных параметрах оползневого тела, определяемых полевыми или лабораторными методами, которые затем используются в расчете устойчивости оползневого тела. Так, например, экспериментальное определение угла внутреннего трения (φ) и сцепления (C) с последующим сравнением этих значений с моделью, позволяет создать расчетную модель оползневого склона и по ней определить его устойчивость [14].

Метод расчета устойчивости оползней, имеющих наклонную поверхность скольжения применим для оползней консеквентного типа, для которых характерна плоская, плоско-ступенчатая или волни-

стая наклонная поверхность скольжения. Расчетная схема устойчивости таких оползней (рис. 38«а») выглядит следующим образом. Условия равновесия оползня по плоскости скольжения 1-1 будут определяться уравнением:

$$T = N \cdot \operatorname{tg} \varphi + c \cdot L \quad (58)$$

где T - составляющая силы тяжести: $T = P \cdot \sin \alpha$ (P - общий вес пород); N - составляющая силы тяжести, стремящаяся удержать оползень в равновесии, $N = P \cdot \cos \alpha$; $\operatorname{tg} \varphi$ - коэффициент внутреннего трения пород, образующих поверхность скольжения или из зоны, прилегающей к этой поверхности; c - сцепление пород поверхности скольжения; L - длина поверхности скольжения 1-1; α - угол наклона поверхности скольжения.

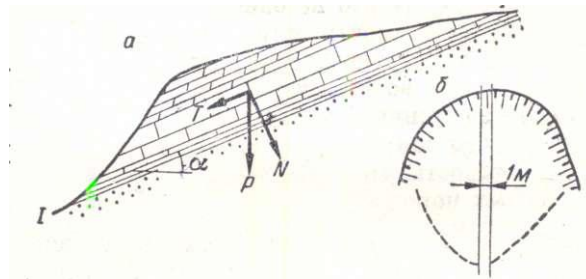


Рис. 38. Расчетная схема оползня с наклонной плоской поверхностью скольжения [17]

Расчет по данной схеме ведут обычно не для всего объема оползня, а для массива пород, шириной 1 м, выделяемого по линии расчетного геологического разреза (рис. 38«б»). Определив по геологическому разрезу площадь S (м^2) и соответственно объем V (м^3) выделенного массива, определяют его вес

$$P = V \cdot \gamma_w, \quad (59)$$

где V - объем выделенного массива, $V = S \cdot 1 \text{ м}^3$;

γ - расчетная плотность горных пород естественного сложения, тс/м³.

Затем определяют величины составляющих сил T и N и составляют уравнение равновесия, а также определяют коэффициент устойчивости оползня

$$\eta = \frac{N \cdot \operatorname{tg} \varphi + cL}{T}. \quad (60)$$

Если оползень находится в предельном равновесии, коэффициент устойчивости равен единице. Если удерживающие силы преобладают над сдвигающими, оползень имеет запас устойчивости, коэффициент η в этом случае больше единицы.

Метод расчета устойчивости оползней, имеющих плоско-ступенчатую поверхность скольжения. Такая форма поверхности скольжения возникает в тех случаях, когда она проходит по поверхности загленизированных трещин, отделяющих объем оползня от коренного склона или откоса. Примерная расчетная схема таких оползней приведена на рис. 39

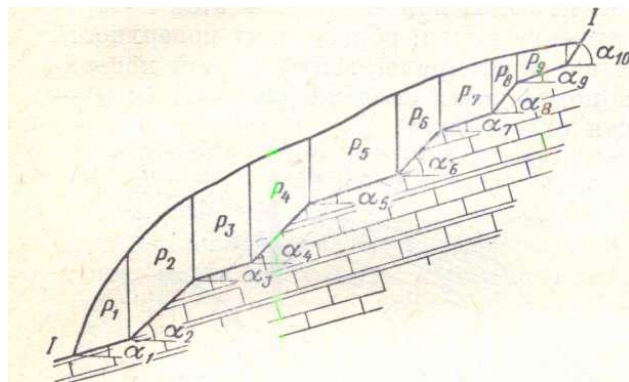


Рис. 39. Расчетная схема оползня, имеющего плоско-ступенчатую поверхность скольжения [17]

При плоскоступенчатой поверхности скольжения оползневой массив на геологическом разрезе разбивают на блоки 1, 2, 3, . . . i с таким расчетом, чтобы в пределах каждого блока наклон поверхности скольжения был однороден. Затем определяют вес каждого блока $P_1, P_2, P_3, \dots P_i$, после чего определяют величину каждой составляющей

$$N = f \cdot (P_1 \cdot \cos \alpha_1 + P_2 \cdot \cos \alpha_2 + P_3 \cdot \cos \alpha_3 + \dots + P_i \cdot \cos \alpha_i); \quad (61)$$

$$T = P_1 \cdot \sin \alpha_1 + P_2 \cdot \sin \alpha_2 + P_3 \cdot \sin \alpha_3 + \dots + P_i \cdot \sin \alpha_i \quad (62)$$

Откуда коэффициент устойчивости оползня рассчитывается:

$$\eta = \frac{\sum f \cdot N_i + c \cdot L}{\sum T_i}. \quad (63)$$

Если нижняя часть оползня затоплена и испытывает гидростатическое взвешивание, то при определении веса соответствующих блоков пород, находящихся под водой, надо брать не γ_w , а $\gamma_{см} = (\gamma_{уд} - 1) \cdot (1 - n)$. Таким образом, вес первого и последующих блоков, затопленных водой, будет равен (рис. 40):

$$P_1 = V_1 \cdot \gamma + V_1^{зсм} \cdot \gamma_{зсм} \quad (64)$$

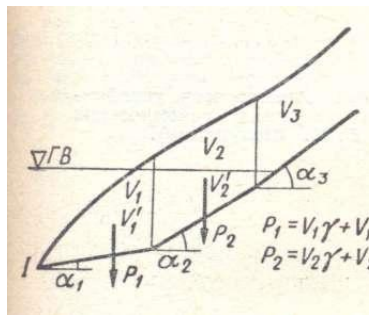


Рис. 40. Схема определения веса блоков пород, составляющих оползень, нижняя часть которого затоплена

Если оползень испытывает гидродинамическое давление от фильтрационного потока, устойчивость его резко снижается (рис.41). Поэтому в уравнении, определяющем коэффициент устойчивости оползня, нормальная составляющая записывается с учетом величины гидродинамических сил, которая равна

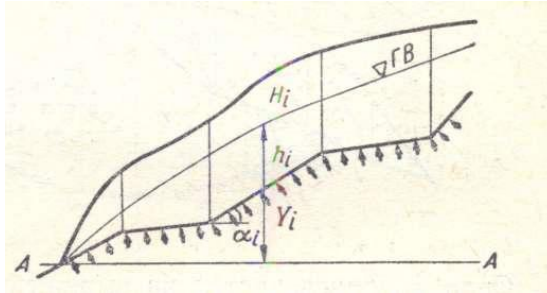


Рис. 41. Схема для расчета величины гидродинамических сил, действующих на оползень (по Г.Л.Фисенко)

$$D_{20} = \gamma_e \cdot h_i \cdot \omega_i = \gamma_e \cdot (H_i - Y_i) \cdot \frac{\alpha_i}{\cos \alpha_i}, \quad (65)$$

где γ_e - плотность воды;

h_i - действующий напор в пределах расчетного блока, равный $H_i - Y_i$;

ω_i - площадь основания расчетного блока, равная $\alpha_i / \cos \alpha_i$;

H_i - средний напор в пределах расчетного блока;

Y_i - средняя ордината кривой скольжения в пределах расчетного блока, м;

α_i - угол наклона касательной к поверхности скольжения в середине основания расчетного блока.

Отсюда коэффициент устойчивости оползня с учетом действия гидродинамического давления определяется

$$\eta = \frac{\sum f \cdot (N_i - D_{20i}) + c \cdot L}{\sum T_i}. \quad (66)$$

Метод расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных однородными горными породами. 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. 42). Склон или откос можно считать устойчивым, если по каждой намеченной поверхности скольжения коэффициент устойчивости будет больше единицы.

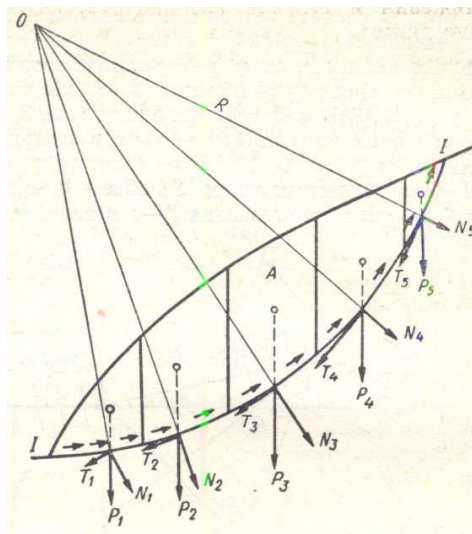


Рис. 42. Схема расчета устойчивости склона и откоса, сложенных однородными породами

Сущность расчета устойчивости склонов и откосов, сложенных однородными породами, состоит в следующем. Предполагается, что оползание пород может произойти по одной из намеченных поверхностей, например, 1-1 (рис. 42). Предельное равновесие масс горных пород по этой поверхности определяется равенством моментов действующих сил относительно центра вращения O, т.е.

$$M_{уд} = M_{вр} \quad (67)$$

Коэффициент устойчивости откоса определяется как:

$$\eta = \frac{M_{yo}}{M_{ep}} = 1. \quad (68)$$

Момент сил вращения, т.е. момент силы тяжести, равен произведению составляющей силы тяжести T на плечо, равное 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 составляющей силы тяжести на радиус R :

$$M_{ep} = \sum T_i \cdot R \quad (69)$$

Момент удерживающих сил равен произведению суммы сил сопротивления сдвигу на плечо (радиус R)

$$M_{yo} = \sum N_i \cdot f \cdot R + c \cdot L \cdot R \quad (70)$$

Откуда при предельном равновесии коэффициент устойчивости откоса равен:

$$\eta = \frac{\sum N_i \cdot f \cdot R + c \cdot L \cdot R}{\sum T_i \cdot R} = 1 \quad (71)$$

Сокращая на R , получим

$$\eta = \frac{\sum N_i \cdot f + c \cdot L}{\sum T_i} \quad (72)$$

Порядок расчета устойчивости склона или откоса в этом случае следующий.

1. На геологическом разрезе произвольным радиусом намечают поверхность скольжения 1-1. Массив горных пород разбивают на бло-

ки 1, 2, 3, ... i с таким расчетом, чтобы их ширина была равной примерно 0,1 радиуса кривой скольжения.

2. Определяют площадь S , объем V и вес P каждого блока; длину L кривой скольжения 1-1 и значение составляющих силы тяжести для каждого блока $N_1, N_2, N_3, \dots, N_i$ и $T_1, T_2, T_3, \dots, T_i$ таким же способом, как и при расчете устойчивости оползней.

Составляют уравнение равновесия массы горных пород по поверхности 1-1 и определяют коэффициент устойчивости. Расчет производят для каждой из намеченных поверхностей скольжения, после чего делают заключение об устойчивости склона или откоса.

Метод расчета устойчивости склонов и откосов ВНИМИ разработан Г.Л. Фисенко (1965) и базируется на определенном порядке построения вероятностной поверхности скольжения.

1. Нарушение устойчивости склона или откоса происходит в виде оползания части слагающих грунтов по поверхности скольжения, имеющей форму близкую к круглоцилиндрической.

2. Элементарные площадки скольжения в однородных грунтах могут возникать с определенной критической глубины, где напряжения σ_1 будут не менее

$$\sigma_1 = 2ctg\left(45^\circ - \frac{\varphi}{2}\right), \quad (73)$$

где φ - угол внутреннего трения.

Эти площадки располагаются под углом $(45^\circ - \varphi/2)$ к направлению наибольшего главного напряжения (рис. 43).

3. Вдали от бровки склона ось главных напряжений совпадает с вертикалью, при приближении к их поверхности изменяет наклон в

сторону склона, а на плоских и вогнутых поверхностях склонов совпадает с ними.

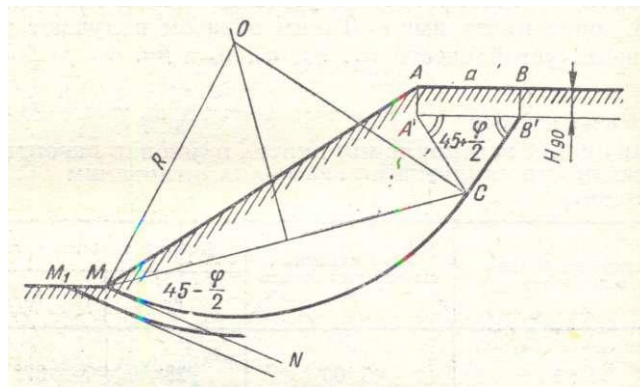


Рис. 43. Построение поверхности скольжения по методу ВНИМИ

4. С изменением направления главных напряжений изменяется и наклон площадок скольжения от угла $(45^\circ - \varphi/2)$ к вертикали в некотором удалении от откоса до угла $(45^\circ - \varphi/2)$ к поверхности откоса при его пересечении.

5. В однородных грунтах плоскость скольжения возникает на глубине

$$H_{90} = \frac{\sigma_1}{\gamma} = \frac{2C}{\gamma} \cdot \operatorname{ctg}\left(45^\circ - \frac{\varphi}{2}\right). \quad (75)$$

Величина H_{90} соответствует максимально возможной высоте вертикального откоса. На основе этих положений порядок оценки расположения плоскости скольжения по методу ВНИМИ предусматривается в следующей последовательности.

1. Определяется возможная ширина цирка оползания «а» по формуле

$$a = \frac{2H \left[1 + \operatorname{ctg} \alpha \cdot \operatorname{tg}\left(\frac{\alpha + \varphi}{2}\right) \right] - 2H_{90}}{\operatorname{ctg}\left(45^\circ - \frac{\varphi}{2}\right) + \operatorname{tg}\left(\frac{\alpha + \varphi}{2}\right)}, \quad (76)$$

где H - высота склона, м; α - угол наклона склона; φ - угол внутреннего трения.

2. От бровки склона 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 $(45^\circ + \varphi/2)$ 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 угол $(45^\circ - \varphi/2)$.

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 пород.

5. Рассчитав положение предполагаемой границы смещения грунтов, нужно произвести расчет устойчивости оползневого склона. Уравнение равновесия масс горных пород определяется как

$$\sum T_i = \sum fN_i + CL, \quad (77)$$

после чего вычисляют коэффициент устойчивости склона.

На основе инженерно-геологического изучения устойчивости оползневых склонов составляют региональные или локальные прогнозы оползневых процессов. *Региональный прогноз* составляется для крупных территорий с учетом всех групп факторов; *локальный прогноз* разрабатывается для конкретных склонов.

8.2.5. Оценка опасности оползневых процессов

При изучении оползней в инженерно-геологических или эколо-

го-геологических целях определяются следующие их *параметры* [королев}: 1) площадная пораженность территории, %; 2) площадь разового проявления на одном участке, км²; 3) объем захваченных пород при разовом проявлении, млн. м³; 4) скорость смещения, м/мес (см/год); 5) повторяемость, ед . в год. В зависимости от значений этих параметров, согласно СНиП 22-01-95, выделяются следующие категории оползней по степени их опасности (табл. 22).

Таблица 22

Категории опасности оползневых процессов

Показатели, используемые при оценке степени опасности природного процесса (ОПП)	Категории опасности процессов			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	Более 30	11-30	1-10	0,1-1
Площадь разового проявления на одном участке, км ²	1 - 2	1 - 0,5	0,01 - 0,5	Менее 0,01
Объем захваченных пород при разовом проявлении, млн. м ³	10 - 20	5 - 10	0,001 - 5	До 0,001
Скорость смещения	До 5 м/с	До 2 м/с	1 - 2 м/с (1-10 м/с)	1 - 5 м/с (5-10 м/мес)
Повторяемость, ед . в год	> 0,75	0,25-0,75	0,1-0,25	<0,1

8.2.6. Методы управления оползневым процессом

Задача управления оползневым процессом – обеспечить устойчивость склона, т.е. не допустить возникновения оползня на еще неподвижном склоне или прекратить смещение оползающих масс. Этого можно достигнуть, решив следующие принципиальные вопросы:

1. Прекратить или замедлить процессы, вызывающие необратимое уменьшение коэффициента устойчивости склона;
2. Повысить существующий средний годовой коэффициент устойчивости склона;

3. Уменьшить амплитуду сезонных колебаний коэффициента устойчивости.

Эти вопросы должны решаться при наиболее неблагоприятном сочетании воздействующих на склон факторов и их решение реализуются посредством применения различных противооползневых мероприятий. В свою очередь конечными задачами таких мероприятий является защита территории от разрушения оползнями, придание им и расположенным на них сооружениям и хозяйственным угодьям устойчивости и обеспечение нормальных условий эксплуатации.

Все противооползневые мероприятия должны отвечать следующим общим требованиям:

- а) эффективности;
- б) легкости поддержания и эксплуатации;
- в) долговечности;
- г) надежности в работе;
- д) экономичности.

При выборе противооползневых мероприятий руководствуются следующими принципиальными соображениями:

1. Установление причин и механизма оползневого процесса должно предшествовать назначению противооползневых мероприятий, которые должны соблюдать или предупредить действие сил, вызывающих смещение масс горных пород;

2. Выбор вида, конструкции и расположение противооползневых сооружений должен основываться на детальном анализе инженерно-геологической, гидрогеологической и гидрологической обстановке рассматриваемого участка;

3. Предлагаемый комплекс мер по стабилизации оползня должен быть технически целесообразным и экономически выгодным;

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. механическое удержание оползневых масс подпорными (рис. 44) и анкерными сооружениями (рис. 45);

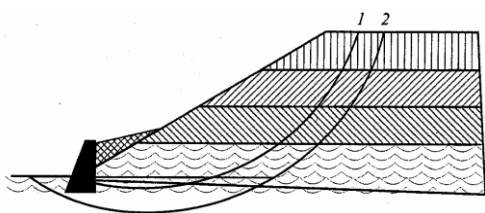


Рис. 44. Подпорная стенка для обеспечения устойчивости (одна поверхность скольжения)

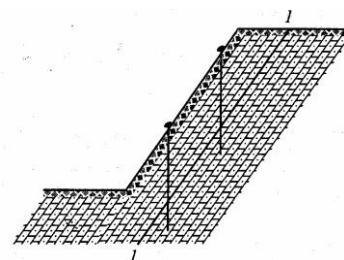


Рис.45. Укрепление уступа сваями: 1–1 слабый контакт в песчаниках

5. искусственное улучшение свойств горных пород;
6. лесомелиоративные работы;
7. покрытие оползневого склона одеждой, предохраняющей от выветривания, уменьшающей инфильтрацию или теплоизолирующей;
8. профилактические мероприятия.

До настоящего времени отсутствуют объективные критерии назначения общего состава противооползневых мероприятий. В одних случаях возможны излишние мероприятия, что не может быть оправдано экономически. В других случаях, наоборот, объем мероприятий может быть недостаточным, не обеспечивающим устойчивости склона. При назначении комплекса противооползневых мероприятий необходимо руководствоваться следующим принципом:

Комплекс должен быть минимально необходимым и достаточным для того, чтобы обеспечить запас коэффициента устойчивости склона. При выборе методов управления оползнями важное значение

приобретает проблема эффективности противооползневых мероприятий.

Контрольные вопросы

1. Назовите цели и задачи сейсмического микрорайонирования.
2. Каковы причины возникновения "возбужденной сейсмичности"?
3. Для каких целей изучаются неотектонические и современные тектонические движения?
4. Дайте краткую характеристику оползневых процессов.
5. Причины возникновения оползней и их основные типы (по Г. С. Золотареву).
6. Как выполняется расчет устойчивости оползня, имеющего наклонную поверхность скольжения в разных условиях? Нарисуйте схему.
7. Как выполняется расчет склонов и откосов по методу круглоцилиндрической поверхности?
8. Основные факторы оползневого процесса.
9. Методы управления оползневым процессом.
10. Дайте краткую характеристику гравитационных процессов.
11. Факторы, определяющие развитие гравитационных процессов.
12. Механизм развития обвалов и осыпей и их прогнозирования.
13. Механизм развития лавин и их прогноз.
14. Методы управления гравитационными процессами.

Рекомендуемая литература

1. Благовещенский В.П. Оценка затрат на противолавинные мероприятия / В.П.Благовещенский, И.В Северский // Сб. Материалы гляциологических исследований. Вып.71. – Москва: Ин-т географии АН СССР, 1991. – С. 40-42.
2. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
3. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / С.И. Шерман, К.Г. Леви, В.В. Ружич [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1984. – 208 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмология и сейсмическое районирование / В.П. Солоненко, В.В. Николаев, Р.М. Семенов [и др.]. - Новосибирск: Наука, 1985. – 192 с.
5. Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. - Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
6. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.
7. Лавинная и селевая опасность на трассе БАМ. – Москва: Изд-во МГУ, 1980. – 189 с.

Глава 9. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Криогенные геологические процессы и явления относятся к специфическим экзогенным процессам и явлениям, обусловленным сезонным и многолетним промерзанием и оттаиванием грунтов и подземных вод. Классификация этих процессов представлена в таблице 23.

Таблица 23

Классификация криогенных процессов

Группа (выделяется по источнику энергии)	Подгруппа (выделяется по физическим полям)	Класс (выделяется по основным действующим факторам)	Подкласс (выделяется по механизму движения)	
			Геологические	Инженерно-геологические
Э К З О Г Е Н Н Ы Е	К Р И О Г Е Н Н Ы Е	Собственно криогенные	Криогенное выветривание	Активизация при изменении условий тепло- и влагообеспеченности на поверхности пород и в подземных горных выработках
			Морозное пучение дисперсных пород	
			Морозобойное растрескивание	
			Термокарст	
			Наледеобразование	Прорывы зимой техногенных вод. Активизация из-за нарушения путей фильтрации подземных вод при строительстве
		Термогидрогенные	Термоабразия	Активизация при изменении условий тепло- и влагообеспеченности на поверхности пород
			Термоэрозия	
			Термосуффозия	
		Термогравитационные	Курумообразование	
			Солифлюкция	

Криогенные процессы в криолитозоне являются одними из основных экзогенных процессов, с которыми связаны проблемы строительства и, в частности, линейных сооружений (рис. 47)

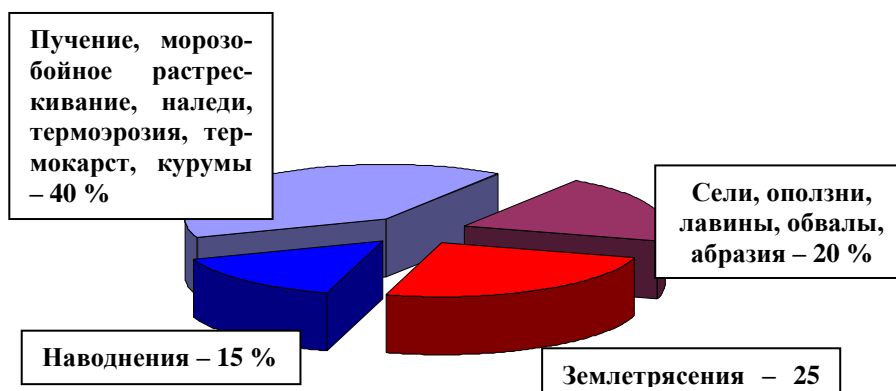


Рис. 47. Соотношение природных опасностей для линейных сооружений в Забайкалье [16]

9.1. Криогенное выветривание

Обусловлено неравномерными температурными напряжениями и деформациями в породах, периодическим замерзанием и оттаиванием воды в их трещинах и порах и отчасти расклинивающим действием тонких водных пленок. Интенсивность процесса зависит от числа ЦЗО, частоты и амплитуды температурных колебаний, градиентов температуры в породах, петрографического и гранулометрического состава пород. Продукты криогенного выветривания: глыбы, щебень, дресва, песок, пыль. За год может образоваться до 1 см криоэлювия.

9.2. Пучение в грунтах

9.2.1 Общая характеристика процессов пучения

Изучением процессов пучения в разные годы занимались В.А. Кудрявцев, В.О. Орлов, Н.А. Пузаков, И.А. Золотарь, Г.М. Фельдман,

В.С. Петрова и др.

Процессы пучения и явления, связанные с ними могут быть разделены на три группы: 1) вымораживание каменного материала, 2) сезонное пучение пород (рис.48), 3) образование однолетних бугров пучения.



Рис. 48. Сезонное пучение на автомобильной дороге Чита-Романовка (май 2011 г.)

Пучение связано с увеличением при промерзании объема рыхлых влажных отложений на 9 % и льдообразованием, вследствие миграции грунтовой влаги к фронту промерзания. Наибольшие деформации пучения наблюдаются при льдонакоплении в тонкодисперсных породах, промерзающих в открытых системах, то есть при возможности подтока влаги к фронту промерзания. Здесь под влиянием градиентов температуры и влаги возникают большие миграционные потоки пленочной воды.

Если в рыхлых отложениях есть крупные твердые тела (камни, столбы) сезонные процессы пучения сопровождаются их вымораживанием (рис. 49), иногда образуются каменные поля.

Сезонное локальное пучение может проявляться в образовании гидролакколитов, туфуров, бугров пучения [21]. Многолетние бугры

пучения подразделяются на сегрегационные (миграционные) (рис. 50), инъекционные (рис. 51, 52) инъекционно-сегрегационные.

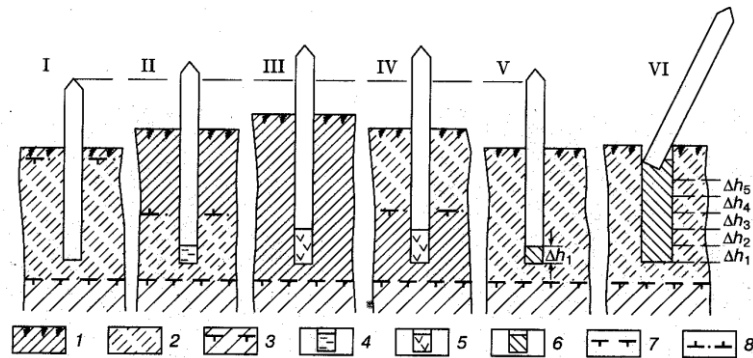


Рис. 49. Схема выпучивания (вымораживания) столба из сезонно-талого слоя, сложенного влажными дисперсными отложениями
 1 – промерзшая часть СТС; 2 – талая часть СТС; 3 – многолетнемерзлая порода; 4 – вода или разжиженный грунт в полости; 5 – лёд или сильнольдистый грунт в полости; 6 – талый грунт, заполняющий полость; 7 – граница многолетнемерзлых пород; 8 – граница промерзших пород СТС. I-V - стадии выпучивания столба в годовом цикле, VI – обрушение столба, выпученного из пород СТС в течение ряда лет.

Сегрегационные бугры пучения формируются в результате миграции внутригрунтовой влаги к фронту промерзания. Ежегодный их прирост может достигать 250 мм.

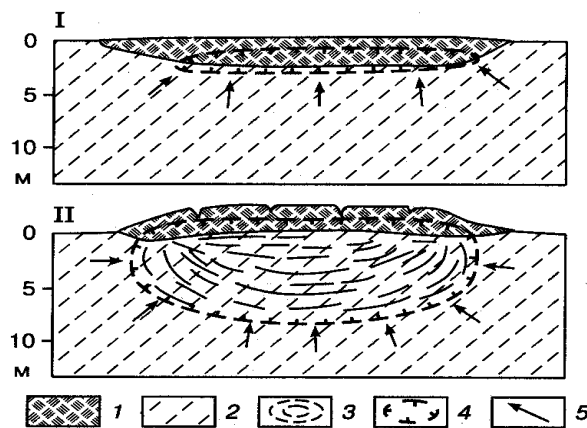


Рис.50. Схема образования многолетнего миграционного бугра пучения под торфяником
 I – начальная стадия; II – зрелая стадия; 1 - торф; 2 – пылеватый суглинок; 3 – шилы сегрегационного льда; 4 – граница многолетней мерзлоты; 5 – направление миграционной влаги

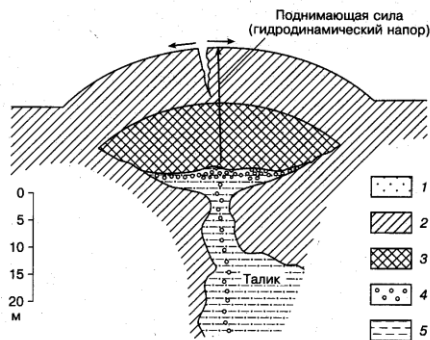


Рис.51. Рост пинго (гидро-лакколита при промерзании открытой водоносной системы (Уошборн, 1988): 1 – песок, гравий; 2 – мерзлый грунт; 3 – лёд; 4 – пузырьки газа; 5 – воды талика



Рис. 52. Разрушенный гидро-лакколит на наледной поляне р. Сакукан.

Инъекционные бугры пучения (рис. 51, 52) являются результатом замерзания, внедряющейся под давлением грунтовой воды, а иногда и разжиженного грунта. Они могут формироваться при промерзании объемов талого грунта (подозерные и подрусловые талики), окруженных мерзлыми породами или в открытых системах, где подток обусловлен гидродинамическим напором. Они обычно приурочены к местам разгрузки напорных вод.

9.2.2 Прогноз процесса пучения

Расчетные методики определения, как величины пучения промерзающих грунтов, так и его прогноза можно разбить на три группы.

К первой из них относятся методы точного математического решения задачи о промерзании с миграцией влаги к фронту промерзания и пучением грунта. В основу криогенного пучения промерзающих грунтов этой группы входит система дифференциальных уравнений для мерзлой, промерзающей и оттаивающей зон грунтов, основанная на теории тепло- и массопереноса.

Вторая группа методов основана на приближенном аналитическом решении классических задач тепло- и массопереноса в их частных случаях. Как правило, приближенные формулы расчета величины пучения грунтов этой группы, основаны на решении задач Стефана и Фурье, массопереноса Дарси. Среди наиболее распространенных формул аналитических решений прогноза криогенного пучения грунтов выделяются формулы В.О. Орлова, Н.А. Пузакова, И.А. Золотаря, Г.М. Фельдмана, В.С. Петрова и др.

Расчет величины пучения промерзающих грунтов может быть представлен, в общем виде, следующим образом [петров]:

$$h_n = h_{расч} + h_{Jw} - h_{ус}, \quad (78)$$

где $h_{расч}$ - величина пучения грунта за счет увеличения на 9 % замерзающей поровой влаги;

h_{Jw} - величина пучения грунта за счет миграционного льдонакопления;

$h_{ус}$ - величина вертикальной усадки грунта за счет обезвоживания.

Величина $h_{расч}$ представляет собой пучение грунтов в случае отсутствия миграции влаги, т.е. пучение только за счет увеличения объема грунта на 9% за счет замерзания поровой влаги (при условии полного влагонасыщения).

Второй член выражения h_{Jw} определяет величину пучения грунта за счет миграционного льдонакопления, т.е. рассматривает теплофизическое условие развития деформаций пучения. В качественном виде данный член определяет и характер формирующейся криогенной текстуры.

При наличии миграции влаги в мерзлую зону грунта в его талой части возникает обезвоживание и усадка, приводящая к значительно-му нивелированию деформаций пучения.

При однозначной зависимости между потенциалами влаги и влажностью грунта поток влаги может быть представлен в виде

$$J_w = K_w \cdot \text{grad}w_{нз}, \quad (79)$$

где K_w - коэффициент диффузии влаги, характеризующий инерционность развития поля потенциалов или влажностного поля в грунте, $\text{см}^2/\text{с}$.

Если происходит быстрое промерзание, когда время для роста сегрегационных прослоев льда мало, по сравнению со скоростью движения границы раздела фаз, то пучение определяется только массивным распучиванием. При наличии же миграционного льдонакопления развитие деформаций пучения происходит за счет обоих факторов.

Обратной по знаку пучению грунта является усадка, возникающая в талой зоне грунта за счет обезвоживания. В общем виде расчет влажности порога пучения производится следующим образом:

$$w_{..} = w_{\dot{K}} + n \cdot (0.91w_{.} - w_{\dot{K}}), \quad (80)$$

где w_{nn} , w_n , $w_{нз}$ - соответственно, влажность порога пучения, полная влагоемкость пород и количество незамерзшей воды в промерзающих грунтах при среднезимней температуре, %; n - параметр, учитывающий долю миграционного льдонакопления и являющийся функцией температурного режима на поверхности грунтов.

При прогнозе величины криогенного пучения грунтов весьма важным фактором является прогнозирование глубины сезоннопромерзающего слоя.

9.3. Морозобойное растрескивание

9.3.1 Общая характеристика процессов морозобойного растрескивания

Еще в прошлом веке многие исследователи Сибири и Арктического побережья России указывали на то, что «зимой под действием сильных морозов земля с грохотом трескается, а на её поверхности появляется сеть морозобойных трещин (рис. 53)».



Рис. 53. Морозобойная трещина (центральное Забайкалье)

В настоящее время установлено, что повторно-жильные структуры развиты в современных и плейстоценовых отложениях [21]. Ископаемые (вторичные) структуры широко встречаются в районах, где мерзлые толщи существовали в геологическом прошлом – в перигляциальных зонах.

Полигонально-жильные структуры, образующиеся в результате морозобойного растрескивания подразделяются на две основные группы: первичных и вторичных структур. Первичные формируются при многократном ежегодном повторении процесса морозобойного растрескивания. Заполнения трещин или сухим песком или водой, которая, замерзая образует жилки конжеляционного льда. Вторичные

структуры образуются в результате оттаивания первичных жил, содержащих лёд.

Полигонально-жильные структуры образуются, как в сформированных ранее породах, в результате увеличения суровости климата, так и одновременно с накоплением отложений. Первые называются *эпигенетическими*, вторые *сингенетическими* (рис. 54).

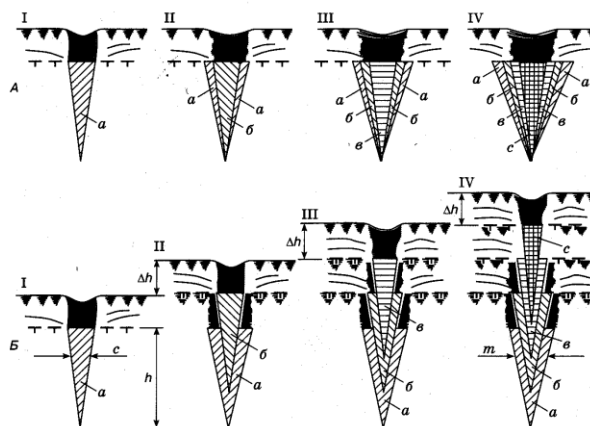


Рис. 54. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б.Н. Достовалову)
 I, II, III, IV - последовательные стадии роста жил; а, б, в, г, - ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки; Δh – мощность слоя осадков, накапливающегося при сингенезе за год.

Интенсивность морозобойного растрескивания зависит от температурного режима верхних горизонтов пород, т.е. от амплитуды колебаний температур на поверхности пород – A_o и средней годовой температуры пород у подошвы сезонно-талого (сезонно-мерзлого) слоя – t_{ξ} или у подошвы слоя годовых колебаний температур - t_{cp} ; от глубин сезонного оттаивания и промерзания, от состава и свойств отложений. Поэтому изменения систем морозобойных трещин в зависимости от указанных факторов меняют характер самих полигонально-жильных структур. Наиболее существенными зависимостями являются:

Повторно-жильные льды образуются ниже слоя сезонного протаивания пород на периодически покрывающихся водой участках аккумулятивного рельефа. На этих участках трещины заполняются водой, которая при замерзании переходит в жильный лед, способствующий их дальнейшему расширению и углублению.

Морозобойное растрескивание в условиях недостаточного увлажнения приводит к образованию *изначально-грунтовых жил*, которые возникают в сезоннопромерзающем слое.

Первично-песчаные жилы образуются, благодаря интенсивной деятельности ветра в зимний период, сдувающему снег и переносимому песчаные частицы, заполняющие морозобойные трещины.

Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам возникают в результате вытаивания ледяных жил и заполнения вытаявшего пространства грунтом.

Интенсивность морозобойного растрескивания и частота встречаемости морозобойных трещин возрастают с юга на север, в этом же направлении уменьшается количество изначально-грунтовых жил.

9.3.2 Механизм морозобойного растрескивания

Механизм морозобойного растрескивания заключается в том, что при охлаждении, в соответствии с распределением температур по глубине, в мерзлых породах возникают сжимающие и растягивающие напряжения, накопление которых приводит к разрыву пород и образованию трещин. Ширина трещин по верху 2-4 см, хотя в Забайкалье встречаются трещины шириной более 10 см (рис. 53). Трещины проникают в многолетнемерзлые породы до 6 см, в сезонно-мерзлые – до их подошв. Вызываемые суточными и годовыми колебаниями температуры на поверхности грунтов объёмно-градиентные напряжения

приводят к формированию систем трещин (грунтовых полигонов) со сторонами от 0,5 м до 50 м. Амплитуда колебаний температуры на поверхности почвы оказывает наибольшее влияние на размеры полигональной решетки, а средняя годовая температура многолетнемерзлых пород – на глубину проникновения морозобойных трещин в мерзлую толщу.

Переход от полигональных систем с изначально-грунтовыми жилами к системам с жильными льдами при понижении средней годовой температуры является качественным скачком в их развитии. Мощность повторно-жильных льдов ледового комплекса по берегам рек Северной Якутии достигает 40-80 м.

9.4. Термокарст

9.4.1 Общая характеристика термокарста

Термокарст – образование просадочных и провальных форм рельефа и подземных пустот вследствие вытаивания подземного льда или оттаивания мёрзлого грунта при повышении среднегодовой температуры воздуха или при увеличении амплитуды колебания температуры почвы. Исследованием динамики и механизма термокарста занимались Б.И. Втюрин (1961, 1974), А.И. Попов (1955, 1967), Н.Н. Романовский (1961, 1977), М.И. Сумгин, В.Л. Суходровский (1969, 1976), Л.В. Чистотин (1980), П.Ф. Швецов, Ю.Л. Шур (1977, 1980) и многие др. ученые.

Для развития термокарста [21] необходимы следующие условия: 1) наличие подземных льдов в виде мономинеральных залежей или текстуробразующего льда в рыхлых отложениях; 2) глубина сезонного оттаивания грунтов должна превышать глубину залегания

кровли сильнольдистого горизонта многолетнемерзлых пород; 3) талая вода должна отфильтровываться, а кровля над поверхностью сильнольдистых мерзлых пород или поверхностью подземных и ископаемых льдов должна проседать; 3) талая вода не отфильтровывается, а образуется понижение, заполненное водой – водно-тепловой тип термокарста.

Термокарст возникает при существенных изменениях условий теплообмена на поверхности, которые могут быть обусловлены: 1) планировкой поверхности и изменением альбедо; 2) частичным или полным нарушением почвенно-растительного и снежного покрова; 3) уменьшением альбедо снежного покрова при его загрязнении выбросами промышленных объектов; 4) естественно-природным циклом колебания температур воздуха и количества выпадающих осадков.

Термокарсту, как правило, сопутствуют другие процессы (например, тепловая усадка и гравитационное перемещение оттаявших пород); он может сочетаться с плоскостным и подпочвенным смывом, солифлюкцией, суффозией, эрозией и абразией. Термокарст развивается также и на территориях стабильной и даже агградирующей криолитозоны в результате нарушений динамического равновесия в водном и тепловом режимах земной поверхности.

Помимо природных факторов развитие термокарста определяется и техногенными условиями. Причиной термокарста может также стать промышленное и гражданское строительство, вырубка лесов и многие другие факторы хозяйственной деятельности человека.

Весьма часто термокарст развивается под различными строениями, инженерными сооружениями, меняющими естественный тепловой режим верхней части грунтовой толщи (рис. 55, 56).



Рис. 55. Демонтаж деформированной центральной части жилого дома по ул. Ползунова, 26 в г. Чита, после оттаивания льдистых грунтов и осадки свайных фундаментов (март, 2011 г.)



Рис. 56. Деформации земляного полотна на железнодорожном пути Чара-Чина (2010 г.)

На начальной стадии в основании таких сооружений происходит частичное оттаивание льда, формируется осадка грунта за счет оттаивания. Затем в сформированном понижении начинает скапливаться вода, чаша проседания постепенно увеличивается и развивается термокарстовое понижение, которое может привести к потере устойчивости сооружения или вызвать аварию.

9.4.2 Прогноз осадки при термокарсте

Изучение динамики и прогноз термокарста предполагает выяснение количественных параметров развития данного процесса, а также количественную характеристику ведущих факторов данного процесса.

Термокарст не относится к категории катастрофических ЭГП, однако его развитие на той или иной территории может вызывать разрушение различных инженерных сооружений. Согласно СНиП 22-01-95 по количественным параметрам опасности проявления овражной термокарста территории подразделяют на три категории (табл. 24).

Таблица 24

Категории опасности термокарста

Показатели, используемые при оценке степени опасности природного процесса (ОПП)	Категории опасности процессов			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Потенциальная площадная пораженность территории, %	-	Более 25	25-75	Менее 25
Площадь проявления на одном участке, тыс.км ²	-	0,01-1	0,001-1	0,001-1
Объем относительно одновременных деформаций, тыс.м ³	-	1-2000	0,1-200	0,05-50
Продолжительность проявления, лет	-	10-20	5	1-5
Скорость развития, см/год	-	15-100	5-15	-

Бороться с развитием термокарста довольно сложно, т.к. трудно регулировать термовлажностный режим массивов мерзлых грунтов. Поэтому наиболее просто учитывать превентивные меры и не допускать условий развития этого процесса. Комплекс мероприятий по предупреждению и борьбе с термокарстом включает: предохранение мно-

голетнемёрзлых пород и подземных льдов от протаивания при строительстве и эксплуатации сооружений, в том числе и с использованием сезоннодействующих охлаждающих устройств (СОУ); предпостроечное оттаивание мёрзлых льдистых оснований; дренаж территорий и др.

9.5. Наледобразование

9.5.1 Общая характеристика процесса наледобразования

Наледи – это слоистые ледяные тела на поверхности земли или инженерных сооружений, возникающие при замерзании периодически изливающихся природных или техногенных вод. Образование, рост и разрушение наледей, а также выбор противоналедных мероприятий во многом зависит от генезиса наледобразующих вод (табл. 25).

Таблица 25

*Генетическая классификация наледей
(по Н.Н. Романовскому, 1983 с изменениями)*

Тип наледи	Вид наледи
Гидрогенный – поверхностных вод	Речной – речных вод Ручьевой – вод ручьев Озерный – озерных вод Снеговой – снеговых вод
Гидрогеогенный – подземных вод	Надмерзлотный – вод сезонно-талого слоя Грунтовый – грунтовых вод Ключевой – напорных вод глубокой циркуляции Грунтово-ключевой – смешанных подземных вод
Гетерогенный – смешанных поверхностных и подземных вод	Грунтово-речной – грунтовых и речных вод Грунтово-озерный – грунтовых и озерных вод Ключево-речной – ключевых и речных вод Ключево-озерный – ключевых и озерных вод
Антропогенный – естественных и техногенных вод	Искусственный – специально созданные Техногенный – непреднамеренно спровоцированные

Основные причины наледеобразования: 1) естественная гравитационная разгрузка подземных вод; 2) промерзание водоносных горизонтов; 3) приложение внешней нагрузки на ледовый покров; 4) колебания расходов подналедных водных потоков; 5) таяния снега и льда в условиях частого перехода температуры воздуха через 0°C ; 6) приливы на морских побережьях зимой; 7) сброс промышленных и бытовых вод.

Достаточными условиями для образования наледей являются: а) значительное годовое количество осадков в летне-осенний период; б) низкие отрицательные зимние температуры воздуха; в) малое отопляющее влияние снежного и растительного покровов. Эти факторы при промерзании водотоков и грунтовых толщ обеспечивают возрастание напоров, образование трещин и последующие излияния воды на поверхность льда или грунта. В северном Забайкалье такие условия создаются ежегодно, в южном – эпизодически. Они и определяют режим формирования наледей.

Кроме достаточных условий для развития процессов наледеобразования требуются и необходимые условия, к которым относятся: а) близкое к поверхности залегание уровней грунтовых вод; б) субаэральные и субаквальные источники вод глубокого стока; в) мелководные, промерзающие в зимнее время водотоки; г) участки с близким залеганием к поверхности пород с низкими фильтрационными свойствами (скальных, полускальных, глинистых). Необходимые условия возникают при определенном сочетании геологического строения, геотектонического режима территории и мерзлотно-гидрогеологических условий.

Существует несколько классификаций наледей по основным па-

раметрам, но статистически обоснованной в настоящее время является только классификация Б.Л. Соколова (табл. 26).

Таблица 26
Классификация наледей по их размерам (по Б.Л. Соколову, 1984)

Категория	Размер наледи	Площадь	Объем
1	Очень малый	до $1 \cdot 10^3$	до $0.8 \cdot 10^3$
2	Малый	$1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$	$0.8 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$
3	Средний	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^4 - 1.3 \cdot 10^5$
4	Большой	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	$1.3 \cdot 10^5 - 1.7 \cdot 10^6$
5	Очень большой	$1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7$	$1.7 \cdot 10^6 - 2.4 \cdot 10^7$
6	Гигантский	$> 1 \cdot 10^7$	$> 2.4 \cdot 10^7$

Наиболее крупная наледь Момский Улахан-Тарын, имеющая площадь 80 км^2 , объём которой составляет 200 млн. м^3 . В северном Забайкалье также известны очень большие наледи: Среднесакуканская, Муруринская, Нижнеингамакитская, объёмы которых превышают 5 млн. м^3

9.5.2. Закономерности развития процесса и прогноз наледообразования

Наледи *речных вод и ручьев* возникают при:

- увеличении водности наледных потоков;
- при зажорах;
- при промерзании русел.

Увеличение водности подледных потоков характерно для горных районов, где вследствие особенностей промерзания наблюдается неравномерная разгрузка гидрогеологических структур, что приводит к колебаниям поверхностного стока на всем протяжении водотока. Повышение уровней ведет к росту гидродинамического напора пото-

ка, изгибанию ледяного покрова, его разрыву и образованию наледей.

Аналогичной причиной может явиться сброс воды из водохранилищ или промышленных или бытовых стоков, а также прорыв ледяных перемычек при зажорах. Особенность этого механизма формирования в том, что процесс трудно прогнозируем в пространстве. Разрыв ледяной кровли и изливание наледи может происходить на различных участках русла реки. На равнинных участках реки или ручья ледяной покров формируется быстрее, чем на перекатах, где образуются полыньи. Интенсивное охлаждение воды на этих участках способствует формированию шуги, которая, попадая под лед ниже переката, смерзается с ледяным покровом, сужая живое сечение потока и вызывая подъем уровня воды. Изливаясь на поверхность льда, избытки воды, не вмещающиеся в подрусловой поток, формируют ниже переката наледь. Это процесс периодически может повторяться в течение 2-3 месяцев после ледостава. Аналогичные зажоры могут происходить и при закупорке русла внутриводным льдом, который также способен сужать живое сечение потока и вызывать рост уровней. В отличие от зажоров возникающих за счет шуги они менее предсказуемы. Наледи при промерзании русел возникают, как правило, на перекатах, где глубины водотоков минимальны и продолжают до тех пор пока не иссякнет поверхностный сток на выше расположенном участке. Ниже наледного участка образуются «сушенцы», а выше возможно образование ледяных бугров.

Наледи напорных вод глубокой циркуляции характеризуются значительными объемами. В пространственном отношении они приурочены к участкам разгрузки подземных вод. Период формирования их может продолжаться в течение всего зимнего периода и определя-

ется напорами подземных вод. По отношению к многолетнемерзлым породам, Н.Н. Романовский [59] выделил 3 варианта формирования наледей этого вида по соотношению напорно-фильтрационных и грунтово-фильтрационных таликов: 1) северный, когда подрусловой талик отсутствует или слепо оканчивается на наледной поляне; наледь формируется в непосредственной близости от источника или ежегодно на одном и том же месте; 2) умеренный, когда под наледью существует непрерывный грунтово-фильтрационный талик и 3) южный, когда наледь формируется на участке с отсутствием ММП. Причиной формирования наледей этого вида является рост криогенных напоров подземных вод при промерзании таликов и сужении подруслового потока.

В целом механизм формирования наледей подземных вод глубокой циркуляции изучен в настоящее время недостаточно. Наиболее важной закономерностью является неоднозначное влияние холода на формирование наледей подземных вод в течение зимы. Установлено, что для промерзающих водоносных систем при одном и том же количестве холода, показателем которого является сумма отрицательных значений температуры воздуха интенсивность наледообразования во второй половине зимы в 2,5-3 раза больше, чем в первой половине.

Механизм формирования *гетерогенных наледей* представляет собой комбинацию механизмов формирования наледей речных и подземных вод и отдельно не рассматривается. Совокупное воздействие подземных и поверхностных вод приводит к формированию крупных наледей, осложняющих движение на дорогах (рис. 57).

Антропогенные наледы образуются в основном путем свободного напуска бытовых или хозяйственных вод или непреднамеренно

(техногенные) провоцируют один из выше рассмотренных видов.



Рис. 57. Гетерогенная наледь на участке моста через руч. Смоленка в пригороде г. Чита (март 2011 г.)

9.5.3. Методика изучения наледообразования и защита от наледей

Режимные стационарные наблюдения за динамикой наледных процессов являются основным видом полевых работ и выполняются на наблюдательных стационарах, наблюдательных участках, точках, пунктах. Режимные наблюдения в должны характеризовать временные колебания системы, в которой формируется наледь.

Основным видом наблюдений на наледных полигонах и наледных участках являются ледемерные съемки в период роста и стаивания наледи, которые необходимы для количественной оценки изменения во времени их площади, средней мощности, слоя нарастания или стаивания.

На картограмму, где отмечено положение ледемерных вех и их номера записывают и зарисовывают результаты инструментальных и визуальных наблюдений, причем на каждую ледемерную съемку берется чистый бланк картограммы. Вторым рабочим документом яв-

ляется журнал, куда наблюдатель заносит результаты измерений у каждой ледемерной вехи.

По результатам режимных наблюдений оценивают площади и объёмы наледей на дату наблюдений, их прирост или сокращение между замерами, уточняют источники питания и места разгрузки наледеобразующих вод. При необходимости эти данные используют для противоналедной борьбы.

В настоящее время известно свыше 100 различных противоналедных мероприятий, но по своей направленности методы управления наледными процессами делятся на две основные категории: 1) методы направленные на недопущение образования наледей; 2) методы направленные на защиту объектов от вредного воздействия наледей.

К первой категории относятся следующие виды управляющих решений:

- а) профилактические мероприятия;
- б) безналедный пропуск воды по трубам;
- в) замена водопропускных труб на фильтрующие прорези;
- г) отвод подземных и наземных наледеобразующих вод с помощью дренажей и водопонижающих скважин;
- д) изоляция хозяйственных объектов и территорий от подземных вод;
- е) регулирование ледотермического режима наледного водотока.

Ко второй категории можно отнести следующие виды управляющих решений:

- а) свободный пропуск наледей под мостами;
- б) замена водопропускных труб или малых мостов на специальные противоналедные сооружения для свободного пропуска наледей;

- в) задерживание наледей в удалении от объектов;
- г) сооружение дополнительных водопропускных труб;
- д) поднятие дорожных насыпей;
- е) уширение выемок для размещения в них заграждающих противоналедных устройств и сооружений;
- ж) комплексные противоналедные мероприятия.

9.6. Термоабразия

Термоабразией называется процесс размыва и разрушения мерзлых горных пород под действием поверхностных морских или озерных вод, проявляющийся в результате воздействия энергия волнения и оттаивания пород. Процесс особенно активен, согласно В.А. Кудрявцеву и др. (1978), в берегах, где обнажаются сингенетические повторно-жильные льды или пластовые льды различного генезиса (рис. 58).

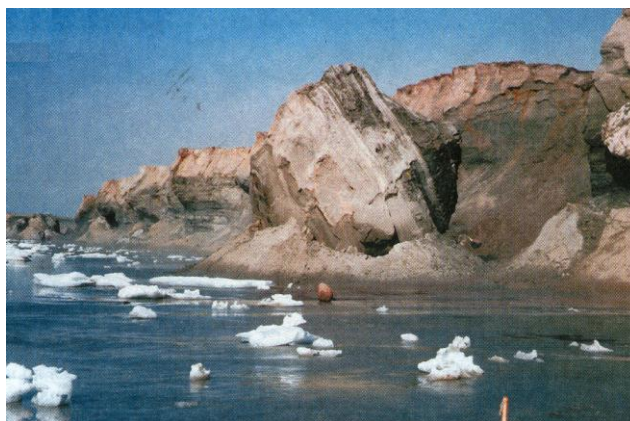


Рис. 58. Термоабразия на одном из участков побережья Северного Ледовитого океана

Вследствие ускоренного теплообмена с водой мерзлые породы быстрее оттаивают. Оттаявший слой постоянно оплывает, обнажая мерзлую породу. В основании образуется волноприбойная ниша с нависающими над ней блоками мерзлых пород. В результате размыва мерзлых пород, оттаивания содержащегося в них льда, последующей транспортировки и

переотложения рыхлого материала, скорость отступления берегов является очень высокой (рис. 59). По данным С.В. Томирдиаро, на Новосибирских островах интенсивность термоабразии достигает 10-12 м/год, на озерах Анадырской низменности 7-8 м/год.



Рис. 59. Термоабразия, разрушающая объекты инфраструктуры на одном из побережий

На берегах искусственных водохранилищ в криолитозоне термоабразия развивается более интенсивно, чем в естественных условиях, особенно интенсивно там, где сбрасываются теплые воды, например, от тепловых электростанций или пульпа в хвостохранилища.

Методы количественной оценки данного процесса в целом аналогичны таковым для обычной абразии. В комплекс исследуемых инженерно-геологических особенностей динамики термоабразии входит количественная оценка климатических, геокриологических, гидрологических, геоморфологических и техногенных факторов.

9.7. Термоэрозия

Термоэрозия – процесс разрушения мерзлых горных пород при тепловом и механическом размывающем воздействии постоянных и временных водотоков на сильнольдистые породы. Вода имеет более

высокую температуру, чем мерзлая порода, поэтому при оттаивании верхних слоев грунта происходит потеря структурных связей между частицами и размыв грунта (рис. 60).



Рис. 60. Формирование термоэрозионного оврага вдоль линии ЛЭП после нарушения почвенно-растительного покрова

Термоэрозия может развиваться и возникать под влиянием собственно техногенных факторов – различных техногенных воздействий, оказываемых на мерзлые породы в результате той или иной деятельности человека. Схема развития термоэрозии мерзлого грунта вокруг подземного трубопровода показана на рис. 61. В результате нарушения естественного температурного режима мерзлых пород, их оттаивания, потери прочности структурных связей и последующего размыва происходит обнажение труб, вдоль трасс трубопроводов формируются протяженные эрозионные нарушения, заполненные водой и начинает развиваться термокарст. Согласно СНиП 22-01-95, по количественным параметрам опасности проявления термоэрозии территории подразделяют на три категории (табл. 27).

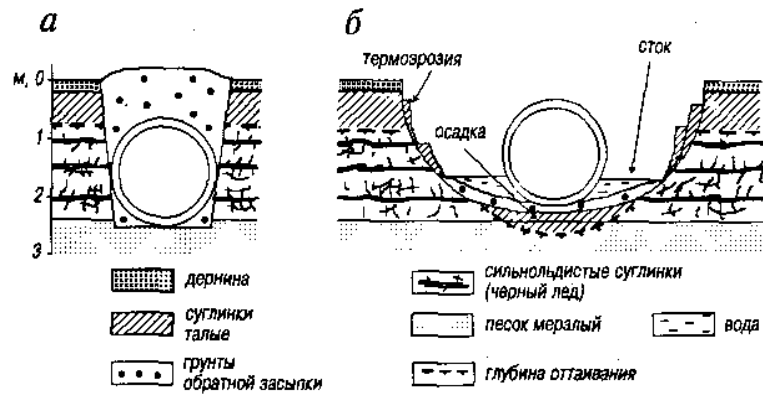


Рис. 61. Развитие термоэрозии мерзлого грунта вокруг трубопровода (Шарапова, 1990):
а – первоначальное состояние; б – через 2 года

Таблица 27

Категории опасности овражной термоэрозии

Показатели, используемые при оценке степени опасности природного процесса (ОПП)	Категории опасности процессов			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Потенциальная площадная пораженность территории, %	-	Более 50	25-50	Менее 25
Объем относительно одновременных деформаций пород, тыс.м ³ /год	-	1-10	Менее 1	Менее 1
Скорость развития, м ³ /м ² .час	-	Более 0,1	0,01-0,1	Менее 0,01

При оценке речной термоэрозии определяется площадная пораженность территории (%), интенсивность ее линейного развития (на 1 пог. км длины русла реки), объем сносимых эрозией пород (тыс. м³/год на единицу площади или на погонный км.), скорость развития донной и боковой эрозии и т.п.

Бороться с термоэрозией чрезвычайно сложно. Для борьбы с термоэрозией при прокладке трубопроводов применяют создание теплоизолирующих экранов, балластировка или заанкеривание трубы, охлаждение грунтов сезоннодействующими охлаждающими устройствами (СОУ) и т. д.

9.8. Термосуффозия

Под термосуффозией (Л.А. Гагарин, В.В. Шепелев, 2013) понимают оттаивание дисперсных многолетнемерзлых горных пород под воздействием тепла фильтрующихся подземных вод и последующее их гидромеханическое разрушение и вынос. Термосуффозионные процессы изучены пока недостаточно.

В отдельных районах криолитозоны термосуффозия играет важную роль в развитии мерзлотных ландшафтов, а интенсивное развитие этого процесса представляет потенциальную опасность для устойчивости автомобильных и железнодорожных магистралей, населенных пунктов.

Интенсификация термосуффозионных процессов в зимний период обусловлена сезонным промерзанием горных пород в зоне разгрузки подземных вод и резким возрастанием гидравлических градиентов.

Высокие гидравлические градиенты подземных вод межмерзлотного водоносного горизонта, сложенного неоднородными по гранулометрическому составу песками, специфические геоморфологические и мерзлотно-гидрогеологические условия на бестяхской террасе р. Лены (участок Улахан-Тарын), по мнению Л.А. Гагарина, привели к возникновению там термосуффозионных процессов.

Аналогичные явления отмечены автором в урочище «Пески» и на участке мостового перехода трассы БАМ через р. Салликит.

9.9. Курумообразование

Курумы представляют собой дресвяно-глыбово-щебнистые накопления на склонах различной крутизны от 3 до 45°, сложенных

скальными коренными породами (рис. 62). При крутизне склона более 40° наблюдается преимущественно гравитационное смещение обломочного материала, слагающего курумы.



Рис. 62. Курум вблизи трассы БАМ в районе разъезда Олонгдо

Необходимыми условиями для формирования курумов являются: наличие склона необходимой крутизны, сложенного многолетне-мерзлыми скальными породами; большие амплитуды средних годовых температур на поверхности грунта; высокая влажность грунтов на границе слоя сезонного оттаивания. Курумы – это результат криогенного выветривания, поэтому от возможности доступа агентов выветривания зависит и их активность. Курумообразование как процесс проходит три стадии: 1) возникновения, 2) активного развития и 3) отмирания [32]. Так при лесных пожарах уничтожается почвенно-растительный слой и на скальных породах начинается активный процесс криогенного выветривания, сопровождающийся выносом мелкозема, медленным (2-3 см/год) смещением курума вниз по склону. По достижении определенного равновесия между выветриванием и подвижками по склону курум приходит в стабильное состояние.

На начальных стадиях развития курума важную роль в движении пород, наряду с гравитационными силами, играет выпучивание каменного материала, десерпция (термогенная, гидрогенная и криогенная), подповерхностный смыв мелкозема между глыбами (термосуффозия), оползание.

В медленном движении крупнообломочного материала основную роль играют процессы десерпции. При этом термогенная десерпция в наибольшей степени проявляется в слое суточных колебаний температур, а криогенная (шлировая, базальная) охватывает весь слой сезонного оттаивания.

Криогенная десерпция, в основном, и определяет сползание обломков вниз по склону. Причиной этого вида десерпции является пучение обломков при промерзании по нормали к склону и последующее движение по вертикали (направлению действия силы тяжести) при оттаивании. Наиболее благоприятные условия для криогенной десерпции наблюдаются в ложбинах стока. Интенсивность развития курумов и скорости их перемещения растут с увеличением абсолютных высот местности до отметок с максимальным количеством циклов замораживания-оттаивания, выше этот процесс постепенно замедляется или прекращается, в связи с резким сокращением глубин сезонного оттаивания.

9.9. Солифлюкция

9.9.1 Общая характеристика процесса солифлюкции

Солифлюкция (лат. *solum* – почва, земля и *fluctio* – истечение), вязко-пластическое течение увлажнённых тонкодисперсных грунтов на склонах, развивающееся в процессе их промерзания и протаивания

под действием составляющей собственного веса, направленной по падению склона и вызывающей в грунте пластические деформации (рис.63).



Рис.63. Развитие солифлюкции на борту карьера

Причина развития солифлюкции - снижение устойчивости грунтов на склонах при сильном увлажнении талыми и дождевыми водами и уменьшение их прочности в результате промерзания – протаивания. Развивается обычно в водонасыщенных пылеватых суглинках и супесях, подстилаемых мерзлыми породами. Мощность слоя дисперсных отложений, как правило, не менее 1,0—2,0 м. При медленной солифлюкции на склонах крутизной до 15° скорости течения составляют 2-10 см/год; при быстрой солифлюкции (сплывах) на склонах крутизной более 15° скорости смещения пород составляют метры в минуту. В последнем случае влажность превышает предел текучести

Солифлюкционное течение почвы начинается с момента начала протаивания грунтов на склонах. Передвижение протаявшего материала происходит дифференцированно в зависимости от состава слагающих горных пород. Более мелкий и водонасыщенный материал

передвигается быстрее, более крупные и крупнообломочные отложения начинают двигаться после полного протаивания сезонноталого слоя. В результате солифлюкции образуются солифлюкционные террасы, потоки и покровы.

9.9.2. Прогноз солифлюкции

Все существующие в настоящее время методы прогноза криосолифлюкции основаны на физической и математической модели Бингама-Шведова, характеризующего деформации грунтов вязкопластической природы

$$\tau = \tau_{np} + \eta \frac{d\vartheta}{dz}, \quad (81)$$

где τ и τ_{np} - соответственно, сдвигающее напряжений на глубине z и предельное напряжение сдвига, при котором начинаются пластические деформации;

η - динамическая вязкость грунтов.

Сдвигающее напряжение определяется выражением

$$\tau = \gamma_w (H - z) \sin \alpha, \quad (82)$$

где γ_w - объемная масса влажного грунта, г/см³;

H - мощность смещаемого слоя грунта, см;

α - угол наклона склона.

Величина вязкопластического течения грунтов на склоне определяется временем приложения смещающих сил

Величина смещения грунтов возрастает с увеличением угла наклона склона, уменьшением угла внутреннего трения, уменьшением вязкости грунтов и увеличением глубины оттаивания грунтов.

Однако, абсолютная величина смещения грунтов на склоне определяется не только вязкопластическими деформациями, но и величиной десерпционного смещения. Среди десерпционных механизмов смещения грунтов на склонах различают криогенную, гидрогенную и термогенную десерпцию. Причем, наибольшее значение в суммарном смещении грунтов играют первые два вида десерпции (Петров, 1999).

Расчет криогенной десерпции грунтов за счет величины пучения промерзающих грунтов (h_n) и их результирующей осадки при оттаивании S_{pez} производится по следующей зависимости:

$$L_{\kappa\delta}^{sum} = \frac{\sum_{i=1}^n h_n^i + \sum_{i=1}^n S_{pez}^i}{2} \cdot tg\alpha. \quad (83)$$

Гидрогенная десерпция развивается в результате протекания процессов набухания - усадки. При этом следует различать гидрогенную десерпцию за счет набухания-усадки минеральных прослоев грунта ($L_{\kappa\delta}^{mn}$) и гидрогенную десерпцию приповерхностного слоя грунта ($L_{\kappa\delta}^{nos}$).

В первом случае расчет величины гидрогенной десерпции осуществляется по следующей зависимости:

$$L_{\kappa\delta}^{mn} = \frac{\sum_{i=1}^n \left\{ \left[\beta_v^i \cdot \frac{\gamma_{ck}^i}{\rho_6} (W^i - W_{mn}^i) \cdot \xi_{mn}^i \right] + \beta_v^i \cdot \frac{\gamma_{ck}^i}{\rho_6} (W^i - W_{ny}^i) \cdot \xi_{yc}^i \right\}}{2} \cdot tg\alpha. \quad (84)$$

Во втором случае, когда мы наблюдаем попеременное развитие процессов набухания-усадки за счет выпадения атмосферных осадков, с одной стороны, и испарения влаги, транспирации ее растительностью, миграции вниз по слою оттаивания, фильтрации по склону и т.д., расчет величины гидрогенной десерпции осуществляется следующим образом:

$$L_{2\partial}^{нов} = \frac{\sum_{i=1}^n \left\{ \left[\beta_v^i \cdot \frac{\gamma_{ск}^i}{\rho_в} (W_k^i - W_n^i) \cdot \xi_{наб}^{нов,i} \right] + \beta_v^i \left(1 - \frac{\gamma_{ск}^{н,i}}{\gamma_{ск}^{к,i}} \right) \cdot \xi_{ус}^{нов,i} \right\}}{2} \cdot tg\alpha, (85)$$

где $W, W_{mn}, W_{ny}, W_k, W_n$ - соответственно, естественная влажность грунтов, влажность минеральных прослоев, влажность предела усадки, влажность грунта после его набухания и влажность начальная перед набуханием, д.е.; $\xi_{mn}, \xi_{ус}, \xi_{наб}$ - соответственно, мощность минеральных прослоев, численно равная мощности промерзающего слоя грунта, см; мощность зоны усадки грунта за счет обезвоживания, см; мощность слоя набухания приповерхностного слоя грунта, см.

Контрольные вопросы

1. Криогенные процессы – общая характеристика
2. Криогенное пучение и методы борьбы с процессом.
3. Факторы, влияющие на величину пучения и методы прогноза.
4. Криогенное выветривание методы борьбы с процессом.
5. Термокарст и методы борьбы с процессом.
6. Термоэрозия и методы борьбы с процессом.

7. Морозобойное трещинообразование и методы борьбы с процессом.
8. Наледобразование и методы борьбы с процессом.
9. Курумы и солифлюкция и методы борьбы с процессом.

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. - Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
3. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург.: Наука, 2001. - 416 с.
4. Лапердин В.К. Опасные геологические процессы на юге Якутии и сопредельных территориях / В.К. Лапердин, В.С. Имаев, И.И. Верховин [и др.]. – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2011. – 240 с.
5. Орлов В.О. Пучение промерзающих грунтов и его влияние на фундаменты сооружений / В.О. Орлов, Ю.Д. Дубнов, Н.Д. Меренков. – Ленинград: Стройиздат, 1977. – 183 с.
6. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны / Н.Н. Романовский. – Москва: МГУ, 1983. – 232 с.
7. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур / Н.Н. Романовский. – Новосибирск: Наука, 1977. – 215 с.
8. Шестернев Д.М. Криогенные процессы Забайкалья / Д.М. Шестернев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 262 с.

Глава 10. ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ЯВЛЕНИЯ

Горные породы в естественном залегании находятся в состоянии равновесия. После начала разработки месторождений возникают различные экзогенные процессы и явления. Горно-геологические процессы и явления при открытой разработке месторождений полезных ископаемых представлены: выветриванием, обвалами, осыпями, оползнями, размывом и развеванием горных пород, а также фильтрационными деформациями и криогенными явлениями в откосах карьеров и отвалах. Согласно представлениям П.Н. Панюкова (1978), В.Д. Ломтадзе (1986) и И.П. Иванова (1987) классификация горно-геологических процессов и явлений может быть представлена следующим образом (табл. 28).

Таблица 28

Классификация горно-геологических процессов и явлений

Группа процессов	Причины (действующие факторы)	Тип	Явление
1	2	3	4
Гипергенная	Изменение термодинамических условий и влажностного режима (температура, давление, подземные воды)	Выветривание Разуплотнение	Разрушение горных пород по контурам выработок: трещины, осыпание и вывалы
Гравитационная	Скачкообразное изменение напряженного состояния пород (горное давление)	Горный удар в трещиноватых прочных породах Газодинамические выбросы	Стреляние, толчки, удары с выбросом обломков в горную выработку иногда с разрушением крепи Выброс в горную выработку угля и газа иногда с взрывами и обрушением крепи

1	2	3	4
	Медленное изменение напряженного состояния пород (горное давление)	Сдвигение горных пород Выдавливание литифицированных глинистых пород Отжим горных пород	Образование мульд проседания над выработанным пространством и др. Пучение почвы и стенок горных выработок Отжим отдельных слоев и прослоев слабых пород в горные выработки
Гидродинамическая	Изменение гидрогеологического режима (гидродинамический и гидростатический напор)	Суффозия и фильтрационный выпор Прорывы воды и пльвунов	Вынос дисперсного материала и воды по порам и трещинам в горные выработки, иногда носящий катастрофический характер
Гидрохимическая	Изменение влажностного режима, химического состава поровой воды и минерального состава пород	Оседание в результате водопонижения, откачки нефти или газа Карст Пучение глин при набухании Пльвуны	Деформации рельефа, зданий и сооружений, иногда с заболачиванием Активизация карста после затопления горных выработок с образованием карстовых воронок Деформации крепи, подъездных путей Проявление тиксотропных свойств истинных пльвунов
Криогенная	Изменение теплового режима многолетнемерзлых пород, гидрогеологических условий	Деформации горных пород по контуры выработки при их оттаивании Наледеобразование	Оплывины, осыпание, обрушение, термокарстовые воронки, термокарстовые озёра Наледи, ледяные пробки

10.1. Процессы, связанные с изменением горного давления

Деформации, возникающие, вследствие нарушения естественного напряженного состояния массива могут появиться сразу после прохождения выработки в слабых породах или по истечении некоторого времени, необходимого для образования значительного пролета выработки в более прочных породах. Они вызываются массой вышележащих пород. В обводненных массивах к ним добавляются силы фильтрационного давления подземных вод. Развитию деформаций препятствуют внутренние силы сопротивления горных пород (внутреннее трение и сцепление и др.), которые не постоянны во времени и меняются в результате процессов выветривания, изменения гидрогеологического режима и других причин.

Горный удар – динамическое проявление горного давления [18]. Горные удары возникают при высокой прочности и жесткости вмещающих пород и способности их накапливать энергию упругой деформации. Они наблюдаются на участках максимальных концентраций напряжений и представляют собой хрупкое разрушение предельно напряженных горных пород, окружающих горную выработку. Это происходит в момент, когда нарастание напряжений, вызванное горнотехническими факторами опережает их релаксацию, связанную с пластическим деформированием. Горный удар сопровождается колебаниями значительного объема горного массива вблизи очага разрушения и разлетом части разрушаемых пород,

Горные удары и внезапные выбросы угля и газа представляют грозную опасность при горных работах. Разрушение горных пород при этом носит характер взрыва. Крепь выработок повреждается, выработки заваливаются выброшенной породой или углем, породы

кровли, ослабленные ударом, теряют устойчивость и часто обрушаются. Горному удару предшествует усиление горного давления на целики и крепь выработок, выпучивание почвы и выдавливание целиков. Горные удары бывают различными по интенсивности, что видно из табл. 29.

Таблица 29

*Характеристика горных ударов
(по И.М. Петухову, 1972 с изменениями)*

Виды горного удара	Сейсмическая энергия, Дж	Уровень сейсмичности в эпицентре, балл	Категория опасности горных ударов
Стреляние	<10	<1	IV
Горные удары: микроудары (толчки)	10-10 ²	1-2	III
средней силы	10 ² -10 ⁴	2-3.5	II
большой силы,	10 ⁴ -10 ⁷	3.5-5	I
катастрофические	>10 ⁷	>5	I

Стреляние, как правило, предшествует горному удару и представляет собой откалывание и отскакивание отдельных кусков породы от стенок выработок, сопровождающееся звуковым эффектом в результате хрупкого разрушения горной породы. Стреляние наблюдается достаточно часто при глубинах выработок более 300-500 м. Горные удары большой силы и катастрофические приводят к разрушению горных выработок, машин и механизмов. Горный удар на шахте "Крюгерсхаль" 23.05.1940 г. зарегистрирован сейсмическими станциями, расположенными в 700 км от нее. В результате удара погибло 42 человека. (Я.А. Бич, 1962).

Удароопасность возрастает с глубиной, причем критическая глубина, неодинакова для разных горных пород и зависит от их физи-

ческого состояния. Удары возникают тогда, когда, согласно формулы (67), скорость изменения напряженного состояния пород превышает скорость релаксации напряжений (И.М. Петухов, 1972)

$$N = v_n / v_{пред}, \quad (86)$$

где N – показатель хрупкости породы,

v_n – скорость изменения напряженного состояния пород,

$v_{пред.}$ – максимальная (предельная) скорость релаксации напряжений пород.

Хрупкое разрушение возможно при $N > 1$. При проходке подземных выработок запаздывающая деформация может достичь предела упругости и, если напряжение превысит его, то произойдет мгновенная (2-3 секунды) разгрузка напряжений – собственно удар. Удароопасными считаются участки с низким коэффициентом трещиноватости от 1 до 15 с преобладанием поперечной системы трещин.

Газодинамические выбросы (метана и углекислого газа) в угольных шахтах наблюдаются, по данным П.Н. Панюкова (1978), в призабойных частях угольных пластов на глубинах свыше 150 м. Объем выбросов составляет от нескольких тонн до 10-15 тыс. т. угля и от десятка до сотен тысяч кубических метров газа (В.Д. Ломтадзе, 1986). Причиной развития процессов этого типа, наряду с горным давлением является газоносность углей и горных пород. В Донбассе при газоносности углей $7 \text{ м}^3/\text{т}$ твердой массы он считаются неопасными, а при $20 \text{ м}^3/\text{т}$ – опасны в отношении выбросов.

Оценка и прогноз геодинамических явлений (горных ударов и выбросов угля и газа) должны начинаться на стадии разведки месторождения, затем уточняться в процессе производства горных работ. В

первом случае необходимо оценивать напряженно-деформированное состояние пород путем измерения деформаций и давлений, действующих на крепь и другими, в том числе и акустическими методами. Во втором случае оценивается выбросоопасность угольных пластов по специальным методикам.

Мероприятия по предотвращению горных ударов заключаются в снижении напряженного состояния горных пород с помощью проходки разгружающих скважин, своевременного крепления выработок и др. Для предотвращения выбросов угля и газа предупредительными мерами являются: дегазация неглубокими скважинами, увлажнение пластов угля впереди забоя.

Сдвигение горных пород – это сложный и многостадийный процесс деформирования подработанной толщи пород и образования мульды сдвигения в результате прогиба подработанных слоев и сдвиговых деформаций. Характер процесса сдвигения зависит от слоистости и прочности пород, размеров выработанного пространства и глубины отработываемой залежи. Перемещающиеся в сторону выработанного пространства часть массива пород образует область сдвигения (рис. 64)

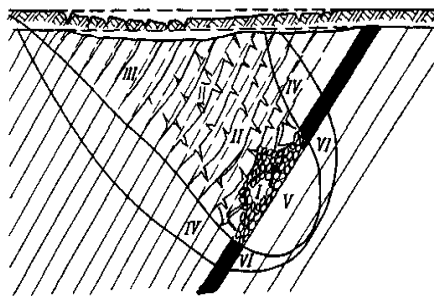


Рис. 64. Подзоны в зоне влияния горной выработки
I – обрушения, II – открытых трещин, III – плавного прогибания, IV – опорного давления в подработанной толще, V – разгрузки, VI – опорного давления в надработанной толще.

Породы в подзоне обрушения хаотически раздроблены на отдельные куски сцепление между которыми отсутствует. Эта зона формируется лишь в случаях, когда залежь отрабатывается с естественным или принудительным обрушением.

В подзоне открытых трещин (разрывов сплошности) сохраняется первоначальная ориентировка структурных элементов массива. Подзона формируется в результате деформаций изгиба и сдвига отдельных слоев и блоков пород. При неглубоком заложении горных выработок на поверхности образуются уступы, разделенные трещинами, которые параллельны границам зоны обрушения.

В подзоне плавного прогибания (сдвижения) перемещения и деформирование пород происходит без разрыва сплошности. Размеры подзоны и величины деформаций определяются механическими характеристиками слагающих ее пород. В песчано-глинистых породах зона плавных смещений имеет максимальные размеры при незначительной или отсутствующей зоне трещин. В твердых горных породах зона плавных смещений и деформаций незначительна.

Впадина, образовавшаяся на поверхности земли, называется мульдой сдвижения (рис. 65). Границы ее определяются граничными углами по главным направлениям, то есть по простиранию δ_0 , по падению в висячем боку β_0 , в лежащем боку β_{01} и по восстанию пласта γ_0 . Углы наклона линий, ограничивающих зону сдвижения называют углами сдвижения и обозначают в коренных породах буквами δ , β , и γ , а в четвертичных отложениях во всех направлениях φ .

Вертикальную составляющую называют оседанием η_0 , горизонтальную – горизонтальным сдвижением, которое по простиранию обозначают ξ , а по падению ξ_1 . Границы плоского дна определяются углами полных сдвижений ψ_1, ψ_2, ψ_3 .

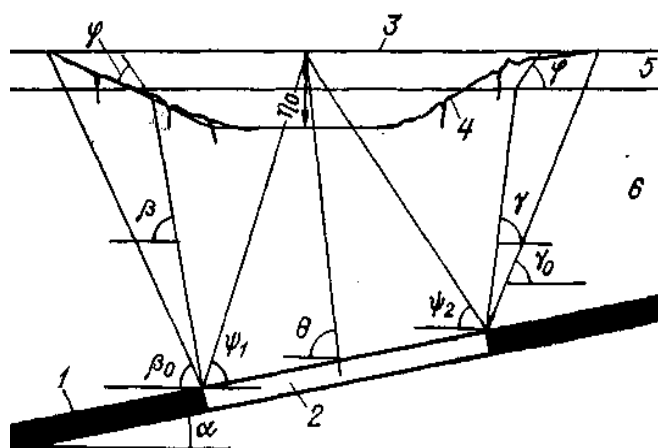


Рис. 65. Геометрические параметры мульды сдвижения [18]: 1 – полезное ископаемое, 2 – выработанное пространство, 3 – поверхность земли до подработки, 4 – мульда сдвижения, 5 – четвертичные отложения, 6 – коренные породы.

При проектировании зданий и сооружений на подрабатываемых территориях необходимо располагать всеми инженерно-геологическими материалами для количественной оценки сдвижений и деформаций земной поверхности. В качестве показателя этого принимаются оседание (мм), наклоны поверхности земли мм/м, кривизна или радиус кривизны поверхности земли (км).

Формирование области сдвижения определяется горно-геологическими условиями месторождений и горно-техническими условиями их разработки. При небольшой глубине залегания полезного ископаемого углы сдвижения будут круче, а зона влияния подземных выработок на поверхности земли будет меньше. С увеличением глубины проходки подземных горных выработок мульда становится более полой, а деформации уменьшаются. При добыче полезного ископаемого на малых глубинах величина оседания изменяется от 0,3 (Кизеловский бассейн) до 0,9 мощности обрабатываемого пласта. Для

оценки наибольшего оседания земной поверхности можно использовать формулу

$$\eta_o = \frac{am}{a + \sqrt{H}}, \quad (87)$$

где m – мощность пласта, м; a – коэффициент, равный $22 \div 25$; H – глубина разработки, м.

Глубину безопасной разработки, при достижении которой не наблюдается деформаций земной поверхности можно определить по формуле

$$H_o = K_o \cdot m, \quad (88)$$

где H_o – безопасная глубина разработки, м;

K_o – коэффициент безопасности;

m – мощность разрабатываемого пласта, м.

При размещении сооружений на подрабатываемых территориях для их защиты осуществляют следующий комплекс мероприятий: 1) оставление предохранительных целиков пород в горных выработках, воспринимающих на себя нагрузку вышележащих пород, без образования мульды сдвижения; 2) полную или частичную закладку выработанного пространства бутовым материалом, бетоном и др.; 3) усиление фундаментов, 4) расчленение зданий осадочными швами на секции.

Выдавливание горных пород или *пучение почвы* в горных выработках наблюдается при подземных разработках многих угольных месторождений, а также на некоторых рудниках и представляет собой пластическое деформирование пород и полезных ископаемых, приводящее к их выдавливанию от периферии в центральные части горных выработок (рис. 66)

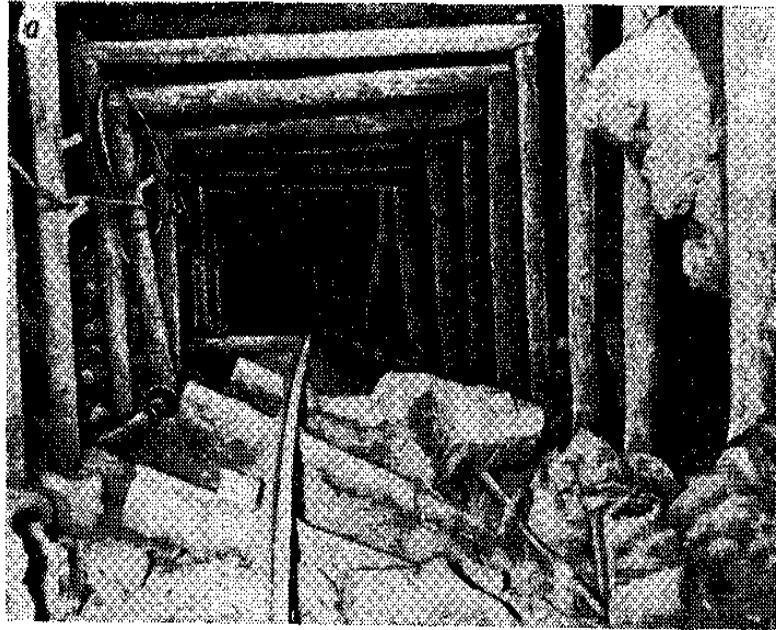


Рис. 66. Выдавливание почвы штрека в виде треугольной призмы (И.П. Иванов, 1987)

Процесс развития деформации пород в почве выработок, под действием, в основном, горного давления, может рассматриваться как аналог процесса ползучести. В Кузнецком и Печерском угольных бассейнах от 17 до 54 % общего числа штреков характеризуется наличием заметного пучения. По величине пучения выделяются следующие категории пород слагающих почву горных выработок: 1) весьма устойчивые, пучение которых не происходит; 2) устойчивые, пучение которых в течение трех лет не превышает 0,1 м; 3) относительно устойчивые – пучение в течение трех лет не превышает 0,3 – 0,5 м; 4) неустойчивые, пучение которых за тот же период составляет 0,5-1,0 м; 5) весьма неустойчивые, пучение которых за три года более 1,0 м.

Выдавливание связано главным образом с глинистыми породами – глинами, аргиллитами, алевролитами, глинистыми сланцами, причем при увлажнении пород процесс резко интенсифицируется. В движение приходят, иногда, породы находящиеся ниже на 5-6 м уров-

ня почвы горной выработки (И.Л. Черняк, 1978). На глубинах более 600-700 м пучение наблюдается во всех без исключения выработках. Кроме горного давления на величину пучения почвы горных выработок оказывают влияние – набухание глинистых пород при замачивании, фильтрационное давление подземных вод, явления гидратации и окисления.

В качестве методов борьбы с выдавливанием горных пород в выработки наиболее эффективным является предварительное осушение обводненных месторождений, снижающее как фильтрационное, так и горное давление. Кроме этого возможно использование специальных горнотехнических мероприятий – штангового крепления слоистых толщ или устройства щелей глубиной 1,5-2,5 м вдоль выработки (рис. 67) с целью переноса выхода поверхности скольжения под целик.

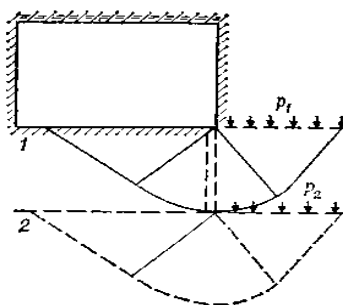


Рис. 67. Схема к обоснованию проходки щели для уменьшения интенсивности пучения почвы горной выработки (Положение призмы выдавливания: 1 – до проходки щели, 2 – после проходки)

10.2. Процессы, связанные с изменением гидродинамических и гидростатических факторов

Депрессионные деформации обусловлены предварительным водопонижением при разработке месторождений полезных ископаемых,

интенсивными откачками подземных вод для водоснабжения, добычей нефти и газа. Они, нередко, приводят к оседанию земной поверхности на значительных площадях, с последующим их подтоплением или заболачиванием. Наиболее показателен пример г. Мехико, где осадка в результате водопонижения к 2000 г. составила 11 м.

На Южно-Березовском месторождении железных руд [18], разрабатываемом подземным способом, снижение напора на 200 м привело к уплотнению мергельно-меловых пород и оседанию поверхности земли на 2,5 м, что вызвало нарушение крепи горных выработок. Это связано с тем, что снятие эффекта гидростатического взвешивания в пластах приводит к перераспределению напряжений и уплотнению горных пород. В естественных условиях величина эффективного напряжения P_3 (часть нагрузки P_z , воспринимаемая скелетом породы) в массиве на глубине h будет равна

$$P_3 = P_z - P_n = \rho_{cp} \cdot h - H \cdot \rho_6, \quad (89)$$

где P_z – нагрузка от массы пород;

P_n – нейтральное давление (часть нагрузки P_z , воспринимаемая поровой водой);

ρ_{cp} – средневзвешенное значение объемной массы пород, залегающих над рассматриваемой точкой;

H – высота столба воды над этой точкой;

ρ_6 – объемная масса воды.

Снижение уровня воды на величину ΔH приведет к увеличению напряжения на скелет породы (P_3') и составит

$$P_3' = \rho_{cp} \cdot h - \rho_6 (H - \Delta H). \quad (90)$$

Прогнозирование напряженно-деформированного состояния пород при водопонижении весьма сложно и требует полного учета свойств горных пород и изменения гидрогеологических условий на больших территориях. Методы защиты состоят в ограничении сроков и интенсивности отбора воды из водоносных горизонтов и комплексов, а на нефтяных и газовых месторождениях - в обратном нагнетании воды в продуктивные толщи.

Фильтрационные явления в горных выработках происходят в результате изменения направления движения подземных вод в их сторону и формирования депрессионной воронки. При снижении гидростатического давления при водопонижении возникает гидродинамическое давление на стенки горных выработок, и получают развитие такие фильтрационные явления как суффозия, выпор и прорывы подземных вод и плывунов. При наличии карстующихся пород возможна активизация карста.

Давление подземных вод P_{Γ} , кПа (тс/м²), на крепь выработки (согласно СНиП II-94-80) в коренных породах без их тампонажа следует определять по формуле (6), а при наличии тампонажа пород по формуле (7)

$$P_{\Gamma} = \frac{nH_e \gamma_B}{k_{\phi}^{кр} \lg \frac{R(t)}{r_1} + 1 + \frac{k_{\phi}^{п} \lg \frac{r_1}{r_0}}{r_0}}, \quad (91)$$

$$P_{\Gamma} = \frac{nH_e \gamma_B}{k_{\phi}^{кр} \lg \frac{r_1}{r_0} + 1 + \frac{k_{\phi}^{п} \lg \frac{r_1}{r_0}}{r_0} \left(\frac{k_{\phi}^{т} \lg \frac{R(t)}{r_1} + 1}{k_{\phi}^{п} \lg \frac{r_1}{r_0} + 1} \right)}, \quad (92)$$

где n - коэффициент перегрузки, принимаемый равным 1,1;

H_e - естественный или сниженный общим водопонижением напор в данном водоносном горизонте, определяемый по результатам гидрогеологических исследований, м;

$k_{\phi}^{кр}$ - коэффициент фильтрации крепи (для бетонной крепи $k_{\phi}^{кр} = 0,00158$ м/сут);

$k_{\phi}^п, k_{\phi}^т$ - соответственно коэффициенты фильтрации породы и затампонирующей зоны, определяемые по данным гидрогеологических исследований, м/сут;

r_1, r_0, r_t - соответственно внешний, внутренний радиус крепи и радиус затампонирующей зоны, м; при неизвестном r_1 в расчете следует принимать для первого приближения толщину бетонной крепи $r_1 - r_0$, равной 0,5 м с последующим уточнением толщины крепи;

$R(t)$ - радиус влияния дренажа выработки, определяемый по данным гидрогеологических исследований из выражения $R(t) = 1,5\sqrt{at}$;

a - коэффициент пьезопроводности водоносного горизонта, м²/сут;

t - время от начала дренирования, сут;

γ_v - удельный вес воды, кН/м³ (тс/м³);

В тех случаях, когда по расчетам P_r более P^h , в формулах (6) и (7) необходимо учитывать корректировку времени, принимая t соответствующим моменту на 2 мес после введения крепи в работу.

Если $\frac{k_{\phi}^п}{k_{\phi}^{кр}}$ менее 4, то в формуле (7) P_r равно 0, а при $\frac{k_{\phi}^п}{k_{\phi}^{кр}}$, более

100 определяется из выражения $P_r = H_e\gamma_v$.

При градиентах фильтрации близких или превышающих критические значения $I_{кр}$ наблюдается вначале гидродинамическое взвешивание, а затем выпучивание пород, нередко завершающееся прорывом воды в горные выработки. Деформации в этом случае носят характер

выпора. Процесс начинается с повышения давления на крепь, появления трещин в горных породах, капежа или отдельных струй воды, образованием небольших бугров по почве выработки. Затем происходит разрушение горных пород, их взламывание и прорыв вод или пливунов. Гидростатическое давление, при котором происходит прорыв воды или пливунов в горную выработку можно ориентировочно определить по формуле (В.Д. Ломтадзе, 1986)

$$H_{\text{зос}} = 6R_p \frac{m^2}{l^2} + \gamma \cdot m, \quad (93)$$

где $H_{\text{зос}}$ - гидростатическое давление на кровлю или на почву горной выработки, при котором происходит прорыв, 10^4 Па;

R_p – временное сопротивление пород на разрыв, 10^4 Па;

m – слой или зона водонепроницаемых пород в кровле или почве горной выработки, м;

l – ширина выработки - длина пролета;

γ - плотность горных пород, т/м^3 .

Согласно, данного выражения, условия прорыва зависят от мощности защитного слоя, прочности пород на разрыв и ширины пролета выработки.

Наиболее универсальным и эффективным методом борьбы с фильтрационными явлениями служит предварительное осушение пород скважинными или забивными фильтрами или другими дренажными устройствами. Участки обнажения водоносных песков и раздробленных пород должны перекрываться сплошной крепью. В других местах горных выработок, опасных в отношении фильтрационных явлений, постоянная крепь не должна отставать от временной. Иногда при проходке шахтных стволов применяется искусственное замораживание.

10.3. Процессы, связанные с изменением мерзлотно-гидрогеологических условий

В области криолитозоны при проходке горных выработок определенные трудности представляет как их строительство, так и эксплуатация месторождения. Это связано с тем, что наряду с обычными факторами, здесь большую роль играет льдистость мерзлых пород, их температура, мерзлотно-гидрогеологические условия (талики, их обводненность). Распространение многолетнемерзлых пород (ММП) подчиняется широтной зональности и высотной поясности, поэтому аналогичные по инженерно-геологическим условиям месторождения встречаются крайне редко, за исключением нефтяных и газовых в Западной Сибири.

В условиях сохранения ММП и при отсутствии таликов устойчивость почвы, стенок и кровли горных выработок выше, чем в талом состоянии. При вскрытии фильтрационных и напорно-фильтрационных таликов различных генетических типов (сквозных, несквозных, межмерзлотных) возможно возникновение мощных наледей и ледяных пробок.

При оттаивании в горных выработках песчано-глинистых ММП со значительным содержанием льда возможно оплывание, оползание и образование куполов в кровле, неравномерное оседание земли вокруг вертикальных выработок при формировании ореола оттаивания (термокарсте). В последнем случае просадки грунта вокруг шахтных стволов приводят к деформациям копров и надшахтных сооружений, а крепь испытывает значительные вертикальные и горизонтальные нагрузки. Для определения максимально возможной вертикальной нагрузки P_0 , оттаявшей породы можно использовать формулу (Л.Н. Хрусталева, 1991)

$$P_g = \pi r_1 \delta g \rho h, \quad (94)$$

где r_1 – внешний радиус выработки, м; δ – расстояние между параллельными стенками, м; g – ускорение свободного падения; ρ – плотность породы кг/м³; h – глубина расположения расчетного сечения, м

Контрольные вопросы

1. Какие факторы способствуют развитию экзогенных процессов в подземных горных выработках?
2. Что такое горный удар?
3. Каковы особенности проявления горного давления в зависимости от состава пород?
4. Как формируется мульда сдвижения?
5. Охарактеризуйте мероприятия по борьбе с горно-геологическими процессами, связанными с изменением гидродинамических и гидростатических факторов.
6. Какие процессы развиваются в горных выработках при изменении мерзлотно-гидрогеологических условий?

Рекомендуемая литература

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Золотарев Г. С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. – Москва: МГУ, 1983. – 328 с.

3. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1986. – 272 с.
5. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1978. – 496 с.
6. Основы геокриологии: Ч.4. Динамическая геокриология / под ред. Э.Д. Ершова. – Москва: МГУ, 2001. – 688 с.
7. Панюков П.Н. Инженерная геология / П.Н. Панюков – Москва: Недра, 1978. – 296 с.
8. Сергеев Е.М. Инженерная геология / Е.М. Сергеев. – Москва: МГУ, 1978.– 384 с.
9. Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы / под общ. ред. акад. Е.М. Сергеева. – Москва: Недра, 1985. – 288 с.

Заключение

Предложенная читателю вторая часть учебного пособия завершает рассмотрение вопросов курса «Инженерная геодинамика», включенных в Федеральный государственный образовательный стандарт по данной дисциплине. Ряд теоретических вопросов, характеристика эндогенных процессов, выветривания и эоловых процессов ранее представлена в первой части учебного пособия «Инженерная геодинамика» (2006, 2012 гг.).

В данной работе большое место в работе уделено закономерностям распространения и развития основных экзогенных процессов, в том числе, и на территории Забайкальского края. Учитывая, что Забайкалье расположено в южной криолитозоне и является горнодобывающим регионом, значительная часть пособия посвящена именно этим процессам. В пособии значительное внимание уделено воздействию опасных природных процессов на инженерные сооружения. В то же время из-за ограниченного объема учебного пособия в нём приведены только основные, общепринятые методики прогнозирования процессов. В целом пособие имеет экологическую направленность и проблемам инженерной защиты от рассматриваемых процессов уделено большое внимание.

Учебное пособие будет полезно студентам при работе над курсовыми работами и выпускными работами студентам направления «Прикладная геология». Пособие может быть использовано географами и специалистами по оценке риска возникновения и развития опасных природных процессов.

Автор будет весьма признателен читателям за высказанные замечания и пожелания.

Глоссарий

Авария – опасное техногенное происшествие, создающее на объекте, определенной территории или акватории угрозу жизни и здоровью людей и приводящее к разрушению зданий, сооружений, оборудования и транспортных средств, нарушению производственного или транспортного процесса, а также к нанесению ущерба окружающей природной среде.

Примечание – крупная авария, как правило, с человеческими жертвами, является катастрофой.

Безопасность в чрезвычайных ситуациях – Состояние защищенности населения, объектов народного хозяйства и окружающей природной среды от опасностей в чрезвычайных ситуациях.

Вероятность – это мера объективной возможности наступления случайного события.

Затопление – образование свободной поверхности воды на участке территории в результате повышения уровня водотока, водоема или подземных вод.

Инженерная защита – комплекс сооружений и мероприятий, направленных на предупреждение отрицательного воздействия опасных геологических, экологических и других процессов на территорию, здания и сооружения, а также защиту от их последствий.

Интенсивность – (лат. *intensio* – напряжение, усиление) – признак, характеризующий активность экзогенных и эндогенных геологических процессов по скорости их протекания, энергии, объему и частоте повторяемости.

Источник техногенной чрезвычайной ситуации – источник техногенной ЧС: опасное техногенное происшествие, в результате ко-

того на объекте, определенной территории или акватории произошла техногенная чрезвычайная ситуация.

Карст – комплексный геологический процесс, обусловленный растворением подземными и (или) поверхностными водами горных пород, проявляющийся в их ослаблении, разрушении, образовании пустот и пещер, изменении напряженного состояния пород, динамики, химического состава и режима подземных и поверхностных вод, в развитии суффозии (механической и химической), эрозий, оседаний, обрушений и провалов грунтов и земной поверхности.

Карстово-суффозионные процессы – взаимосвязанное развитие карстового процесса и суффозии. При изучении и оценке карста включаются в состав карстового процесса.

Контроль за окружающей средой – сопоставление полученных данных о состоянии окружающей среды с установленными критериями и нормами техногенного воздействия или фоновыми параметрами с целью оценки их соответствия.

Лавины снежные – сосредоточенное движение больших масс снега, падающих или соскальзывающих с горных склонов в виде сплошного тела (мокрые лавины) или распыленного снега (сухие лавины).

Моделирование – это исследование объектов познания на их моделях, иначе – построение и изучение моделей замещающих реально существующие предметы, явления, процессы и т. п.

Мониторинг опасных природных процессов и явлений – система регулярных наблюдений и контроля за развитием опасных природных процессов и явлений в окружающей природной среде, факторами, обуславливающими их формирование и развитие, проводимых по определенной программе, выполняемых с целью своевре-

менной разработки и проведения мероприятий по предупреждению чрезвычайных ситуаций, связанных с опасными природными процессами и явлениями, или снижению наносимого их воздействием ущерба.

Морозное (криогенное) пучение – процесс, вызванный промерзанием грунта, миграцией влаги, образованием ледяных прослоев, деформацией скелета грунта, приводящих к увеличению объема грунта и поднятию его поверхности.

Наледь – слоистый ледяной массив на поверхности земли, льда или инженерных сооружений, образовавшийся при замерзании периодически изливающихся подземных или речных вод.

Норма осушения – расчетное значение необходимого понижения уровня грунтовых вод от поверхности земли на осушаемой территории.

Обвалы – отрыв масс горных пород склонов, бортов и их падение вниз под влиянием силы тяжести с опрокидыванием и перекачиванием без воздействия воды.

Объект мониторинга – природный, техногенный или природно-техногенный объект или его часть, в пределах которого по определенной программе осуществляются регулярные наблюдения за окружающей средой с целью контроля за ее состоянием, анализа происходящих в ней процессов, выполняемых для своевременного выявления и прогнозирования их изменений и оценки.

Опасный природный процесс – изменение состояния, состава и свойств окружающей среды и (или) ее компонентов, которое по своей интенсивности, масштабу и продолжительности приводит или потенциально может привести к ухудшению состояния окружающей

среды, условий обитания человека, а также развитию чрезвычайной ситуации и нанести ущерб его хозяйственной деятельности.

Оползни – смещение горных пород со склонов, бортов карьеров, строительных выемок под действием их веса. Различают оползни выдавливания, оползни соскальзывания, оползни внезапного разжижения, оползни выплывания, оползни течения.

Парагенезис – (греч. γένεσις - происхождение) – совместное нахождение, возникающее в результате одновременного или последовательного образования.

Переработка берегов морей, озер, водохранилищ – размыв и разрушение пород берегов под действием прибоя и русловых процессов.

Подтопление – комплексный гидрогеологический и инженерно-геологический процесс, при котором в результате изменения водного режима и баланса территории происходят повышения уровней (напоров) подземных вод и/или влажности грунтов, превышающие принятые для данного вида застройки критические значения и нарушающие необходимые условия строительства и эксплуатации объектов.

Порог геологической безопасности – предельное (критическое) значение показателя, характеризующего опасное воздействие, при превышении которого действие инженерно-геологических процессов начинает угрожать данному объекту, его надежности, например, критический уровень подземных вод.

Последствия природных чрезвычайных ситуаций – социальный, экономический и экологический ущерб в результате воздействия источников природных ЧС на население, территорию и окружающую природную среду.

Предупреждение природных чрезвычайных ситуаций – совокупность мероприятий, направленных на снижение риска возникновения природных чрезвычайных ситуаций.

Прогнозирование антропогенных воздействий на окружающую среду – заблаговременное предсказывание видов, форм, величины и возможных масштабов антропогенных воздействий на окружающую среду, основанные на изучении тенденции развития системы природопользования и перспектив хозяйственного и научно-технического развития общества.

Прогнозирование опасных геологических процессов и явлений – система мероприятий по определению возможности возникновения, развития опасных геологических процессов и явлений, их характера, масштабов и продолжительности, вероятности возникновения природных чрезвычайных ситуаций, а также возможных последствий в зоне их воздействия.

Примечание – прогнозирование может носить долгосрочный, краткосрочный или оперативный характер.

Просадка в лессовых грунтах – уплотнение и деформирование при увлажнении (замачивании) лессов с образованием просадочных деформаций (провалов, трещин проседания, воронок).

Риск возникновения источников природных чрезвычайных ситуаций – риск возникновения источников природных ЧС: вероятность (частота) возникновения в течение определенного промежутка времени источника природных чрезвычайных ситуаций.

Риск возникновения природных чрезвычайных ситуаций – вероятность возникновения неблагоприятных (негативных) последствий воздействия поражающих факторов источников природных ЧС на население, территорию и окружающую природную среду.

Сели – процесс изливания с огромной скоростью грязекаменных потоков, насыщенных твердым материалом, возникающих при выпадении обильных дождей или интенсивном таянии снега в предгорных и горных районах. Различают связные и текучие сели.

Смягчение последствий природных чрезвычайных ситуаций – снижение негативных последствий природных ЧС путем проведения комплекса правовых, организационных, экономических, инженерно-технических, природоохранных, санитарно-гигиенических, санитарно-эпидемиологических и специальных мер.

Снижение риска возникновения природных чрезвычайных ситуаций – снижение вероятности возникновения природных чрезвычайных ситуаций путем проведения комплекса организационных, инженерно-технических, природоохранных, санитарно-гигиенических, санитарно-эпидемиологических и специальных мероприятий, направленных на организацию наблюдения и контроля за состоянием окружающей природной среды, прогнозирование и подготовку к чрезвычайным ситуациям.

Суффозия – разрушение и вынос потоком подземных вод отдельных компонентов и крупных масс дисперсных и сцементированных обломочных пород, в том числе слагающих структурные элементы скальных массивов.

Схемы инженерной защиты (генеральные, детальные, специальные) – проектный материал, разработанный с целью определения и обоснования оптимального комплекса инженерной защиты, его укрупненной ориентировочной стоимости и очередности осуществления.

Термокарст – процесс оттаивания льдистых грунтов, подземного льда, сопровождающийся их осадкой и образованием понижений рельефа.

Урбанизация – (лат. urbanus – городской) – процесс сосредоточения промышленности и населения в крупных городах.

Ущерб социальный – безвозвратные и санитарные потери людей, материальные потери личной собственности, затраты на лечение пострадавших и на восстановление трудоспособности, морально-психологические издержки и снижение уровня жизни.

Ущерб экологический – ущерб, нанесенный окружающей природной среде.

Ущерб экономический – материальные потери и затраты, связанные с повреждениями (разрушениями) объектов производственной сферы экономики, ее инфраструктуры и нарушениями производственно-кооперационных связей.

Чрезвычайная ситуация – обстановка на определенной территории или акватории, сложившаяся в результате аварии, опасного природного явления, катастрофы, стихийного или иного бедствия, которые могут повлечь или повлекли за собой человеческие жертвы, ущерб здоровью людей или окружающей природной среде, значительные материальные потери и нарушение условий жизнедеятельности людей.

Экзогенные геологические процессы – процессы экзодинамического преобразования горных пород, происходящие на поверхности Земли и в приповерхностном слое — в зоне действия факторов выветривания, эрозии, склоновых и береговых деформаций, вызванные в большей части внешними по отношению к литосфере силами (солнечной энергией, атмосферными, гидросферными, гравитационными).

Экстенсивность – (лат. *extensivus* – расширяющий, удлиняющий) – признак, характеризующий активность экзогенных и эндогенных геологических процессов по характеру распространения их по площадям и проценту занятости территории процессом.

Эндогенные геологические процессы - процессы эндодинамического преобразования горных пород, происходящих главным образом внутри Земли, в зоне действия сеймотектонических и термодинамических факторов и вызванные в основном внутренними силами Земли.

Библиографический список

1. Бондарик Г.К. Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 440 с.
2. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии / Г.К. Бондарик. – Москва: Недра, 1981. – 256 с.
3. Геология зоны БАМ: Т.2. Гидрогеология и инженерная геология / под общ. ред. Е.А. Козловского. – Ленинград: Недра, 1988. – 447 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и сейсмология / О.В. Павлов, В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов [и др.] – Новосибирск: Наука, 1985. – 192 с.
5. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / С.И. Шерман, К.Г. Леви, В.В. Ружич [и др.] – Новосибирск: Наука, 1984. – 208 с.
6. Горшков С.П. Экзодинамические процессы освоенных территорий / С.П. Горшков. – Москва: Недра, 1982. – 280 с.
7. Динамическая геоморфология: учебн. пособие / под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. – Москва: МГУ, 1992. – 448 с.
8. Емельянова Т.А. Инженерная геодинамика: учебное пособие / Т.А. Емельянова. – 3-е изд. – Томск: – Томский политех. ун–ет, 2009. – 133 с.
9. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарев. – Москва: МГУ, 1983. – 328 с.
10. Иванов И.П. Инженерно-геологические исследования в горном деле / И.П. Иванов. – Ленинград: Недра, 1987. – 255 с.

11. Иванов И.П. Инженерная геодинамика / И.П. Иванов, Ю.Б. Тржцинский. – Санкт-Петербург: Наука, 2001. – 416 с.
12. Ипатов П.П. Инженерная геология городов: учеб. пособие / П.П. Ипатов. – Томск: Томского политех. ун-та, 2009. – 252 с.
13. Коломенский Н.В. Специальная инженерная геология / Н.В. Коломенский. – Москва: Недра, 1969. – 336 с.
14. Королев В.А. Инженерная и экологическая геодинамика: Электронный учебник на СД / В.А. Королев. – Москва: МГУ, 1995.
15. Королев В.А. Мониторинг геологической среды / В.А. Королев, под ред. В.Т. Трофимова. – Москва: МГУ, 1995. – 272 с.
16. Лапердин В.К. Опасные геологические процессы на юге Якутии и сопредельных территориях / В.К. Лапердин, В.С. Имаев, И.И. Верховин [и др.]. – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2011. – 240 с.
17. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1977. – 479 с.
18. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1986. – 272 с.
19. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Специальная инженерная геология / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1978. – 496 с.
20. Методы долговременных региональных прогнозов экзогенных геологических процессов / под ред. А.И. Шеко, В.С. Круподерова. – Москва: Недра, 1984. – 167 с.
21. Основы геоэкологии: Ч.4. Динамическая геоэкология / под ред. Э.Д. Ершова. – Москва: МГУ, 2001. – 688 с.

22. Панюков П.Н. Инженерная геология / П.Н. Панюков – Москва: Недра, 1978. – 296 с.
23. Попов И.В. Инженерная геология / И.В. Попов. – Москва: Геолиздат, 1951. – 444 с.
24. Портнова В.П. Инженерно-геологические условия Центрального и Восточного Забайкалья / В.П. Портнова. – Москва: Недра, 1976. – 232 с.
25. Савренский Ф.П. Инженерная геология / Ф.П. Савренский. – Москва: ОНТИ, 1939. – 488 с.
26. Сергеев Е.М. Инженерная геология / Е.М. Сергеев. – Москва: МГУ, 1978. – 384 с.
27. Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы / под общ. ред. акад. Е. М. Сергеева – Москва: Недра, 1985. – 332 с.
28. Теоретические основы инженерной геологии. Социально-экономические аспекты / под общ. ред. акад. Е.М. Сергеева. – Москва: Недра, 1985. – 259 с.
29. Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы / под общ. ред. акад. Е.М. Сергеева. – Москва: Недра, 1985. – 288 с.
30. Тржцинский Ю.Б. Инженерно-геологические особенности Иркутского амафитеатра / Ю.Б. Тржцинский, Е.А. Козырева, И.И. Верховзин. – Иркутск: ИрГТУ, 2005. – 124 с.
31. Учебное пособие по инженерной геологии / под ред. Г.С. Золотарева. – Москва: МГУ, 1990. – 294 с.
32. Шестернев Д.М. Криогенные процессы Забайкалья / Д.М. Шестернев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 262 с.

33. Эрозионные процессы / под ред. Н.И. Макавеева, Р.С. Чалова. – Москва: Мысль, 1984. – 256 с.

Список нормативной литературы

1. ГОСТ Р 22.0.01-94. Основные положения. – Введ. 01.01.1995. – Москва: Изд-во стандартов, 1994. – 6 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

2. ГОСТ Р 22.0.02-94. Термины и определения основных понятий. – Введ. 01.01.1996. – Москва: Изд-во стандартов, 1996. – 18 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

3. ГОСТ Р 22.0.05-94. Техногенные чрезвычайные ситуации. Термины и определения. – Введ. 01.01.1996. – Москва: Изд-во стандартов, 1996. – 9 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

4. ГОСТ Р 22.0.06-95. Источники природных чрезвычайных ситуаций. Поражающие факторы. – Введ. 01.07.1996. – Москва: Изд-во стандартов, 1996. – 4 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

5. ГОСТ Р 22.0.11-99. Предупреждение природных чрезвычайных ситуаций. Термины и определения. – Введ. 01.01.2000. – Москва, 2000. – 5 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

6. ГОСТ Р 22.1.01-95 Мониторинг и прогнозирование. Основные положения. – Введ. 01.01.1997. – Москва: Изд-во стандартов, 1997. – 5 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

7. ГОСТ Р 22.1.02-95 Мониторинг и прогнозирование. Терми-

ны и определения. – Введ. 01.01.1997. – Москва: Изд-во стандартов, 1997. – 5 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

8. ГОСТ Р 22.1.06-99 Мониторинг и прогнозирование опасных геологических явлений и процессов. Общие требования.. – Введ. 01.01.1997. – Москва: Изд-во стандартов, 1997. – 5 с. (Система стандартов безопасности в чрезвычайных ситуациях).

9. СНиП 11-02-96. Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. – Москва: Минстрой России, 1997. – 44 с.

10. СНиП 2.01.15-90. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения проектирования. – Москва: Минстрой России, 1992. – 40 с.

11. СНиП 22-01-95. Геофизика опасных природных воздействий. – Москва: Минстрой России, 1996. – 6 с.

13. СП 11-102-97. Инженерно-экологические изыскания для строительства. – Москва: Минстрой России, 1997. – 43 с.

14. СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Ч. 1. Общие правила производства работ. – Москва: Минстрой России, 1998. – 49 с.

15. СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть II. Правила производства работ в районах развития опасных геологических и инженерно-геологических процессов. – Москва: Минстрой России, 2001. – 102 с.

16. СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть III. Правила производства работ в районах распространения специфических грунтов. – Москва: Минстрой России, 2000. – 83 с.

Оглавление

	Стр.
Предисловие.....	3
Введение.....	4
Глава 1. Абразия и переработка берегов водохранилищ.....	5
1.1. Основные понятия и гидрологические факторы.....	6
1.2. Геологические и техногенные факторы.....	11
1.3. Методы защиты берегов от абразии.....	13
1.4. Методы прогноза переработки берегов водохранилищ.....	14
1.4.1. Метод прогноза переработки берегов Г.С.Золотарева.....	14
1.4.2. Метод прогноза переработки берегов Е.Г. Качугина.....	17
1.5. Проектирование защитных мероприятий от абразии и переработки берегов.....	21
Контрольные вопросы.....	22
Рекомендуемая литература.....	22
Глава 2. Эрозионные процессы.....	24
2.1. Определение и виды эрозии.....	24
2.2. Плоскостной смыв. Эрозия почв.....	25
2.2.1. Мероприятия по борьбе с плоскостным смывом и эрозией почв.....	29
2.3. Овражная эрозия.....	30
2.3.1. Стадии развития процесса.....	31
2.3.2. Оценка интенсивности процесса оврагообразования	33
2.3.3. Мероприятия по борьбе с овражной эрозией.....	34
2.4. Речная эрозия.....	36
2.4.1. Работа водных потоков как агент денудации.....	36
2.4.2. Условия питания рек, типы эрозионного процесса и формы речных долин.....	37
2.4.3. Прогноз речной эрозии.....	43
2.4.4. Мероприятия по борьбе с русловой эрозией.....	44
Контрольные вопросы.....	45
Рекомендуемая литература.....	46
Глава 3. Селевые потоки.....	47
3.1. Общие сведения, факторы формирования селей.....	47
3.2. Механизм развития и методы изучения.....	50
3.3. Прогноз селевых потоков и защитные мероприятия... Контрольные вопросы.....	53
Рекомендуемая литература.....	55
	56

Глава 4. Карст.....	57
4.1. Общая характеристика карста.....	57
4.2. Условия и факторы, определяющие развитие карста...	63
4.3. Методы прогноза карста.....	67
4.4. Методы изучения карста и управления процессом.....	70
Контрольные вопросы.....	73
Рекомендуемая литература.....	74
Глава 5. Суффозия.....	75
5.1. Общие понятие о процессе суффозии, условия развития...	75
5.2. Фильтрационный выпор.....	80
5.3. Плывуны.....	81
Контрольные вопросы.....	83
Рекомендуемая литература.....	84
Глава 6. Болота и заболоченные земли подтопление территории.....	85
6.1. Болота и заболоченные земли.....	85
6.1.1. Определение и общая характеристика болот и торфа.....	85
6.1.2. Прогноз заболачивания и защитные мероприятия...	88
6.2. Определение и общая характеристика процесса подтопления.....	89
6.3. Методы изучения и прогнозирования процесса подтопления.....	91
Контрольные вопросы.....	95
Рекомендуемая литература.....	96
Глава 7. Просадочность лессовых пород.....	97
7.1. Определение и общая характеристика лессовых пород.....	97
7.2. Прогнозирование просадочности в лессах.....	103
Контрольные вопросы.....	106
Рекомендуемая литература.....	107
Глава 8. Гравитационные процессы.....	108
8.1. Обвалы, осыпи, лавины.....	108
8.1.1. Общая характеристика обвалов, осыпей, лавин.....	108
8.1.2. Факторы, определяющие развитие обвалов, осыпей, лавин.....	112
8.1.3. Механизм развития обвалов, осыпей, лавин.....	116
8.1.4. Прогноз обвалов, осыпей, лавин.....	121
8.1.5. Методы управления обвалами, осыпями, лавинами	
8.2. Оползни.....	127
8.2.1. Общая характеристика и факторы развития оползней.....	129

8.2.2.	Техногенные факторы формирования оползней.....	135
8.2.3.	Механизм развития оползневых процессов.....	136
8.2.4.	Методы прогноза оползней.....	138
8.2.5.	Оценка опасности оползневых процессов.....	148
8.2.6.	Методы управления оползневым процессом.....	149
	Контрольные вопросы.....	152
	Рекомендуемая литература.....	153
Глава 9.	Криогенные процессы.....	154
9.1.	Криогенное выветривание.....	155
9.2.	Пучение в грунтах.....	155
9.2.1	Общая характеристика процессов пучения.....	155
9.2.2	Прогноз процесса пучения.....	158
9.3.	Морозобойное растрескивание.....	161
9.3.1	Общая характеристика процессов морозобойного растрескивания.....	161
9.3.2	Механизм морозобойного растрескивания.....	163
9.4.	Термокарст.....	164
9.4.1	Общая характеристика термокарста.....	164
9.4.2	Прогноз осадки при термокарсте.....	167
9.5.	Наледеобразование.....	168
9.5.1	Общая характеристика процесса наледеобразования.....	168
9.5.2.	Закономерности развития процесса и прогноз наледеобразования.....	170
9.5.3.	Методика изучения наледеобразования и защита от наледей.....	173
9.6.	Термоабразия.....	175
9.7.	Термоэрозия.....	176
9.8.	Термосуффозия.....	179
9.9.	Курумообразование.....	179
9.9.	Солифлюкция.....	181
9.9.1.	Общая характеристика процесса солифлюкции.....	181
9.9.2.	Прогноз солифлюкции.....	183
	Контрольные вопросы.....	185
	Рекомендуемая литература.....	186
Глава 10.	Горно-геологические процессы и явления.....	187
10.1.	Процессы, связанные с изменением горного давления.....	189
10.2.	Процессы, связанные с изменением гидродинамических и гидростатических факторов.....	197
10.3.	Процессы, связанные с изменением мерзотно- гидрогеологических условий.....	202

Контрольные вопросы.....	203
Рекомендуемая литература.....	204
Заключение.....	205
Глоссарий.....	206
Библиографический список.....	214
Список нормативной литературы.....	217

Верхотуров Алексей Геннадьевич

Инженерная геодинамика

Учебное пособие

Часть 2

РИО ЗабГУ

672039, Чита, ул. Александрово-Заводская, 30

www.rik@chitgu.ru

Лицензия ЛР №020525 от 02.06.97

Редактор

Сдано в производство

Форм. бум. 60x84 1/16

Печать офсетная

Уч. - изд. л. 9,7

Тираж 50 экз.

Бум. тип. №2

Гарнитура литературная

Усл. печ. л. 9

Заказ №

Забайкальский государственный университет
672039 Чита, ул. Александрово-Заводская, 30
