Министерство образования Республики Беларусь
Учреждение образования «Витебский государственный
университет имени П.М. Машерова»

**А.Н. Галкин, А.В. Матвеев,
А.И. Павловский, А.Ф. Санько**

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ

Монография

В 3 частях

Часть 2

Инженерная геодинамика Беларуси

Под научной редакцией В.А. Королева

*Витебск
ВГУ имени П.М. Машерова
2017*

Репозиторий ВГУ

УДК 553(476):624.131(476)
ББК 26.329(4Беи)
Г16

Печатается по решению научно-методического совета учреждения образования «Витебский государственный университет имени П.М. Машерова». Протокол № 5 от 19.06.2017 г.

Одобрено научно-техническим советом ВГУ имени П.М. Машерова. Протокол № 6 от 31.05.2017 г.

Авторы: профессор кафедры географии ВГУ имени П.М. Машерова, доктор геолого-минералогических наук, профессор **А.Н. Галкин;** главный научный сотрудник Института природопользования НАН Беларуси, доктор геолого-минералогических наук, академик НАН Беларуси, профессор **А.В. Матвеев;** заведующий кафедрой геологии и географии УО «ГГУ имени Ф. Скорины», кандидат географических наук, доцент **А.И. Павловский;** заведующий кафедрой инженерной геологии и геофизики БГУ, доктор геолого-минералогических наук **А.Ф. Санько**

Рецензенты:
главный научный сотрудник отдела геологии и минерагении платформенного чехла РУП «Научно-производственный центр по геологии», доктор геолого-минералогических наук, академик НАН Беларуси, профессор *А.А. Махнач*; заведующий кафедрой географии и природопользования УО «БрГУ имени А.С. Пушкина», доктор геолого-минералогических наук, профессор *М.А. Богдасаров*

Научный редактор:
профессор кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАЕН, профессор *В.А. Королев*

Галкин, А.Н.
Г16 Инженерная геология Беларуси : монография : в 3 ч. / А.Н. Галкин, А.В. Матвеев, А.И. Павловский, А.Ф. Санько. – Витебск : ВГУ имени П.М. Машерова, 2017. – Ч. 2: Инженерная геодинамика Беларуси / под науч. ред. В.А. Королева. – 452 с.
ISBN 978-985-517-607-8.

В монографии освещена история отечественной инженерной геодинамики, приведена региональная классификация геологических и инженерно-геологических процессов и явлений, проанализированы современные методы их инженерно-геологического изучения и прогнозирования, а также мероприятия по инженерной защите территорий от проявлений опасных и неблагоприятных процессов. С позиций концепции литотехнических систем предложена методология инженерно-геологического обоснования управления развитием негативных геологических и инженерно-геологических процессов в области взаимодействия инженерных сооружений и компонентов геологической среды.

Книга предназначена для специалистов в области инженерной геологии, гидрогеологии, геоэкологии, почвоведения, географии, строительства, а также студентов вузов и аспирантов, обучающихся по данным специальностям.

УДК 553(476):624.131(476)
ББК 26.329(4Беи)

ISBN 978-985-517-607-8

© Галкин А.Н., Матвеев А.В., Павловский А.И., Санько А.Ф., 2017
© ВГУ имени П.М. Машерова, 2017

Репозиторий ВГУ

С О Д Е Р Ж А Н И Е

ВВЕДЕНИЕ (*А.Н. Галкин, А.В. Матвеев*) …..…… 5

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОДИНАМИКИ В БЕЛАРУСИ (*А.Н. Галкин, А.В. Матвеев*) …..…….. 8

1.1. Изучение геологических процессов на территории Беларуси в Российской империи ……... 8

1.2. Советский период развития отечественной инженерной геодинамики …….. 10

1.3. Современный этап развития отечественной инженерной геодинамики ……..... 16

ГЛАВА 2. КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ БЕЛАРУСИ (*А.Н. Галкин, А.В. Матвеев*) …….. 21

2.1. Подходы к классифицированию геологических и инженерно-геологических процессов и явлений ……..…… 22

2.2. Региональная классификация геологических и инженерно-геологических процессов и явлений ……..…… 38

ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ (*А.В. Матвеев, А.Н. Галкин*) …… 42

3.1. Современные тектонические движения и их инженерно-геологическое значение ……...…… 42

3.2. Сейсмичность и ее роль в формировании инженерно-геологических условий территории ……..…… 66

ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ (*А.Н. Галкин, А.В. Матвеев, А.И. Павловский, А.Ф. Санько*) ……...…….. 95

4.1. Выветривание ……..…….. 95

4.2. Переработка берегов водоемов ……..…….. 113

4.3. Эрозионные процессы ……. 142

4.3.1. Плоскостная эрозия ……..……..… 146

4.3.2. Овражная эрозия …….…… 159

4.3.3. Речная эрозия …….……..…… 174

4.4. Гравитационные склоновые процессы …..…….…… 188

4.4.1. Оползневой процесс ……... 192

4.4.2. Обвальные процессы …….. 228

Репозиторий ВГУ

4.4.3. Осыпной процесс ……...…. 233
4.4.4. Крип …… 235
4.5. Суффозионный процесс ……..……. 239
4.6. Плывунный процесс …….. 255
4.7. Карстовый процесс ……..……..…….. 264
4.8. Просадочный процесс …….. 293
4.9. Подтопление ……..……..…….. 305
4.10. Затопление ……..……..…….. 318
4.11. Заболачивание ……..…….. 331
4.12. Засоление и химическое загрязнение грунтов …….. 348
4.13. Эоловые процессы ……... 360
4.14. Криогенные процессы ……... 372
4.14.1. Морозное пучение …….. 373
4.14.2. Солифлюкционный процесс ……... 383

ГЛАВА 5. ЛИТОТЕХНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ БЕЛАРУСИ (*А.Н. Галкин*) ….. 386
5.1. Понятие о литотехнических системах ……..……... 387
5.2. Современные представления о мониторинге литотехнических систем, его содержании и структуре ……. 393
5.3. Роль мониторинга в оценке состояния литотехнических систем …… 395

ГЛАВА 6. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ УПРАВЛЕНИЯ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ (*А.Н. Галкин*) …… 406
6.1. Современные представления об управлении литотехническими системами …… 406
6.2. Методологические подходы к инженерно-геологическому обоснованию управления литотехническими системами …..…..... 409
6.3. Практическая реализация методологии инженерно-геологического обоснования управления литотехническими системами в условиях Беларуси …… 414
6.3.1. ЛТС «Административное здание жилищно-эксплуатационной службы» в Минске …… 415
6.3.2. ЛТС «Гомельский химический завод» ……..…... 419

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (*А.Н. Галкин, А.В. Матвеев*) …..…...…… 425

ЛИТЕРАТУРА …… 427

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ …… 449

Репозиторий ВГУ

ВВЕДЕНИЕ

Инженерная геодинамика – научное направление инженерной геологии, исследующее морфологию, механизм, инженерно-геологические причины и пространственно-временные закономерности формирования и дальнейшего развития в верхних горизонтах земной коры (литосферы) современных и прогнозируемых геологических процессов, формирующихся в ходе ее естественного изменения под влиянием всей совокупности природных факторов и в связи с инженерно-хозяйственной, прежде всего инженерно-строительной, деятельностью человека (Трофимов, Зилинг, 1999). В этом определении четко указано, что инженерная геодинамика исследует и морфологические, и ретроспективные, и прогнозные задачи. Основное внимание при этом уделяется изучению геологических процессов, протекающих, или способных возникнуть в будущем, в самой верхней, приповерхностной части литосферы как в природной обстановке (экзогенные геологические процессы), так и в освоенных человеком массивах (инженерно-геологические процессы) и влияющих на инженерно-геологические условия.

Динамика развития геологических процессов анализируется при этом в двух временных системах: 1) в геологическом времени – при исследовании закономерностей формирования (истории развития) древних и современных (по И.В. Попову) геологических процессов, обусловивших формирование определенных геологических явлений в современном рельефе или в толще горных пород; 2) в физическом времени – при анализе тех же закономерностей применительно к современным действующим геологическим процессам или при разработке прогноза их пространственно-временного развития под воздействием природных или антропогенных причин (Инженерная .., 2013).

Как известно, геологические процессы изучает и динамическая геология, однако ее цель – исследование этих процессов в познавательном общегеологическом плане, исследование как составляющей общего природного геологического процесса, протекающего на Земле, что необходимо для решения теоретических проблем общегеологического характера. Инженерная же геология, учитывая и опираясь на достижения динамической геологии, тем не менее исследует геологические процессы в специальном плане – она анализирует их развитие под влиянием совместного воздействия природных и техногенных факторов для целей инженерно-хозяйственного освоения территорий. Именно поэтому содержание понятия «геодинамическая обстановка» в инженерно-геологическом отношении определяется совокупностью природных и природно-техногенных геологических процессов и созданных

Репозиторий ВГУ

ими явлений, причем в освоенных человеком районах значение природно-техногенных (или инженерно-геологических) процессов в быстром изменении геодинамической обстановки может быть более важным.

Настоящая монография представляет собой вторую часть научного издания «Инженерная геология Беларуси»[1] и посвящена характеристике современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений, развитых на территории страны. Территория Беларуси обладает достаточно широким разнообразием природных условий и ресурсов для хозяйственной деятельности, и, как следствие, практически все современные природные и природно-техногенные геологические процессы и явления в ее пределах проявляют себя в той или иной степени. В последние десятилетия в стране отмечается увеличение количества чрезвычайных ситуаций, связанных с возникновением этих процессов, причем возрастают как их общее количество, так и ущерб от их последствий. Это обусловливает насущную необходимость повышения внимания к инженерной геологии страны и анализу ее инженерной геодинамики, всестороннего и более углубленного исследования рассматриваемых геодинамических процессов, включая изучение условий и факторов их возникновения, прогнозных оценок развития и инженерно-геологического обоснования защиты и управления этими процессами.

Книга подготовлена коллективом авторов из числа известных белорусских инженер-геологов, геологов и геоморфологов, много лет занимающихся изучением геодинамических процессов в различных регионах страны. Ее содержание построено по аналогии с содержанием предыдущей первой части монографии «Грунты Беларуси» – от отечественной истории развития инженерной геодинамики через классификацию и характеристику современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений к инженерно-геологическому обоснованию управления ими.

В рассматриваемой части монографии, несмотря на достаточно большой ее объем, некоторые позиции все же охарактеризованы довольно кратко. Отдельные положения, как и само содержание книги, имеют новаторский характер и, естественно, могут вызвать отдельные вопросы. Возникшие в связи с этим и другими аспектами замечания и предложения просим направлять по адресу: 210038, г. Витебск, Московский проспект, 33, ВГУ имени П.М. Машерова, кафедра географии.

Авторы считают своим долгом выразить глубокую признательность заслуженному работнику высшей школы Российской Федерации, профессору кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, доктору

[1] Первая часть издания: *Галкин, А.Н.* Инженерная геология Беларуси: монография: в 3 ч. / А.Н. Галкин. – Витебск: ВГУ имени П.М. Машерова, 2016. – Ч. 1: Грунты Беларуси / под ред. В.А. Королева. – 367 с.

Репозиторий ВГУ

геолого-минералогических наук, члену-корреспонденту РАЕН, профессору В.А. Королеву, взявшему на себя труд по редактированию книги, а также рецензентам: доктору геолого-минералогических наук, академику НАН Беларуси, профессору А.А. Махначу и доктору геолого-минералогических наук, профессору М.А. Богдасарову, замечания и пожелания которых способствовали совершенствованию данной монографии.

Авторы искренне признательны своим коллегам за помощь в работе, понимание и поддержку.

Репозиторий ВГУ

ГЛАВА 1
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОДИНАМИКИ В БЕЛАРУСИ

В истории развития отечественной инженерной геодинамики можно условно выделить три этапа, первый из которых приходится на время вхождения Беларуси в состав Российской империи, второй – на советский период (1917–1991 гг.), третий – современный этап (с 1991 г. и по настоящее время).

1.1. ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ В РОССИЙСКОЙ ИМПЕРИИ

В этот период были получены первые сведения о геологических процессах в пределах Беларуси. Однако во времена существования Российской империи изучение геологических процессов на этой территории носило в основном эпизодический характер. Вместе с тем в это время было выполнено первое картографирование территории, впервые исследованы отдельные типы и формы рельефа, предпринимались первые попытки изучения геологических процессов и их формирования.

Одними из первых научных сведений о геологических процессах, сформировавших современный рельеф территории Беларуси, были материалы наблюдений академика В.М. Севергина (рис. 1.1). Побывав в 1802–1803 годах в Сенненском, Лепельском, Борисовском, Гродненском и других уездах страны, он пришел к выводу о значительном влиянии ледников на формирование рельефа, особенно озерных котловин. Кроме того, В.М. Севергин впервые отметил на территории Беларуси наличие оврагов. В своих исследованиях он описывал формы овражной эрозии в районе Гродно, Новогрудка, Белицы, в районе дороги Орша–Дубровно и Могилева.

ЗАПИСКИ
ПУТЕШЕСТВІЯ
по западнымъ провинціямъ Россійскаго Государства,
или
Минералогическія, Технологическія и другія примѣчанія, учиненныя во время проѣзда чрезъ оныя въ 1803 году
Академикомъ, Коллежскимъ Совѣтникомъ и ордена св. Анны второго класса Кавалеромъ Василемъ Севергинымъ
ВЪ САНКТПЕТЕРБУРГѢ,
При Императорской Академіи Наукъ
1803 году.

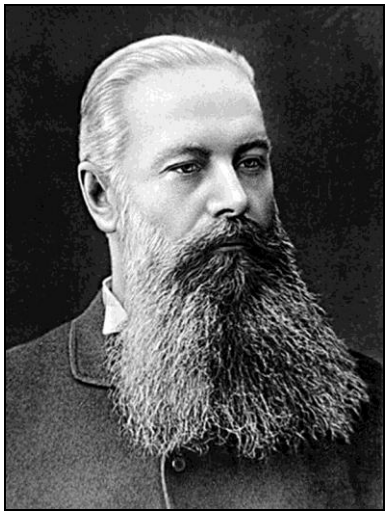
ПРОДОЛЖЕНІЕ
ЗАПИСОКЪ ПУТЕШЕСТВІЯ
по западнымъ провинціямъ
Россійскаго государства;
или
Минералогическія, Технологическія и другія примѣчанія, учиненныя во время проѣзда чрезъ оныя въ 1803 году,
Академикомъ, Коллежскимъ Совѣтникомъ и Ордена св. Анны второго класса Кавалеромъ
Василемъ Севергинымъ.
ВЪ САНКТПЕТЕРБУРГѢ,
при Императорской Академіи Наукъ
1804 года.

Рис. 1.1. **Записки путешествий по западным провинциям Российского государства академика В.М. Севергина** (1803–1804)

Э.И. Эйхвальд, неоднократно посещавший Беларусь начиная с 1830 г.,

Репозиторий ВГУ

в образовании современного рельефа и покровных отложений Полесской низменности основную роль отводил «всеобщему потопу» – трансгрессии моря. Принимая во внимание большие разливы рек на Полесье, широкое распространение здесь песков, он заключил, что существовал огромный водоем – «Пинское море». Ученый объяснил перенос «перекатных заносных глыб» согласно гипотезе дрифта плавающими в обширных морях айсбергами. Таких же взглядов придерживались Р. Мурчисон, А. Кейзерлинг, Э. Вернейль (История .., 1988).



В.В. Докучаев
(1846–1903)

Полесье во второй половине XIX века привлекало внимание многих ученых (И.И. Жилинского, В.В. Докучаева, К.С. Веселовского, Г.И. Танфильева и др.). Так, В.В. Докучаев в своей работе «К вопросу об осушении болот, и в частности об осушении Полесья» (1875) впервые показал, что образование болот обусловлено особенностями геологического строения, рельефа, климата и гидрогеологических условий. Одним из первых он научно объяснил образование речных долин, которое, согласно его воззрениям, создается взаимно обусловленной деятельностью эрозии и аккумуляции, для ледниковых районов – в результате преобразования озерных систем, а для степных – оврагов и балок; впервые описал долины Днепра, Сожа, Западной Двины.

Большой вклад в изучение и преобразование Полесья внесла экспедиция под руководством И.И. Жилинского. В ходе ее работы (1873–1898) был собран значительный научный материал. Участники экспедиции доказали, что широкое осушение Полесья может иметь глобальные негативные последствия – понижение уровня грунтовых вод, развитие дефляции и др. (Вознячук, Цапенко, 1971).

Особо следует выделить исследования П.А. Тутковского на территории Полесья. В его работах были описаны рельеф, геологическое строение и полезные ископаемые этого региона. Он считал Полесье классическим примером ископаемых пустынь Северного полушария, в образовании которых основная роль принадлежала ветру. Впоследствии вывод П.А. Тутковского о существовании ископаемых пустынь Северного полушария был подвергнут критике Б.Л. Личковым.

П.А. Тутковский
(1858–1930)

Репозиторий ВГУ

В научных трудах П.А. Тутковского можно найти и первые упоминания о карстовых процессах и явлениях в Беларуси. В 1899 г. он, описывая так называемые полесские «окна» в южном Полесье и образование ключей в ряде мест средней части страны, указывал на связь этих явлений с тектоническими нарушениями меловых пород, что способствовало, по его мнению, развитию карстовых процессов.

В 1913–1915 гг. изучение речных долин Полесья проводилось Полесской изыскательской партией под руководством Е.В. Оппокова. Этой партией были подготовлены отчеты и пояснительные записки к проекту регулирования рек Брагинка, Иппа и Стубла, в которых нашли отражение изменение режима грунтовых вод под воздействием мелиорации, влияние естественных и осушенных болот на питание рек и многое другое.

А.Б. Миссуна
(1868–1922)

Выдающимся исследователем рельефа Беларуси и геологических процессов его формирования была А.Б. Миссуна – уроженка Лепельского уезда Витебской губернии, первая женщина-геолог, проводившая полевые исследования в Российском государстве. По поручению Московского общества испытателей природы, Российского минералогического общества А.Б. Миссуна в основном на личные средства в 1898–1901 гг. исследовала обширную территорию между Западной Двиной и Неманом и составила для нее первую геоморфологическую карту в масштабе 1:840000, содержащую информацию о процессах, сформировавших рельеф данной территории. Эта карта долгое время служила основой для геолого-геоморфологических исследований в последующие периоды (История .., 1988).

Таким образом, итогом первого этапа развития инженерной геодинамики на территории Беларуси стал сбор и накопление первых сведений о проявлении различных геологических процессов и их влиянии на формирование рельефа страны; была создана точная картографическая основа, утвердилось представление о территории Беларуси как арене действия указанных процессов, способных изменять лик Земли.

1.2. СОВЕТСКИЙ ПЕРИОД РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

После 1917 г. изучение геологических процессов на территории Беларуси стало более планомерным. В это время был собран большой фактический материал о геологическом строении поверхностных

Репозиторий ВГУ

отложений Беларуси, генезисе рельефа, появились первые научные работы, в которых отмечалась значительная роль хозяйственной деятельности человека (сведение лесов, нерациональное использование земель, строительство и т.д.) в интенсификации геологических процессов. Так, например, Я.Н. Афанасьев в своей работе «Этюды о покровных породах Белоруссии» (1925) отмечал, что хищническое сведение лесов приводит к активизации эрозионных процессов и росту оврагов. В работах П.П. Рогового, А.Г. Медведева, И.С. Лупиновича основное внимание уделялось снижению плодородия почв во многих районах Беларуси в результате плоскостной и линейной эрозии. Этими же авторами проводились исследования по разработке мероприятий по защите почв от эрозионных процессов.

В 1927 г. в Минске был создан Институт геологии, переименованный в 1933 г. в Институт геологии и гидрогеологии. Важное место в его деятельности заняло проведение геологической съемки мелкого и среднего масштаба, в процессе которой существенно расширились представления о рельефе Беларуси и геологических процессах его формирования. Интересные исследования были выполнены Н.Ф. Блиодухо – первым директором этого института, показавшим тесную связь рельефа страны с глубинным геологическим строением, литологическими особенностями пород и геологическими процессами.

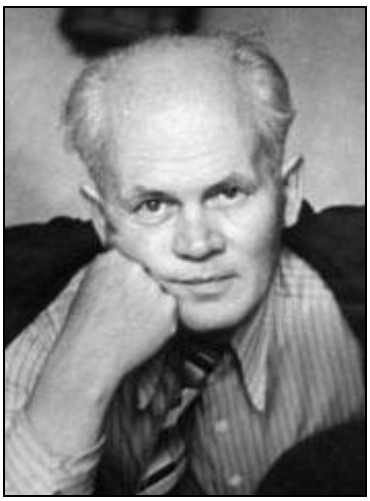
Академик
Н.Ф. Блиодухо
(1878–1935)

В послевоенное время, начиная с середины 40-х годов XX века, работы по изучению геологических и инженерно-геологических процессов приобрели более систематический и разносторонний характер. Это было связано с восстановлением разрушенного войной народного хозяйства, обеспечением его запасами минерального сырья. По данным причинам в стране были организованы работы по проведению средне- и крупномасштабной геологической съемки. В процессе работ изучались инженерно-геологические условия территории Беларуси, проводилось картирование и описание различных природных и антропогенно измененных геологических процессов.

В этот же период выходит большое количество научных изданий теоретического и прикладного характера по проблемам инженерной геодинамики ученых из союзных республик бывшего СССР (В.П. Ананьев, Г.К. Бондарик, Г.А. Голодковская, О.Н. Грязнов, Е.С. Дзекцер, Е.П. Емельянова, И.П. Зелинский, В.П. Зенкович, Г.С. Золотарев, И.П. Иванов, Э.В. Калинин, Н.В. Коломенский, И.С. Комаров, Ф.В. Котлов, Г.Л. Кофф, В.С. Круподеров, В.Д. Ломтадзе, Н.Н. Маслов, П.Н. Панюков, И.А. Парабучев, И.В. Попов,

Репозиторий ВГУ

Е.М. Сергеев, В.Т. Трофимов, А.И. Шеко и др.), которые оказали значительную роль в изучении современных геологических и инженерно-геологических процессов на территории Беларуси. В исследование геологических и инженерно-геологических процессов Беларуси внесли существенный вклад труды сотрудников ВСЕГИНГЕО, ПНИИИСа, Гидропроекта и других крупных институтов СССР, а также работы сотрудников многих высших учебных заведений – МГУ им. М.В. Ломоносова, ЛГУ, Ленинградского горного института, МГРИ и др. Обстоятельный анализ истории развития инженерной геодинамики в СССР и ее современного состояния выполнен В.А. Королевым и В.Т. Трофимовым (Королев, Трофимов, 2016).



В.А. Дементьев
(1908–1974)

Интересные исследования были выполнены сотрудниками географического факультета Белгосуниверситета В.А. Дементьевым, А.Х. Шкляром, О.Ф. Якушко, Л.Я. Петровой и др. В.А. Дементьевым описаны карстовые формы в долинах рек Неман, Сож и Западная Двина (1958, 1960), выделены районы с сильным развитием овражной эрозии, построены карты глубины расчленения и крутизны склонов (1948), совместно с А.Х. Шкляром, О.Ф. Якушко и другими учеными проведено районирование территории республики в отношении эрозионных процессов, рассмотрены климатические условия региона и в связи с этим развитие эрозии и ее интенсивность в различные сезоны, выполнены работы по ряду наиболее эрозионноопасных районов Беларуси.

На площадях распространения лессовидных и моренных отложений О.Ф. Якушко (1954) изучены основные факторы водной эрозии, описаны морфолого-морфометрические характеристики овражно-балочной сети, обоснована необходимость проведения в этих районах противоэрозионных мероприятий.

Л.Я. Петровой в работе «Некоторые вопросы овражной и плоскостной эрозии на территории БССР» (1960) приведены многочисленные данные полевых наблюдений, позволяющие судить об интенсивности плоскостной и овражной эрозии в различных районах республики. В 1968 г. В.В. Жилко и А.И. Паярскайте разработана методика крупномасштабного картирования эродированных почв.

В Белорусском научно-исследовательском институте почвоведения и агрохимии в 1963 г. был создан специальный отдел эрозии почв. Сотрудниками отдела составлен ряд карт, характеризующих развитие овражной и плоскостной эрозии на территории Беларуси, заложены стоковые

Репозиторий ВГУ

О.Ф. Якушко
(1921–2012)

площадки, проведены стационарные наблюдения процессов эрозии почв, изучена эффективность мероприятий по борьбе с ней. С 1968 г. Белгипроземом под методическим руководством Института почвоведения и агрохимии начали проводиться специальные работы по крупномасштабному картированию эродированных почв в аграрных хозяйствах страны.

А.А. Лепешевым изучалась овражная эрозия в районе Новогрудской возвышенности. На основании проведенных исследований им разработаны основные мероприятия по противоэрозионной защите земель этой территории (Лепешев, 1969). В.В. Жилко изучены причины и условия возникновения, а также закономерности проявления плоскостной и линейной эрозии на лессовидных и моренных суглинках, выполнены почвенно-эрозионное районирование Беларуси и качественная оценка интенсивности плоскостного смыва (Жилко, 1974, 1976), совместно с В.С. Болдышевым (1975, 1980, 1982) составлены мелкомасштабные карты густоты и плотности оврагов, а также новая классификация оврагов.

Н.Я. Хох (1984) выполнены масштабные работы по изучению плоскостного смыва при различных условиях сельскохозяйственного использования земель на стационаре, получен ряд количественных характеристик этого процесса – как сезонных, так и среднегодовых.

В.М. Широков
(1929–1994)

Под руководством В.М. Широкова с 1974 года на территории страны проводятся работы по изучению развития берегов и котловин искусственных водоемов. На основании многочисленных исследований В.М. Широковым с сотрудниками были разработаны научные основы функционального развития прудов и водохранилищ, региональная теория эволюционного развития малых искусственных водоемов, предложена схема стадиального формирования акватории крупного искусственного водоема, финальным этапом которого является разделение его на ряд самостоятельных водных объектов в соответствии с трансформацией гидродинамических условий и гидроморфологических особенностей отдельных частей их акваторий (Широков, 1982, 1985; Широков и др., 1991). Выделены четыре стадии эволюции берегов

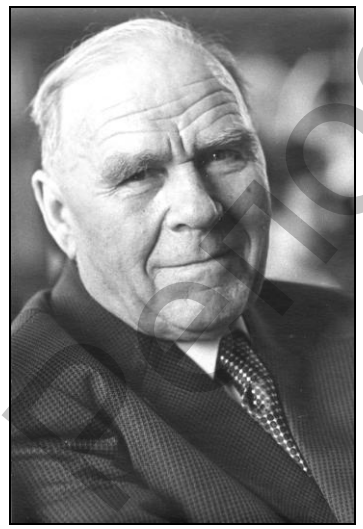
Репозиторий ВГУ

и котловин равнинных водохранилищ: 1) начальная (интенсивного переформирования склонов и береговой зоны), 2) преобладания абразионно-аккумулятивных процессов в прибрежной зоне и интенсивного переформирования ложа, 3) преобладания неволновых денудационных процессов в прибрежной зоне и слабого преобразования рельефа глубоководной зоны, 4) разделения водохранилища на отдельные изолированные котловины (Широков, Лопух, 1980, 1986 и др.).

Работы по изучению современных природных и антропогенно измененных геологических процессов проводились в БелНИГРИ. Специалистами института (Э.А. Левковым, Г.А. Колпашниковым, Е.П. Мандер, А.В. Матвеевым, В.М. Мотузом, М.М. Цапенко и др.) изучены особенности развития геологических процессов в четвертичное время, построена серия геологических и геоморфологических карт, в том числе районирования территории Беларуси по условиям развития экзогенных геологических процессов (ЭГП) (1984).

В 1980–1985 гг. в Белорусской геолого-поисковой экспедиции коллективом сотрудников выполнены широкомасштабные специализированные инженерно-геологические работы по изучению проявлений экзогенных геологических процессов, подверженности народнохозяйственных объектов воздействию ЭГП и оценке вероятных последствий при их активизации. По результатам проведенных работ созданы карта пораженности территории Беларуси ЭГП и карта подверженности народнохозяйственных объектов воздействию этих процессов (1992).

Большую роль в изучении истории формирования рельефа четвертичных отложений, особенностей проявления современных геологических процессов на территории Беларуси на этом этапе сыграли работы сотрудников Института геохимии и геофизики АН БССР М.А. Вальчика, Л.Н. Вознячука, академика Г.И. Горецкого, В.А. Кузнецова, Э.А. Левкова, Н.А. Махнача, Л.А. Нечипоренко, А.И. Павловского, Г.И. Сачка и др.



Академик
Г.И. Горецкий
(1900–1988)

Коллективом лаборатории динамики ландшафтов этого института под руководством А.В. Матвеева (рис. 1.2) выполнены комплексные исследования современных эндогенных, экзогенных и техногенных геологических процессов, обоснована их классификация, охарактеризованы скорости, закономерности пространственной дифференциации и этапы развития процессов в голоцене, составлена карта современных геологических процессов территории Беларуси (1988), выполнено районирование

Репозиторий ВГУ

Рис. 1.2. **Коллектив лаборатории динамики ландшафтов Института геохимии и геофизики АН БССР на полевых работах в районе Браславской возвышенности. В центре за столом А.В. Матвеев** (1988)

территории республики по особенностям проявления современной геодинамики. Впоследствии по материалам этих исследований был издан ряд сборников научных трудов и монографий, содержащих сведения о современных природных и антропогенно измененных геологических процессах территории Беларуси. Среди них сборник «Современные рельефообразующие процессы» под редакцией Б.Н. Гурского и А.В. Матвеева (1986), «История формирования рельефа Белоруссии» (Матвеев, 1990), коллективная монография «Современная динамика рельефа Белоруссии» под редакцией А.В. Матвеева (1991), «Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси» (Павловский, 1994) и другие (рис. 1.3).

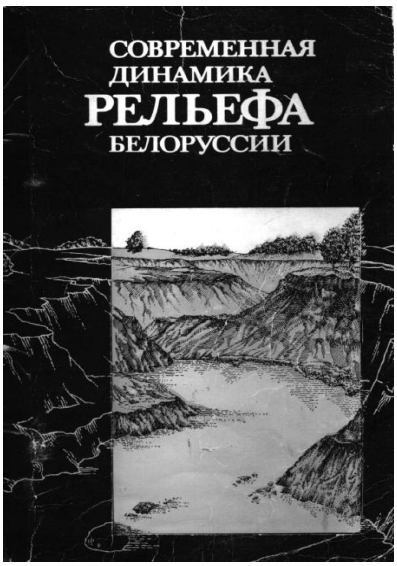


Рис. 1.3. **Монографическое издание «Современная динамика рельефа Белоруссии» под редакцией А.В. Матвеева** (1991)

Из сказанного следует, что за советский период отечественными исследователями сделан качественный скачок в изучении со-

Репозиторий МГУ

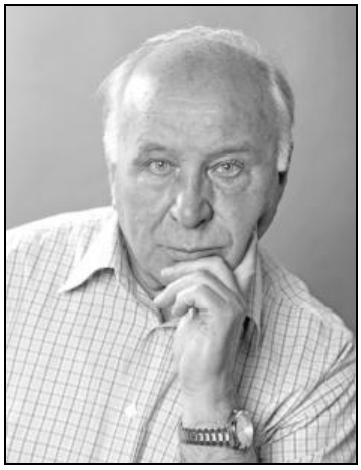
временной геодинамики территории страны. Разработан ряд методик изучения природных и антропогенно измененных геологических процессов, выполнены наиболее обоснованные классификации этих процессов, выявлены основные факторы их развития, созданы различные карты, характеризующие современную геодинамическую обстановку территории Беларуси.

1.3. СОВРЕМЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Современный этап развития отечественной инженерной геодинамики (с 1991 г. по настоящее время) совпал с этапом коренных изменений в политической и экономической сферах жизни страны. Все это отразилось на финансировании инженерно-геологических работ, особенно научных, и замедлило темпы развития исследований современных геологических и инженерно-геологических процессов. Снизилась численность работающих в системе инженерно-геологических исследований, уменьшились объемы полевых наблюдений, сократилось количество публикаций по проблемам изучения современных геодинамических процессов.

На этом этапе в исследованиях белорусских специалистов основное внимание уделяется современным геодинамическим процессам, активно развивается концепция литотехнических систем, функционирование которых порождает возникновение и развитие данных процессов. Определенных успехов в этих направлениях добились специалисты Института геохимии и геофизики НАН Беларуси (Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий, А.К. Карабанов, Г.И. Каратаев, А.В. Кудельский, А.В. Матвеев, Л.А. Нечипоренко и др.), являющиеся в настоящее время сотрудниками Института природопользования НАН Беларуси, РУП «Геосервис» (И.А. Бусел, В.Г. Лободенко и др.), Белорусского государственного университета (Э.А. Высоцкий, В.Г. Губин, П.С. Лопух, Д.А. Творонович-Севрук, Н.К. Чертко и др.), Белорусского национального технического университета (Г.А. Колпашников, П.Н. Костюкович и др.), Брестского госуниверситета имени А.С. Пушкина (М.А. Богдасаров, Н.Ф. Гречаник и др.), Витебского госуниверситета имени П.М. Машерова (А.Н. Галкин, И.А. Красовская и др.), Гомельского госуниверситета имени Ф. Скорины (В.Г. Жогло, А.И. Павловский, Е.Ю. Трацевская и др.). Существенно продвинулись теоретические и практические разработки, основанные на обобщении большого количества накопленного материала полевых и экспериментальных исследований различных природных и антропогенно измененных геологических процессов, внедрении новых технологий в изучении этих процессов.

Репозиторий ВГУ



Академик
Р.Г. Гарецкий

Академик
А.К. Карабанов

Так, например, сотрудниками лаборатории геодинамики и палеогеографии Института природопользования НАН Беларуси (академики Р.Г. Гарецкий, А.К. Карабанов, член-корреспонденты Р.Е. Айзберг, А.В. Кудельский и др.) разработана методика комплексного изучения сейсмотектонических и гидрогеологических процессов, использованная для составления средне- и крупномасштабных геологических карт и моделей районов расположения Островецкой, Кукшиновской и Краснополянской площадок возможного строительства АЭС.

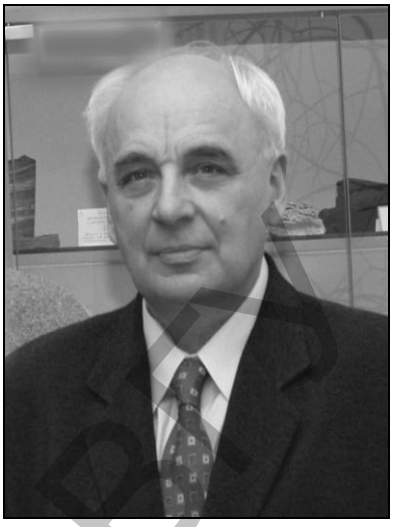
Академиком А.В. Матвеевым с сотрудниками изучены проявления современных геологических процессов на территории этих площадок, проведены исследования современных горизонтальных движений земной коры в пределах Воложинского и Солигорского геодинамических полигонов, составлены карта экстремальных геологических процессов на территории Беларуси и карта районирования по проявлению этих процессов, обе в масштабе 1:3000000 (Матвеев и др., 2002). Л.А. Нечипоренко исследованы современные геологические процессы в бассейне Верхнего Днепра в пределах страны; ею установлено, что скорость (или интенсивность) проявления отдельных видов современной геодинамики заметно варьирует по площади и на некоторых участках достигает величин, при которых преобразование земной поверхности и покровных отложений может наносить экономический ущерб (Нечипоренко, 2011).

В РУП «Геосервис» в течение 1991–2000 гг. под руководством профессора И.А. Бусела выполнялись работы по созданию государственных строительных норм и правил, устанавливающих основные требования к организации и проведению инженерных изысканий на различных стадиях проектирования, при строительстве и эксплуатации объектов, в том числе и в районах развития опасных геологических и инженерно-геологических процессов.

Коллективом кафедры динамической геологии БГУ под руководством профессора В.Н. Губина активно ведутся исследования по применению аэрокосмических технологий в современной геодинамике (Губин, 1994; Губин и др., 2003, 2010), изучаются проявления современных

Репозиторий ВГУ

антропогенно обусловленных геологических процессов на объектах добычи полезных ископаемых.



В.Н. Губин

Профессором Г.А. Колпашниковым продолжаются работы по прогнозу развития современных геологических и инженерно-геологических процессов на территории Беларуси (Колпашников, 2005).

Коллективом кафедры географии и природопользования Брестского госуниверситета имени А.С. Пушкина под руководством профессора М.А. Богдасарова и доцента Н.Ф. Гречаника исследованы современные геодинамические процессы на территории Подлясско-Брестской впадины (Гречаник и др., 2013).

Сотрудниками кафедры географии ВГУ имени П.М. Машерова профессором А.Н. Галкиным и доцентом И.А. Красовской выполнены работы по изучению негативного влияния экзогенных геологических процессов на условия строительства и эксплуатации различных инженерных объектов.

Анализ аварийных ситуаций в девяносто шести населенных пунктах страны, связанных с проявлениями ЭГП, позволил авторам выделить четыре категории состояния этих населенных пунктов: первая – поселения, полностью подверженные активному площадному воздействию ЭГП и требующие принятия мер инженерной защиты; вторая – населенные пункты, находящиеся в зоне вероятного площадного воздействия ЭГП и требующие принятия конструктивных мер безопасности; третья – поселения, находящиеся в зоне локального воздействия ЭГП и требующие проведения мероприятий профилактического характера; четвертая – населенные пункты, где для выявления неблагоприятного воздействия ЭГП на их состояние необходимо проведение детальных инженерно-геологических изысканий (Галкин, 2009).

А.Н. Галкиным исследованы особенности проявления современных антропогенно обусловленных геологических процессов на территории Беларуси, разработаны теоретические и методологические основы изучения и мониторинга литотехнических систем (ЛТС) страны, позволяющие получать необходимую информацию о составе, масштабах и интенсивности проявления возникающих при функционировании данных систем инженерно-геологических процессов (Галкин, 2013, 2014).

Заслуживают внимания результаты исследований, полученные коллективом сотрудников геолого-географического факультета ГГУ имени Ф. Скорины. Этим коллективом под научно-методическим руководством доктора геолого-минералогических наук В.Г. Жогло, кандидатов наук, доцентов А.И. Павловского и Е.Ю. Трацевской успешно

Репозиторий ВГУ

проводились и проводятся работы по созданию и ведению мониторинга подземных вод в зоне влияния крупных централизованных водозаборов и экологически опасных объектов юго-востока Беларуси, изучению природных и антропогенно измененных геологических процессов на урбанизированных территориях и др. Так, В.Г. Жогло с сотрудниками посредством многолетних мониторинговых исследований изучены масштабы загрязнения геологической среды территории Гомельского химического завода, установлены существенные изменения водного режима, приведшие к значительному подъему уровней грунтовых вод, обоснована и внедрена система инженерной защиты геосреды территории предприятия от химического загрязнения и проявления негативных инженерно-геологических процессов (Жогло и др., 1997, 2008, 2009). А.И. Павловским, Т.Г. Флерко, Ж.В. Шныпарковой на основании выполненного комплекса полевых и экспериментальных работ проведена оценка роли флювиальных процессов в трансформации городских ландшафтов (Павловский, Флерко, 2008 и др.). Е.Ю. Трацевской с сотрудниками оценены геологические риски в пределах Гомеля, определены масштабы и интенсивность подтопления городской территории, разработаны мероприятия по инженерной защите города от неблагоприятных геологических и инженерно-геологических процессов (Трацевская, 2005, 2006, 2009).

В.Г. Жогло

Принципиально новым в развитии отечественной инженерной геодинамики на современном этапе стала разработка экологических аспектов. Период конца XX века характеризовался особой обстановкой, в которой геологические процессы и явления, вызванные многогранной деятельностью человеческого общества, стали представлять реальную угрозу своим масштабом и интенсивностью для жизнедеятельности человека. Прогноз, предупреждение и ограничение этой угрозы стали важнейшей экологической задачей. По всей видимости, настало время, когда в инженерной геологии на первый план должны выйти проблемы и результаты взаимодействия в виде различных процессов и явлений, определяющих экологическую безопасность жизнедеятельности и масштабы защитных мероприятий, обеспечивающих ее (Иванов, Тржцинский, 2001). Именно данные проблемы и была призвана решать складывающаяся в это время экологическая геодинамика – научный раздел экологической геологии, исследующий морфологические, ретроспективные и прогнозные задачи, связанные с изучением воздействия природных и антропогенных (техногенных) геологических процессов на биоту как с позиций оценки

Репозиторий ВГУ

возможных катастроф, так и комфортности ее проживания (Трофимов, Зилинг, 1999).

Другим активно развивающимся направлением инженерной геодинамики этого периода стало широкое внедрение в науку современных геоинформационных технологий, создание специализированных геоинформационных систем (ГИС). На базе геоинформационных технологий начали активно разрабатываться новые методы математического и вероятностного моделирования различных геодинамических процессов, на базе ГИС стали создаваться системы мониторинга опасных геодинамических процессов, их картографирования и т.д. В этом направлении значительных успехов достигли специалисты Научно-производственного центра по геологии (Н.Н. Абраменко, М.С. Кудряков, А.Р. Понтус, А.А. Святогоров, В.В. Шкабара и др.), Института природопользования НАН Беларуси (С.В. Какарека, Т.И. Кухарчик, В.С. Хомич и др.), БГУ (В.Н. Губин, Д.М. Курлович, Ю.М. Обуховский, А.П. Романкевич и др.), ГГУ имени Ф. Скорины (В.Г. Жогло и др.), ВГУ имени П.М. Машерова (А.Н. Галкин, И.А. Красовская, А.Б. Торбенко и др.), Полоцкого госуниверситета (Г.А. Шароглазова и др.) и других учреждений.

Необходимо особо отметить, что в характеризуемый этап развития инженерной геодинамики в странах Содружества Независимых Государств, главным образом в России, выходит большое количество методической, научной и учебной литературы, повлиявшей на дальнейшее развитие инженерной геодинамики в нашей стране. Среди этой литературы, в первую очередь, следует назвать коллективные монографии «Опасные экзогенные процессы» под редакцией В.И. Осипова (1999), «Природные опасности России» в шести томах под общей редакцией В.И. Осипова и С.К. Шойгу (2000–2003), а также теоретические работы и учебные пособия Г.К. Бондарика, Р.Э. Дашко, Г.А. Голодковской, О.Н. Грязнова, Ю.В. Елисеева, А.Д. Жигалина, Р.С. Зиангирова, И.П. Иванова, Э.В. Калинина, Г.Л. Коффа, В.А. Королева, В.С. Круподерова, В.Д. Ломтадзе, В.И. Осипова, В.В. Пендина, А.Л. Рагозина, Ю.Б. Тржцинского, В.Т. Трофимова, В.П. Хоменко, Н.Л. Шешени, Л.А. Ярг и многих других.

Репозиторий ВГУ

ГЛАВА 2

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ БЕЛАРУСИ

Ни одна из дисциплин цикла наук о Земле, как, впрочем, и других наук, не может обойтись без классификации изучаемых явлений или объектов. Ее основная цель состоит в том, чтобы предложить такие отличительные признаки, используя которые можно наиболее точно описать характеризуемые явления или объекты. С методологической точки зрения, классификация (от лат. *classis* – разряд, класс и *facio* – делаю, раскладываю) – система упорядоченных, соподчиненных понятий, представляемая в виде таблиц (схем) и составленная на основе определенных признаков. Это стратегия для образования научных понятий, создающая совокупность определенных классов категориальных понятий – так называемую классификационную систему (Вестмейер, 2002). Обоснование признака классификации – основная проблема, с которой сталкивается исследователь при ее составлении; выбор основания деления должен осуществляться с учетом законов логики.

Классифицирование (как процесс) – это разновидность анализа, т.е. один из методов научных исследований. Термин «классифицировать» означает установить принадлежность рассматриваемого явления или объекта к тому или иному подразделению (группе, типу, классу и т.д.) других явлений или объектов, объединенных общими признаками.

В инженерной геодинамике классифицирование занимает особое место. По этому поводу Г.С. Золотарев отмечал: «Многообразие геологических процессов, научных и практических задач их изучения обусловливают целесообразность составления различных инженерно-геологических классификаций, но построенных на единых методических принципах. Классифицирование является сложной задачей, но оно необходимо для единой трактовки природы процессов, взаимопонимания среди инженер-геологов и для совместной деятельности с инженерами и строителями» (Золотарев, 1985).

Значение инженерно-геологической классификации геологических процессов и явлений состоит в следующем:

1. Классификация позволяет упорядочить и систематизировать знания о геологических и инженерно-геологических процессах и явлениях, поскольку строится на закономерных и объективных связях.

Репозиторий ВГУ

2. Классификация дает возможность получить обобщенное знание о процессах и явлениях.

3. Она способствует получению новых знаний о процессах и явлениях.

4. Она является одним из способов перехода от уровня эмпирического знания к теоретическому инженерно-геологическому знанию.

Проблемам классифицирования геологических процессов и явлений в инженерной геологии занимались многие известные специалисты: Л.Д. Белый, Г.К. Бондарик, Д. Варнес, Г.С. Золотарев, Н.В. Коломенский, Ф.В. Котлов, В.Д. Ломтадзе, П.Н. Панюков, В. Пенк, И.В. Попов, В.А. Приклонский, Ф.П. Саваренский, Е.М. Сергеев, В.Т. Трофимов, С. Шарп, А.И. Шеко и др. Принципы и признаки классифицирования неоднократно обсуждались на различных конференциях, симпозиумах, семинарах, совещаниях и других научных мероприятиях. К настоящему времени разработано большое число инженерно-геологических классификаций процессов и явлений, как общих, так и частных. Например, общих классификаций, охватывающих различные процессы, имеется более 10, а количество частных исчисляется многими десятками и даже сотнями – только для оползневого процесса предложено около 100 классификаций (Бондарик, 1981). Подобная многочисленность, как отмечал Г.С. Золотарев (1985), объясняется разнообразием процессов, среды и факторов их развития, практической направленностью и задачами исследований, научными интересами и методическими подходами авторов, геологическими особенностями районов, где они проводили исследования.

2.1. ПОДХОДЫ К КЛАССИФИЦИРОВАНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

Прежде чем рассматривать подходы к классифицированию современных геологических процессов и явлений, в инженерно-геологических целях необходимо, во-первых, сформировать основополагающую научную понятийно-терминологическую базу в области инженерно-геологического классифицирования геологических процессов и явлений, во-вторых, проанализировать имеющиеся инженерно-геологические классификации, выделив их преимущества и недостатки.

Известно, что основными содержательными посылками, из которых следует исходить при рассмотрении проблемы классификации любых объектов, являются необходимость очертить круг исходных понятий и их определение (Покровский, 2004).

Для оперирования в сфере классифицирования геологических процессов и явлений следует сначала определить исходные понятия. В первую

Репозиторий ВГУ

очередь, это, конечно, понятия «геологический процесс», «геологическое явление» и связанное с ними понятие «классификация».

Согласно В.А. Королеву и А.Н. Галкину (2011) под *геологическим процессом* понимают *последовательную, закономерную смену состояний разномасштабных геологических тел, формирующих поля геологических параметров, или обусловленные этой сменой соответствующие геологические явления.* В свою очередь, *геологическое явление есть материальная (внешняя) форма проявления геологической сущности разномасштабного геологического тела, выражающаяся в его конкретном специфическом состоянии на данный момент времени.*

Кроме того, необходимо четко определить понятия «классификация геологических процессов и явлений» и «инжененерно-геологическая классификация геологических процессов и явлений», а также сформулировать цель создания последней (назначение) и принципы ее построения с выделением основания деления.

В соответствии с вышеуказанным определением геологического процесса классификация геологических процессов и явлений – *это система деления (разграничения) совокупности, объем которой составляют процессы и соответствующие им явления, соподчиненных единиц (групп, классов, типов, видов, разновидностей и др.) объектов (понятий) «процесс» и «явление», используемая для установления между ними связей, взаимоотношений, необходимых для достижения определенной цели.*

В инженерной геологии, как известно, используются общая региональные, частные и специальные (отраслевые, по Е.М. Сергееву) классификации процессов и явлений. Первая имеет в основном методологическое значение. Она призвана рассматривать полное множество геологических процессов и соответствующих им явлений – современных и способных возникнуть в будущем, формирующихся в ходе развития земной коры под влиянием совокупности всех природных факторов и в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека, и систематизировать их в определенную, логически непротиворечивую иерархическую систему. Ее цель – разграничить полное множество процессов и явлений на подмножества различного качества, отражающего природу, причины, механизмы и морфологию их проявлений, необходимые при оценке, планировании, прогнозе и управлении для решения основных теоретических и практических задач инженерной геологии. В практическом же отношении большего внимания заслуживают региональные классификации процессов как более детальные. Они относятся к определенному региону с конкретными стратиграфо-литологическими комплексами пород, отражающими особенности геологической истории, включая новейшую, палео- и современные климато-гидрологические условия.

Репозиторий ВГУ

Частные классификации находят широкое применение и характеризуют особенности и распространение какого-либо геологического процесса в одном или нескольких геологических регионах, например оползней, карста, селей, землетрясений и т.д. Специальные классификации предполагают оценку современных или прогнозируемых геологических процессов применительно к задачам проектируемого строительства, обоснования инженерных мероприятий по защите сооружений и территорий с учетом ее использования; они могут быть предназначены для обоснования иных проектных и строительных решений. Таким образом, на основе общей классификации создается региональная, охватывающая процессы, распространенные на данной территории; в ее развитие разрабатываются классификации для отдельных процессов и для обоснования мероприятий по управлению или защите от них (Золотарев, 1985).

Вышеизложенное позволяет сформулировать определение общей классификации геологических процессов и явлений для целей инженерной геологии.

Под общей инженерно-геологической классификацией *геологических процессов и явлений следует понимать систему разграничения совокупности, объем которой составляют процессы и соответствующие им явления, соподчиненных единиц (групп, классов, типов, видов, разновидностей и др.) объектов (понятий) «процесс» и «явление», используемую с целью установления между ними связей, взаимоотношений, необходимых при оценке, планировании, прогнозе и управлении для решения основных теоретических и практических задач инженерной геологии.*

Исходной классификацией геологических процессов и явлений, на базе которой были выполнены построения в инженерной геологии, по праву считается разработка А.П. Павлова – результаты исследований оползней и влияния работы подземных и поверхностных вод на изменения рельефа (Павлов, 1898, 1903). Собственно, на ее основе были разработаны общие классификации Ф.П. Саваренского (1937, 1939), И.В. Попова (1951, 1959), В.Д. Ломтадзе (1977), А.И. Шеко (1980), Г.К. Бондарика (1981, 2007), Г.С. Золотарева (1983) и других. Все известные классификации базируются на генетическом подходе, большая их часть составлена в виде классификаций-перечислений (Инженерная .., 2013).

Не останавливаясь на подробной характеристике этих классификаций – их содержание достаточно хорошо известно, отметим лишь главные для них особенности, выделив положительные стороны и недостатки.

В классификации Ф.П. Саваренского впервые введены так называемые «действующие факторы» – причины возникновения и развития геологических (физико-геологических) явлений (табл. 2.1). Эта классификация была несомненным достижением в инженерной геологии и в неко-

Репозиторий ВГУ

торой степени не потеряла своего значения и сегодня, хотя и является недостаточно полной и выдержанной в генетическом отношении.

Таблица 2.1

Классификация физико-геологических явлений Ф.П. Саваренского (1937)

I	Явления, связанные с деятельностью поверхностных вод (морей, озер, рек, каналов)	Подмыв берегов и их обрушение (морская и речная абразия), размыв склонов (овраги), сели (муры)
II	Явления, связанные с деятельностью подземных и поверхностных вод	Болота, просадки, карст
III	Явления, связанные с деятельностью подземных и поверхностных вод на склонах	Оползни
IV	Явления, связанные с деятельностью подземных вод	Суффозия, плывуны
V	Явления, связанные с деятельностью ветра	Развевание и навевание
VI	Явления, связанные с промерзанием н оттаиванием грунта	Промерзание почвы и пучинность Вечная мерзлота и ее проявления
VII	Явления, связанные с внутренними силами в горных породах	Осадки, сжатие, разбухание
VIII	Явления, связанные с внутренними силами Земли	Сейсмическне явления
IX	Явления, связанные с деятельностью человека	Поверхностные и подземные деформации при искусственных подземных и глубоких выработках

В классификации И.В. Попова (1951) дается сопоставление экзогенных геологических процессов с инженерно-геологическими (табл. 2.2). Она отвечает только на один вопрос: какому природному геологическому процессу соответствует аналогичный процесс, вызванный искусственно? Позже И.В. Попов (1959) представил классификацию ЭГП, в которой было выделено 8 групп процессов (явлений). Она явилась определенным шагом в развитии систематизации экзогенных геологических процессов, обусловленным, прежде всего, выделением группы процессов, связанных с действием веса пород, обладая при этом существенными недостатками, например, отнесением генетически разных ЭГП к одной группе (абразионные и эоловые), или, наоборот, генетически одинаковых процессов к отдельным группам (смыв, эрозия и сели).

В классификации геологических процессов (физико-геологических явлений) П.Н. Панюкова (1952) находит развитие принцип ранжирования процессов, иерархической их систематизации по уровням с выделением групп, подгрупп (классов) и представителей процессов данной подгруппы

Репозиторий ВГУ

(видов). В дальнейшем автором (Панюков, 1978) иерархия была дополнена подвидами процессов: денудационными и аккумулятивными. По нашему мнению, как и по мнению других авторов (Опасные .., 1999), в этом заключается глубокий смысл, поскольку практически все ЭГП имеют двойственную природу: с одной стороны, происходит разрушение (денудация) «исходного» геологического тела (массива, отложений и т.п.), а с другой – посредством процессов переноса и аккумуляции формирование (накопление) качественно новых отложений (Королев, Галкин, 2011). В то же время в классификации несколько преувеличена роль гидросферы в возникновении и развитии многих процессов, недоучтены другие факторы, определяющие механизм и генетические особенности проявления процессов.

Таблица 2.2

Классификация (сопоставление) природных геологических и инженерно-геологических процессов И.В. Попова (1951)

Инженерно-геологические процессы	Природные геологические процессы
Уплотнение пород в основании сооружений	Уплотнение пород в процессе диагенеза под действием веса позднейших отложений. Уплотнение пород под действием нагрузок от ледника и др.
Просадочные явления в лессах вследствие утечек из водопроводов и фильтрации из каналов	Уплотнение лесса в процессе эпигенеза с образованием «степных блюдец»
Мерзлотные деформации пород в основании сооружений и пучины на дорогах	Наледи, ледяные бугры, термокарст и т.п.
Деформации искусственных откосов	Оползни, оплывины, обвалы, осыпи
Переработка берегов водохранилищ	Абразия по берегам морей и озер
Сдвижение горных пород при подземных работах	Провалы над карстовыми пустотами

В.Д. Ломтадзе (1977), основываясь на классификации Ф.П. Саваренского, выделил группы геологических процессов и виды явлений, при этом значительно расширив перечень последних, вызванных инженерной деятельностью человека (табл. 2.3). В него вошли разрушение и уничтожение полезных площадей при разработке месторождений полезных ископаемых; оседание поверхности земли при значительных откачках подземных вод, нефти и газа; затопление и подтопление территорий, вторичное засоление горных пород при орошении территорий. Анализируя эту классификацию, следует отметить, что относить инженерную деятельность человека к процессам, на наш взгляд, некорректно, так как, по существу, – это комплекс факторов, аналогичных естественным и являющихся причиной развития или активизации геологических процессов. Кроме того, данная классификация противоречит утвержде-

Репозиторий ВГУ

нию самого же В.Д. Ломтадзе (1976) о том, что не следует выделять инженерно-геологические процессы, поскольку процессы, вызванные инженерной деятельностью человека, практически ничем не отличаются от природных.

Соглашаясь в принципе с последним утверждением, авторы тем не менее посчитали целесообразным хотя бы кратко остановиться и на классификациях инженерно-геологических процессов и явлений Н.Я. Денисова (1960) и Ф.В. Котлова (1977, 1978).

Таблица 2.3

Группы геологических процессов и виды явлений В.Д. Ломтадзе (1977)

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

Н.Я. Денисов (1976) в предложенной схеме рубрикации процессов выделил две группы: 1) протекающие с изменением объема пород (связанные с уплотнением пород, увеличением объема пород, суффозионными процессами, промерзанием и оттаиванием); 2) протекающие в виде течения

Репозиторий ВГУ

пород (выдавливание пород из-под фундаментов сооружений, оползневые явления, сдвижение горных пород).

Ф.В. Котлов (1977, 1978) несколько расширил классификацию геологических процессов и явлений, вызванных деятельностью человека, выделив при этом 5 групп (антропогенный литогенез; геотермические процессы и явления; процессы и явления, вызванные изменением режима подземных вод, обводненности и влажности грунтов; процессы и явления, вызванные изменением напряженного состояния массива грунтов; процессы и явления, вызванные изменением поверхностной гидросферы), 17 классов и 90 видов. При существенных недостатках (рассмотрение только инженерно-геологических процессов, недоучет многих факторов, определяющих особенности проявления процессов, громоздкость и излишняя детальность) достоинством этих классификаций является то, что в них процессы систематизированы не только в зависимости от факторов, их вызывающих, но и с привязкой к горным породам (грунтовым массивам) и их свойствам. Последнее, по существу, подчеркивает такое важное свойство классификации, как «объектность», отсутствующее, например, в классификациях Ф.П. Саваренского, И.В. Попова, П.Н. Панюкова, В.Д. Ломтадзе и ряда других авторов.

Понятие «объект» само по себе рефлексивно порождает пару понятий «объект–среда» (Покровский, 2005): если есть «объект», значит, есть и «среда», в которой он находится. По выражению М.П. Покровского (2009), «эта пара понятий применима и к собственно объекту (что не нуждается в пояснениях) и к генезису объекта: генезис, механизм образования наблюдаемого объекта в известном смысле тоже “объект”, и в этом случае тоже можно говорить о самом процессе образования и его характеристиках и о характеристиках окружающего пространства, среди которого протекает рассматриваемый процесс» (Покровский, 2009).

Впоследствии Е.М. Сергеев (1982), разрабатывая свою классификацию геологических и инженерно-геологических процессов, также связывал между собой горные породы и протекающие в них процессы. Этот автор отмечал: «…важно рассмотреть приуроченность и развитие геологического процесса в зависимости от двух факторов: главного (среды, где они протекают) и основного, определяющего возможность возникновения процесса» (Сергеев, 1982). Действительно, если рассматривать природные факторы, от которых зависят характер и развитие геологических процессов, то можно выделить главный фактор формирования геологических процессов, понимая под ним сами горные породы. Эти породы всегда будут оказывать решающее влияние на развитие и проявление геологических процессов. Для экзогенных геологических процессов горные породы являются той средой, где они зарождаются и на которую они сами оказывают большое воздействие. Эндогенные процессы проявляются по-разному в зависимости от того, какие

Репозиторий ВГУ

горные породы слагают поверхностную толщу земной коры. Деятельность человека также зависит от того, с какой горной породой ему приходится сталкиваться (Сергеев, 1982). В сокращенном виде схему классификации Е.М. Сергеева можно представить в виде табл. 2.4.

Таблица 2.4

Схема классификации процессов Е.М. Сергеева (1982)

Тип массива горных пород	Процессы		
	Эндогенные (геологические и инженерно-геологические)	Экзогенные (геологические и инженерно-геологические)	Гравитационные (геологические и инженерно-геологические)
Высокопрочные	Орогенез, сейсмические, вулканизм	Выветривание Криогенные Посткриогенные Ветровые Растворения Размывания Заболачивания	Склоновые (обвалы, осыпи, оползни и т.п.)
Прочные			
Недостаточно прочные			
Слабопрочные			

Несмотря на присутствие в классификации Е.М. Сергеева среды и главных действующих сил, под влиянием которых возникают и развиваются геологические процессы, приводящие к определенным явлениям, в ней (классификации) не отражена вся совокупность современных геологических процессов и явлений и нет разграничений между понятиями «процесс» и «явление».

Своеобразное классифицирование геологических и инженерно-геологических процессов и явлений выполнили Л.Д. Белый и В.В. Попов (Белый, 1985; Белый, Попов, 1975). Ими были выделены геологические – экзогенные (физико-химические, биохимические, гравитационные, гидродинамические, аэродинамические, теплофизические), гетерогенные (сейсмические), эндогенные (тектонические, магматические) и инженерно-геологические процессы и явления. Достоинство этой классификации – разграничение процессов и явлений. Тем не менее геологические и инженерно-геологические процессы и явления рассматривались авторами обособленно, да и генетический подход соблюдался далеко не всегда.

В классификации Г.С. Золотарева (1979, 1983) наряду с сопоставлением природных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений нашли отражение количественные и качественные показатели пораженности пород и территорий, масштабов явлений и скоростей развития процессов, что, несомненно, является ее достоинством (табл. 2.5).

Репозиторий ВГУ

Таблица 2.5

Фрагмент схемы общей классификации геологических и инженерно-геологических процессов Г.С. Золотарева (1983)

Действующие факторы	Типы		Пораженность территории	Объемы, размеры	Скорость развития
	геологические	иижeнерно-геологические			
1. Глубинные процессы в земной коре и мантии. 2. Деятельность человека	*I группа эндогенных процессов и их техногенных аналогов*				
	1. Медленные разрывные и складчатые тектонические движения, чаще дифференцированные. 2. Сейсмические, охватывающие большие площади и части земной коры; образование разрывов и трещин; раздробление пород. 3. Извержение вулканов, лавовые потоки. 4. Изменение пород поверхности при термическом воздействии потоков лав	1. Сотрясения и увеличение трещиноватости пород вследствие мощных взрывов при создании выемок, плотин и подземных полостей. 2. Возбужденная сейсмичность при глубоком нагнетании воды и создании водохранилищ. 3. Обжиг, разрыхление и сжатие пород при подземных взрывах	Число землетрясений на ед. площади (N/S), плотность вулканов и т.п.	Глубина очага, магнитуда, класс, энергия землетрясения	Скорость поднятий (опусканий) и т.п.
3. Изменение термодинамических условий, факторы внешней среды, биогенные подземные воды, вызывающие экзогенное разрушение горных пород	*II группа экзогенных процессов и их техногенных аналогов*				
	1. Разуплотнение массивов пород вследствие разгрузки естественных напряжений при эрозионном расчленении и абразионном подмыве. 2. Выветривание – образование дисперсной, обломочной и трещинной зон	Те же, но вследствие создания различных выемок, при врезах и других строительных работах	% пораженности (по площади)	Трещиноватость, блочность. Степень выветрелости ($В_с$), мощность зон выветривания	Скорость выветривания ($К_в$)
4. Геологическая деятельность поверхностных вод (морских, речных, овражных), скорость течения, режим и энергия волн, речных и склоновых вод	1. Абразионные размывы на отмелях и в уступах над ними, в зоне волноприбоя при переменных уровнях, формирование наносов и их перемещение вдоль берегов.	1. Переработка берегов водохранилищ с разными гидрологическими режимами. 2. Размыв русел и берегов рек при аварийных пропусках воды и разрушении плотин.	% пораженности берегов или площадей	Коэффициенты абразионного размыва, смыва, размываемости и т.п.	Скорость переработки ($м^3$/год на 1 м берега) и др.

Репозиторий ВГУ

Окончание табл. 2.5

	2. Эрозионные на склонах, в оврагах, на бечевниках рек и в уступах над ними (в зоне переменных уровней и в руслах). 3. Селевые потоки связные (обломочно-глинистые), несвязные (щебенисто-глыбовые) переходного типа к оползням-потокам и солифлюкции. 4. Аккумулятивные образования аллювия, делювия, пролювия и др.	3. Возникновение или усиление смыва и оврагообразования при строительстве, ирригации и других работах. 4. Размыв и образование наносов с меандрированием русла в магистральных ирригационных и водоводных каналах. 5. Катастрофические селевые потоки разных объемов при прорыве плотин и дамб, ограждающих водохранилища			
5. Геологическая деятельность подземных вод, агрессивность, расходы и режим вод, скорости их течения и гидравлические градиенты	1. Подтопление территорий. 2. Выщелачивание гипса, карбонатов, солей и др. из пор, трещин, прослойков и гнезд. 3. Карст в гипсах, солях и карбонатных породах. 4. Суффозия – размыв и вынос дисперсного материала из крупных пор, трещин и каверн, размыв и образование полостей в лессах и глинистых породах. 5. Карстово-суффозионные, иногда с вымыванием материала и кольматацией. 6. «Грязевые» вулканы	1. Подтопление территорий, сооружений и месторождений вследствие подпора подземных вод при создании водохранилищ, утечек из водоводных сетей при поливах, фильтрации из каналов и водоемов. 2. Гидродинамическое давление фильтрационного потока на породы и их деформации. 3. Активизация выщелачивания, карста и провалов в легкорастворимых породах. 4. Активизация размыва, суффозии, кольматации и деформации пород при изменении гидрогеологического режима. 5. Плывуны в песках и лессовых породах	% пораженности территории	Степень закарстованности пород. Критические градиенты. Мощность зон суффозии и т.п.	Скорость подтопления. Активность карста (А)

Репозиторий ВГУ

В то же время следует отметить, что в классификации полностью отсутствуют мерзлотные процессы, нет разграничения процессов и явлений, а предложенные показатели не унифицированы, что затрудняет их использование, например, для оценки опасности процессов.

Подобная классификация геологических и инженерно-геологических процессов и явлений отражена в СНиП 2.01.15–90 (1991). Авторы этой классификации приняли за основу разработку Г.С. Золотарева, расширив ее содержание более детальным расчленением происходящих процессов и явлений и упростив показатели интенсивности их развития, при этом сохранив те же недостатки.

В классификации экзогенных геологических процессов А.И. Шеко (Шеко, 1994), основанной на системном подходе к их изучению, выделены группы, классы, типы и виды процессов (табл. 2.6). По мнению автора, иерархическая лестница может быть продолжена дальше вниз, при необходимости возможно выделение разновидностей ЭГП. Несмотря на полноту содержания, в данной классификации не в полной мере соблюден генетический подход. Это относится, главным образом, к типам и видам ЭГП, при выделении которых наряду с генетическими признаками иногда используются качественные характеристики (например, площадной тип выветривания и площадной вид осыпей, медленный и быстрый виды солифлюкции и др.).

Г.К. Бондарик (1981, 2007) в качестве классификационных признаков ЭГП рассматривает первичные и вторичные процессы; внешнюю среду, при взаимодействии с которой реализуется процесс; приуроченность процесса к контактам геологической среды с внешними средами; характер взаимодействия по отношению к геосистеме, пространству, времени, виду; источник энергии процесса; внешние и внутренние причины процесса и др. (табл. 2.7).

Достоинство этой классификации можно свести к следующему. Во-первых, она охватывает большое множество геологических процессов. Во-вторых, код класса дает возможность выделить техногенные процессы. В-третьих, обращает на себя внимание то, что простые по традиционным представлениям процессы (осыпи, обвалы и др.) имеют очень сложные коды, что указывает на их многофакторность. Действительно, многие процессы возникают под действием нескольких факторов. Так, например, обвал может стать результатом выветрелости горных пород, эрозионного или абразионного процессов, сейсмических явлений и др. Все эти процессы представляют факторы, подготавливающие и вызывающие обвал. Однако среди этого многообразия существует такой фактор, который является определяющим, главным, без которого рассматриваемый геологический процесс не может возникнуть.

Репозиторий ВГУ

Таблица 2.6

Фрагмент классификации экзогенных геологических процессов А.И. Шеко (1994)

Группа	Класс	Тип	Вид
I. Обусловленные климатическими и биологическими факторами	Выветривание	Площадное Линейное	Физическое Химическое Биологическое
II. Обусловленные энергией рельефа (силой тяжести)	Движение без потери контакта со склоном или с его незначительной потерей	Оползни	Сплывы Оплывины Оползни-блоки Оползни-потоки Оползни-обвалы
		Лавины	Снежные осовы Лотковые Прыгающие
		Ледники	Горные (долинные) Материковые (покровные)
	Движение с потерей контакта со склоном	Обвалы	Обвалы (собственно) Вывалы Камнепады
		Осыпи	Лотковые Площадные
III. Обусловленные поверхностными водами	Океанов, морей и озер	Абразия Термоабразия Вдольбереговое перемещение наносов	Океанов и приливных морей Бесприливных морей Озер
	Водохранилищ	Переработка берегов	Разрушение берегов (обвалы, осыпи, оползни) Размыв берега
		Заиление	
	Водотоков	Эрозия	Склоновая Овражная Речная
		Термоэрозия	
		Сели	Гляциальные Дождевые Таяния снега Прорыва плотин Вулканогенные (лахоры)
		Затопление	
IV. Обусловленные подземными водами	Растворение и выщелачивание	Карст	Карбонатный Сульфатный Соляной
	Механический вынос	Суффозия	Суффозия Подземная эрозия
	Понижение уровня подземных вод	Оседание поверхности	
	Подъем уровня грунтовых вод	Подтопление	
		Засоление	
		Заболачивание	Верховые болота Переходные болота Низинные болота

Репозиторий ВГУ

Таблица 2.7

Фрагменты общей классификации экзогенных геологических процессов Г.К. Бондарика (2007)

Группа ЭГП	Внешняя среда, на контакте с которой протекает процесс	Главные естественные и искусственные внешние причины ЭГП	Основные внутренние причины ЭГП	Отношение взаимодействий к пространству	Отношение взаимодействий ко времени	Вид взаимодействия	Класс процесса в цифровом коде	Название процесса
Первичные	Атмосфера	Эрозия и снос приповерхностной части геологической среды на фоне тектонических поднятий участков земной коры	Снижение напряжений вблизи поверхности (в зоне разгрузки), обусловливающее разуплотнение геологической среды	Распределенное	Непрерывное, квазипериодическое	Гравитационное	11111 (1, 2) 1	Разуплотнение геологической среды в зоне разгрузки
		Выемка масс геологической среды в строительных котлованах и в карьерах, приводящая к ее разуплотнению		Сосредоточенное	Непрерывное	Механическое	11 (11) 0212	Разуплотнение геологической среды в котлованах и карьерах (подъем дна котлованов)
		Солнечная радиация, первичное и вторичное космическое излучение. Выпадение атмосферных осадков	Движение подземных вод, приводящее к возникновению гидростатического или гидродинамического движения	То же	То же	То же	11 (11) 5212	Выплыванне плывунов, прорыв подземных вод в котлованы и карьеры
Вторичные	Атмосфера	Солнечная радиация, первичное и вторичное космическое излучение	Колебания поля температур, приводящие к разуплотнению геологической среды	Сосредоточенное	Квазипериодическое	Гравитационное, механическое, термодинамическое	212 (3, 9) 22 (1, 2, 3)	Крип

Репозиторий БГУ

В приведенном примере таким фактором является сила гравитации. Поэтому многофакторность как таковую не совсем корректно относить к достоинству классификаций, она скорее подчеркивает их недостаток.

Наряду с многофакторностью существенными недостатками классификации Г.К. Бондарика, по нашему мнению, служат значительная сложность и громоздкость (вследствие обилия совершенно разнородных классификационных признаков), деление процессов на первичные и вторичные (что является весьма условным), отсутствие мерзлотных процессов.

Весьма интересной является классификация опасных природных процессов и явлений, разработанная в Институте геоэкологии РАН (Мамаев, Григорьева, 1999). В данной классификации более 130 видов природных процессов и явлений группируются по классам, группам и типам. Ведущим признаком выделения классов опасных природных процессов и явлений является среда, в которой они формируются и развиваются. В данной классификации выделены три класса процессов: атмосферные, гидросферные и литосферные. В каждом из трех классов по условиям и характеру причин развития выделяются три группы процессов: природные (естественные), техногенные (антропогенные) и комбинационные. Всего выделено девять групп.

Типы природных процессов и явлений классифицируются по генетическим признакам и ведущим факторам их развития. В группе атмосферных природных процессов выделены три подгруппы: температурные, связанные с выпадением осадков и обусловленные циркуляцией воздушных масс, которые по физическим параметрам, характеризующим их состояние или механизм развития, могут подразделяться на подтипы.

Аналогично гидросферные процессы и явления подразделяются на две подгруппы: морские и континентальные. Последние, в свою очередь, делятся на типы: процессы и явления шельфов и континентальных склонов морей и океанов; морских вод и течений; поверхностных вод – рек, озер, болот.

Самой объемной и сложной является систематизация литосферных процессов и явлений, включающая более 70 видов процессов.

В группе литосферных природных процессов выделяются две подгруппы: эндогенных и экзогенных процессов, которые подразделяются на типы. Эндогенные – на глубинные и поверхностные. Экзогенные, в зависимости от ведущих групп факторов их развития, – на обусловленные:

1) изменениями термодинамических и гидрохимических условий среды (выветривание, разуплотнение, усадка);

2) деятельностью подземных вод (карст, суффозия, подтопление и др.);

Репозиторий ВГУ

3) деятельностью поверхностных вод (абразия, эрозия, смыв и др.);

4) действием силы тяжести (обвалы, оползни, осыпи и др.);

5) изменением напряженно-деформированного состояния массивов пород (прогибы, обрушения, горные удары и др.);

6) деятельностью ветра (развевание, движение песков и др.);

7) процессами замерзания и оттаивания горных пород (термокарст, пучение грунтов, оледенение и др.).

Несмотря на полноту своего содержания, разделение процессов на природные, техногенные и комбинационные, эта классификация, по нашему мнению, имеет ряд недостатков, главными из которых являются несоблюдение генетического подхода и отсутствие разграничения процессов и явлений.

Интересна принципиальная схема классификации современных экзогенных геологических процессов, развитых на территории Западно-Сибирской плиты (Экзогеодинамика .., 1986). В ней экзогенные процессы разделены на 8 классов, 14 подклассов, 25 типов и 65 подтипов. При разработке этой классификационной схемы учитывалось, что особенности развития любого геологического процесса определяются одновременным действием большой группы природных факторов. Однако среди них всегда выделяется главный (обязательный, по И.В. Попову) фактор, без действия которого данный геологический процесс развиваться не может. Для территории Западной Сибири выделены 8 групп таких факторов, и на их основе обособлено 8 классов современных ЭГП. Анализ конкретных причин и условий проявления факторов этих групп позволил подразделить классы процессов на подклассы, типы и подтипы. В качестве последних выступают «элементарные» процессы, приводящие к образованию явлений, выраженных или в рельефе, или в грунтовой толще, или в рельефе и грунтовой толще одновременно (Инженерная .., 2013). При этом, как и в большинстве классификаций, в этой схеме процессы и явления не имеют четкого разграничения.

Проанализировав в целом содержание всех известных классификаций геологических и инженерно-геологических процессов и явлений с учетом сделанных замечаний по некоторым из них, а также рассмотрев возможности их применения для целей инженерной геологии, можно прийти к выводу, что ни одна из классификаций не может быть признана ведущей или основной. Это обусловлено следующими, на наш взгляд, главными, причинами.

1. С содержательной точки зрения в большинстве классификаций отсутствует «объектность».

2. В отдельных общих классификациях не показана вся совокупность современных геологических процессов и явлений – рассматриваются, к примеру, либо только экзогенные процессы и явления (иногда

Репозиторий ВГУ

в отсутствие мерзлотных процессов), либо экзогенные и эндогенные процессы и явления природного характера без указания их техногенных аналогов. При этом авторы классификаций зачастую не разделяют сами понятия «процесс» и «явление».

3. В некоторых классификациях находит отражение многофакторность возникновения и развития отдельных процессов.

4. В классификациях не отражены все стадии развития того или иного геологического процесса и порождаемых им геологических явлений.

5. В большинстве инженерно-геологических классификаций отсутствуют количественные показатели (критерии, параметры), характеризующие процессы и явления, динамику и опасность их проявления.

6. Классификация может называться общей или основной в том случае, если в ней в равной степени будут рассмотрены все экзогенные и эндогенные процессы и явления, причем одновременно как природного, так и техногенного происхождения. В иных случаях классификация будет носить базовый характер[2].

Выполненный критический анализ различных классификаций геологических и инженерно-геологических процессов и явлений с учетом существующего опыта систематизации и классифицирования позволяет установить в качестве необходимого условия решения данной проблемы некоторый «норматив» удовлетворительной классификации. В качестве такого «норматива» предлагается следующий перечень принципиальных положений, которым, на наш взгляд, должна отвечать общая, а на ее базе региональная, инженерно-геологическая классификация геологических процессов и явлений:

– не создавать слишком дробную и, как следствие, громоздкую классификацию, а стремиться подчеркнуть в ней лишь те основные признаки, которые способны отразить природу, причины (факторы), механизмы и морфологию во всем многообразии проявлений геологических процессов;

– среди множества взаимосвязанных действующих факторов при классифицировании следует выделять главные (один или два) факторы, необходимые для возникновения того или иного процесса;

– процессы необходимо рассматривать во взаимосвязи с геологическими телами, в которых они протекают, и обусловленными ими явлениями;

– в классификации должны быть представлены в равной степени как экзогенные, так и эндогенные процессы и явления, причем одновременно

[2] Базовая классификация, по В.Л. Кожаре (1981), есть «удовлетворительное приближение к предельно устойчивой классификации». При этом, как отмечает автор, устойчивость рассматривается как «свойство классификации удовлетворять множеству аспектов интереса к вероятностному универсуму, сводимому к определенному набору переменных, описывающих этот универсум» (Кожара, 1981).

Репозиторий ВГУ

и природные (геологические), и их техногенные аналоги (инженерно-геологические) на всех стадиях своего развития;

– в классификации следует рассматривать все многообразие процессов и явлений, включая и мерзлотные;

– инженерно-геологическая классификация современных геологических процессов и явлений должна включать количественные показатели, характеризующие их динамику развития и опасность проявления.

В целом, следует отметить, что теоретическое и практическое значение и успех будет иметь такая классификация, которая построена на генетических принципах, вскрывает причинность геологических и инженерно-геологических процессов и явлений и учитывает формирующие их факторы. Без соблюдения этих принципов классификация не может служить научной основой управления процессами и явлениями и борьбы с их отрицательными воздействиями (Котлов, 1978).

2.2. РЕГИОНАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

Исходя из перечисленных положений, нами предлагается следующая классификация современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений территории Беларуси (табл. 2.8). Она построена на системно-генетическом подходе, который определяет генезис – возникновение, происхождение и становление объекта как системы. В ней выделены группы, подгруппы, классы, типы и виды процессов. Причем первые обособлены по основному источнику энергии и месту протекания (эндогенные и экзогенные); вторые – по признаку обязательного и достаточного условия, без которого невозможно развитие процесса (к примеру, без скопления поверхностных вод невозможно развитие абразии и эрозии, а для развития оползней обязательным условием является наличие склона, т.е. энергия рельефа); третьи – по механизму воздействия основных агентов (условий); четвертые – по происхождению (природные или природно-техногенные), а пятые – по форме проявления генетического агента. Примечательно то, что выделенные виды в классификации отражают порождаемые процессами явления, выраженные в формировании различных форм рельефа и накоплении определенных видов грунтов, которые, в сущности, являются материальной (внешней) формой проявления данных процессов.

Следует заметить, что в предлагаемой классификации намеренно не отражены количественные параметры процессов и явлений, поскольку они подробно рассматриваются в последующих главах.

Репозиторий ВГУ

Таблица 2.8

Классификация современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений территории Беларуси

Группа	Подгруппа	Класс	Тип	Вид	
				деструктивный	аккумулятивный
Эндогенная	Обусловленные внутренними силами Земли	Тектоногенный	Природный	Тектонические поднятия и опускания, землетрясения	–
			Природно-техногенный	Опускания, наведенная сейсмичность, вызванные строительством зданий, сооружений, водоемов	–
Экзогенная	Обусловленные климатом	Выветривание	Природный	Механическое разрушение массивов грунтов	Формирование и накопление элювия и почв
				Химическое изменение минерального состава массивов грунтов	
			Природно-техногенный	То же при разработке или создании массивов грунтов	То же, что и у природного процесса
	Обусловленные поверхностными водами	Формирование берегов водоемов	Природный	Абразия	Формирование и накопление озерных отложений
			Природно-техногенный	Переработка берегов	Накопление отложений в водохранилищах
		Эрозионный	Природный	Эрозия плоскостная	Формирование и накопление делювия
				Эрозия овражная	Формирование и накопление пролювия
				Эрозия речная	Формирование и накопление аллювия
			Природно-техногенный	Плоскостная эрозия на распаханных склонах и при сведении леса	Формирование и накопление делювия
				Перераспределение стока	Формирование и накопление пролювия, делювия, аллювия
				Эрозия паводками техногенного генезиса (разрушение дамб, плотин и т.д.)	Формирование и накопление аллювиально-пролювиальных отложений
				Эрозия каналами	Формирование и накопление аллювия
	Обусловленные энергией рельефа	Гравитационный	Природный	Оползень	Накопление деляпсия
				Обвал, камнепад, вывал	Накопление дерупция
				Осыпь	Накопление десерпция
				Крип	Накопление солифлюксия

Репозиторий ВГУ

Продолжение табл. 2.8

			Природно-техногенный	Обвалы, камнепады, вывалы, осыпи, оползни в карьерах, котлованах, на подрезанных склонах, грунтовых отвалах	То же, что и у природного процесса
				Крип на грунтовых отвалах	То же, что и у природного процесса
	Обусловленные подземными водами	Суффозия	Природный	Вынос мелких минеральных частиц и растворимых веществ с образованием пустот и провалов	Формирование и накопление суффозионных отложений выноса и провальных форм
			Природно-техногенный	То же при водоотборе или утечках из подземных коммуникаций	То же, что и у природного процесса
		Плывунность	Природно-техногенный	Разрушение структуры и разжижение грунта при вскрытии горными выработками либо при воздействии динамических нагрузок	Формирование и накопление плывунных грунтов
	Обусловленные поверхностными и подземными водами	Карст	Природный	Химическое растворение и выщелачивание грунтов с образованием пустот и провалов	Формирование закарстованных грунтов и грунтовых образований провальных форм
			Природно-техногенный	То же для отвальных грунтов или естественных грунтов при утечках из подземных коммуникаций	То же, что и у природного процесса
		Просадочность	Природный	Разрушение и ослабление структурных связей в лессовых грунтах с последующим их доуплотнением	Формирование уплотненных лессовых грунтов и грунтовых образований просадочных форм
			Природно-техногенный	То же при искусственных поливах, утечках из подземных коммуникаций	То же, что и у природного процесса
		Подтопление	Природный	Повышение влажности грунтов или уровня грунтовых вод	Формирование и накопление палюстрия
			Природно-техногенный	То же при планировке, экранировании поверхности земли зданиями и сооружениями, барражировании подземного потока подземными конструкциями и др.	То же, что и у природного процесса
		Затопление	Природный	Подъем уровня воды в водоемах и водотоках	Формирование и накопление аллювия, озерных и др. отложений
			Природно-техногенный	То же при разрушении дамб, плотин и т.д.	То же, что и у природного процесса

Репозиторий ВГУ

Окончание табл. 2.8

		Заболачивание	Природный	Отмирание биоты при избыточном увлажнении	Накопление палюстрия (органогенных грунтов) и почв
			Природно-техногенный	Сведение лесов, подпруживание водоемов	Формирование и накопление палюстрия (органоген. грунтов)
		Засоление и химическое загрязнение грунтов	Природный	Привнос органо-минеральных веществ в грунтовые массивы	Формирование засоленных и загрязненных грунтов
			Природно-техногенный	То же при складировании отходов производства, использовании удобрений и др.	То же, что и у природного процесса
	Обусловленные энергией ветра	Эоловый	Природный	Дефляция	Осаждение развеваемых частиц, накопление эолия
			Природно-техногенный	Дефляция массивов отвальных грунтов, распаханных территорий, осушенных торфяников и т.п.	То же, что и у природного процесса
	Обусловленные промерзанием и оттаиванием	Криогенный	Природный	Морозное пучение	Формирование и накопление элювия
				Солифлюкция	Накопление солифлюксия
			Природно-техногенный	То же в техногенных грунтах	То же, что и у природного процесса
				То же на грунтовых отвалах	То же, что и у природного процесса

В заключение отметим, что развитие и интенсивность различных видов современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений значительно варьируют по территории Беларуси. При этом эндогенные процессы тесным образом связаны со структурой фундамента и нижними горизонтами платформенного чехла территории страны, а особенности экзогенных процессов контролируются преимущественно строением верхних горизонтов литосферы и хозяйственной деятельностью, которые в совокупности формируют литотехнические системы – целостные естественно-искусственные образования, представленные взаимодействующими техническими объектами и геологическими телами или массивами любой размерности.

Репозиторий ВГУ

ГЛАВА 3
ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

3.1. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ИХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Общие положения. Земная кора с момента ее образования находится в непрерывном движении. Все природные движения земной коры или ее отдельных участков получили название *тектонических*. Эти движения, как и большинство других геологических процессов, в силу значительной длительности и медленной скорости протекания (за исключением явлений, сопровождающих землетрясения) почти не доступны непосредственному изучению. О них приходится судить только по результатам их проявлений, запечатленным в строении земной коры.

По времени своего проявления тектонические движения подразделяются на современные, новейшие и древние.

Под современными тектоническими движениями, согласно В.Е. Хаину (1973), понимаются *движения земной коры, проявившиеся в историческое и проявляющиеся в настоящее время, поддающиеся непосредственным, в том числе инструментальным, наблюдениям*. Точнее под современными движениями удобно понимать движения последних шести тысяч лет, в течение которых уровень океана относительно стабилизировался после резкого подъема вследствие таяния последнего позднеплейстоценового ледника, а изостатическое выравнивание в областях, подвергавшихся материковому оледенению, в основном закончилось. Н.И. Николаев (1988) под современными движениями понимает полигенетические, многокомпонентные перемещения земной поверхности, вещества недр и изменения формы Земли под воздействием внутренних и внешних относительно литосферы факторов, в настоящее время и в последние 100–200 лет изучающиеся инструментальными методами, отражающие накопление напряжений и деформаций под воздействием различных источников энергии. По мнению белорусских исследователей, к современным могут быть отнесены движения, проявляющиеся в течение последних 10–11 тыс. лет (Современная динамика .., 1991). Более того,

Репозиторий ВГУ

при выделении активных разломов рассматриваемый возрастной интервал может быть увеличен до 400 тыс. лет (Гатинский и др., 2008).

Под новейшими тектоническими движениями, по В.Е. Хаину (1973), понимают *движения, проявившиеся в неогеновый и четвертичный периоды, приведшие к существенному преобразованию рельефа земной поверхности и большей частью сохраняющие свои основные тенденции в современную эпоху*. Начало новейшего этапа развития структуры земной коры не вполне одновременно для разных территорий; оно колеблется по времени от раннего олигоцена до позднего миоцена.

Древние тектонические движения включают движение всех более ранних геологических эпох. Им обязаны основные структурные элементы земной коры: океаны, континенты, платформы, геосинклинали и др.

Следует отметить, что рассмотренные движения часто бывают тесно связаны между собой; в таких случаях говорят об унаследованности молодых движений от более древних.

Существуют различные классификации тектонических движений (В.В. Белоусов, 1954, 1976; Р. ван Беммелен (R. van Bemmelen) 1965, 1966; Г. Джильберт (G. Gilbert), 1890; Ю.А. Косыгин, 1958; М.М. Тетяев, 1934; В.Е. Хаин, 1963, 1964; Х. Штиле (H. Stille), 1919 и др.). Разные исследователи, в соответствии с необходимостью отразить те или иные стороны тектонической жизни Земли, подходят к выделению тектонических движений с различных позиций, каждая из которых имеет свои основания. Анализируя существующие в настоящее время классификационные построения тектонических движений, можно выделить следующие принципы-основания классифицирования этих движений. Тектонические движения выделяются по (Николаев, 1988):

1) методу изучения и времени проявления – сейсмические, современные, исторические, молодые или голоценовые, четвертичные или плейстоценовые, неотектонические, древние, техногенные;

2) преобладающему направлению движения – вертикальные (нисходящие, восходящие), горизонтальные (надвиговые, сдвиговые, материковый дрейф или перемещение плит);

3) скорости проявления – медленные (вековые), быстрые (землетрясения, импульсные);

4) интенсивности – орогенические (с большими градиентами движений), пленогенические (с малыми градиентами движений);

5) режиму проявления: а) положительно направленные, отрицательно направленные, инверсионные (ритмические, колебательные), б) обратимые, необратимые, в) колебательные, вращательные, регматические, дислокационные;

6) выражению в рельефе – аморфогенные (не выраженные в рельефе), морфогенные (выраженные в рельефе);

Репозиторий ВГУ

7) связи со структурными формами – автономные, зависимые, унаследованные, наложенные;

8) природе – атектонические, экзотектонические, эндолитогенные (связанные с уплотнением и пр.), упругие или квазиэластичные, изостатические, гравитационные, планетарные, инерционные;

9) глубине проявления и механизму – верхнекоровые, коровые, подкоровые, подмантийные (по В.Е. Хаину); поверхностные, коровые, подкоровые, глубинные, планетарные (по Н.И. Николаеву).

Тектонические движения рассматриваются как реакция на напряжения в тектоносфере и в теле Земли, в результате которой проявляются деформации. Последние различны по амплитудам, длине волны, скоростям распространения, распределению в пространстве и глубине проявления. Они по-разному зависят от физико-механических свойств деформируемого материала и сопровождаются рядом других процессов и явлений. Следовательно, поле тектонических напряжений, деформации в разных объемах земной коры и тектонические движения взаимосвязаны и порождают многообразие сочетаний, определяющих вариации тектонических движений (Николаев, 1988).

Современные и новейшие тектонические движения надежно устанавливаются широким комплексом исследований. Они сопровождаются не только деформациями, но и изменениями строения и глубокими преобразованиями всей земной поверхности. Явно выявлена повсеместность и неравномерность неотектонических движений. Проявление их глобально. Объединяет их ритмичность вертикальных движений, что находит отражение в рельефе земной поверхности, особенностях геологических разрезов новейших отложений, в том числе плейстоценовых и голоценовых.

Природа неотектонических движений разных категорий зависит от космических, планетарных, внутриземных, внешних процессов, их взаимодействий, от техногенной деятельности человека, масштаба исследуемого объекта, функционирования различных механизмов деформации. Региональный материал по новейшим тектоническим движениям свидетельствует о глубокой связи главнейших неотектонических структур с глубинными тектоническими процессами. Установлена коррелятивная и функциональная связь между интенсивностью и направленностью новейших тектонических движений с рельефом земной поверхности, гравитационным полем в редукции Буге, мощностью земной коры, положением границы Мохоровичича и другими параметрами. Выявлено, что тенденции изменения рельефа земной поверхности, связанные с определенной направленностью и интенсивностью тектонических движений, дают представление и о направленности глубинных процессов, протекающих в земной коре, верхней мантии и более глубинных оболочках, где зарождаются тектонические движения.

Репозиторий ВГУ

Н.И. Николаевым (1949, 1962) были рассмотрены основные черты развития структуры земной коры за неотектонический этап и по этому признаку выполнено районирование территории СССР. Этим автором было также показано, что неотектонические и геофизические процессы протекают неравномерно. Карты новейшей тектоники, отображающие суммарное проявление вертикальных движений, дают представление о направленности глубинных процессов, протекающих в оболочках, где зарождаются тектонические движения разных категорий. Они свидетельствуют о глубокой связи главнейших неотектонических структур, отраженных в основных чертах рельефа земной поверхности, с глубинными тектоническими процессами и показывают их обусловленность.

Установлены три типа режимов новейших тектонических движений: 1) колебательный или инверсионный, когда положительные движения разной амплитуды сменяются компенсирующими их отрицательными движениями; 2) отрицательно направленный, характеризующийся преобладанием устойчивого опускания с формированием депрессий, выраженных в рельефе, и накоплением мощных толщ новейших отложений; 3) положительно направленный, отличающийся преобладанием устойчивых поднятий, сопровождающийся образованием положительных форм рельефа и усилением процессов денудации. Изменение в пространстве амплитуды направленных и инверсионных движений приводит к проявлению различных типов деформаций разных размеров: сводовых, складчатых, разрывных, блоковых (Николаев, 1962).

Обширный региональный материал позволил выявить глыбовое и блоковое строение земной коры, отражающееся в неотектонике и проявляющееся в неодинаковой направленности и контрастности тектонических движений, в их различном эндогенном режиме (Николаев, 1988). Масштабы блоков и обрамляющих их разломов очень разнообразны. На глубинах порядка 100–150 км крупные блоки ограничены узкими зонами литосферы с пониженной вязкостью и повышенной проницаемостью. В верхних частях земной коры – зонами разрывных нарушений разной глубины, зонами трещиноватости, флексурными перегибами. Отдельные блоки оказываются переработанными структурными формами или тектоническими новообразованиями, или унаследованными, или зависимо развивающимися структурами, образовавшимися задолго до новейшего этапа. Неодинаковая контрастность движений прямо связана со степенью раздробленности земной коры глубинными разломами и степенью активности шовных зон. Вертикальные перемещения блоков и глыб земной коры ведут к разуплотнению вещества, сопровождающемуся увеличением объема. Максимальное разуплотнение обычно неоднородных блоков происходит по зонам неоднородностей, часто разломного характера. Плотность монолитной части при перемещении практически не меняется. На больших глубинах возникают градиентные поля. Формируются

Репозиторий ВГУ

направленные потоки флюидов, миграция поровых вод и пр. Происходит изменение напряженного состояния, определяющее приуроченность очагов землетрясений к «живущим» зонам разломов и к участкам блоков с контрастными вертикальными движениями. Проявляются горизонтальные движения. Пульсационный характер вертикальных движений обусловливает стадийность различных геофизических, геоморфологических и других процессов (Николаев, 1988).

С современными и новейшими тектоническими движениями в значительной мере связаны опасные для устойчивости инженерных сооружений разрывные смещения и наклоны земной поверхности. Первые обусловлены активностью тектонических разрывов, а вторые – активными флексурами и складками, иногда перекосами блоков. К тектонической можно отнести и сейсмотектоническую активность, хотя сейсмичность не является в полной мере тектоническим процессом (Несмеянов, 2004). Тем не менее определенные активные структуры несомненно ответственны за возникновение значительной части сильных землетрясений. В свою очередь сильные землетрясения порождают опасные сейсмогенные тектонические формы – сейсмотектонические и гравитационно-сейсмотектонические дислокации (Инженерная .., 2013).

Современные движения земной коры и современные движения земной поверхности выступают как наиболее надежные критерии выделения активных тектонических структур. Разница между этими терминами определяется характером наблюдаемых объектов. Так, для определения движений земной коры реперы должны быть закреплены в плотных горных породах, перемещение которых связано исключительно с эндогенными движениями. Перемещения же земной поверхности часто обусловлены поднятиями за счет наслоения современных осадков или опусканиями за счет разных видов современной денудации, а также проявлением различных современных экзогенных процессов (набухания, оползнеобразования, оттаивания, промерзания, пучения, просадок и т.п.) в рыхлых приповерхностных отложениях. Эти вторичные деформации способны существенно маскировать современные тектонические движения или даже превосходить их по интенсивности.

Особенности проявления современных и новейших тектонических движений необходимо принимать во внимание при рассмотрении экзогенных геологических процессов. В районах проявления карста современные тектонические движения влияют на образование и расположение разноуровневых подземных форм. Выявляя зоны относительных поднятий и опусканий, по которым нередко судят о проявлениях тектонических движений, можно более правильно оценивать и направления развития карста. Кроме этого, в гумидных зонах областей материковых платформ современные тектонические движения являются

Репозиторий ВГУ

одним из факторов, влияющих на интенсивность развития овражной эрозии (Инженерная .., 2013).

Скорости современных и новейших тектонических движений выявляются по геодезическим данным (повторные нивелировки, триангуляции, трилатерации), в том числе и космогеодезическим (лазерные отражатели, глобальная система позиционирования GPS, длиннобазовая и дифференциальная интерферометрия), геофизическим (сейсмологические, наклономерные и др.), гидрографическим (уровнемерным) и геолого-геоморфологическим наблюдениям, а также по историческим и археологическим материалам. Результаты изучения современных вертикальных движений методами повторных нивелировок и гидрографических наблюдений показали, что они происходят разнонаправленно со скоростью от долей до несколько миллиметров, реже более 10 мм/год, при этом знак движений в большинстве случаев согласуется со структурным планом, указывая на унаследованное развитие поднятий и прогибов.

Измерения горизонтальных движений свидетельствуют о том, что скорость их не уступает скорости вертикальных движений, а часто превосходит последнюю. Эти движения имеют не колебательный, а направленный характер, чем и объясняется то, что их суммарная амплитуда за определенный интервал времени намного превышает амплитуду вертикальных движений.

Тектонические нарушения как фактор изменений состояния и свойств геологической среды. По современным представлениям, тектонические нарушения рассматриваются как сложные динамические системы, где происходят физические и физико-химические преобразования вещества. Этот факт позволяет ввести в понятие разрывов структурно-вещественный смысл и рассматривать их не только как дизъюнктивные границы раздела, но и как геологические тела (Барыкина, 2004). Они не только разделяют блоки различного состава, но и характеризуются зонами с особыми физико-механическими свойствами пород, аномальной проницаемостью и фильтрационной способностью, часто с локализацией линейных кор выветривания и экзогенных геологических процессов. В связи с этим разрывные нарушения являются объектом наиболее пристального внимания в инженерной геологии, поскольку именно с ними связана большая часть видов тектонической опасности для строительства. Характер изучения разрывных нарушений, как и других тектонических структур, существенно зависит от цели исследований. Подвижки по разрывным нарушениям учитываются при инженерно-геологических изысканиях, а также в период строительства и эксплуатации сооружений. Однако в практике изысканий и инженерно-геологического картирования оценка тектонических нарушений часто ограничивается рассмотрением их влияния на прочностные,

Репозиторий ВГУ

деформационные и фильтрационные свойства оснований без учета возможного возникновения по ним остаточных деформаций.

В настоящее время при оценке активности разрывных нарушений предположительно активными и требующими специального изучения могут считаться (Несмеянов и др., 1992): 1) современные разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально (геодезическими или геофизическими методами) или документально (при составлении разновременных карт, исторических материалов и т.п.); 2) молодые разрывы, смещения по которым происходили в четвертичном периоде (т.е. примерно в течение последнего миллиона лет); 3) новейшие разрывы с максимальными для данной территории амплитудами смещений за новейший геологический этап (т.е. последние 10–40 млн лет).

Для выявления и количественной оценки современных разрывных нарушений необходимы историко-геоморфологические, геодезические и геофизические исследования. Режим смещений может быть стабильным (стационарным) и изменчивым (нестационарным). Нестационарность режима определяется неравномерностью скоростей движений, а иногда и сменой знака их направления; связью с сейсмичностью, проявляющейся в изменении скоростей крипа до или после землетрясения; сочетанием относительно медленного и длительного крипа с практически мгновенными сейсмогенными движениями, формирующими сейсмотектонические дислокации. Прогноз подвижек по разрывным нарушениям, который используется для проектирования строительства, опирается на изучение региональных особенностей тектонической обстановки и заключается в выявлении активных тектонических разрывов и количественной оценке скоростей связанных с ними современных тектонических смещений (Инженерная .., 2013). В основе прогнозных оценок лежат измеренные значения амплитуды и скорости современных смещений за определенный период наблюдений. Виды и размеры опасных значений подвижек по разрывам зависят от типа и конструкции инженерных сооружений с разной степенью ответственности. Степень ответственности зданий и сооружений зависит от размеров материального и социального ущерба, возможного при достижении конструкциями предельных состояний, и определяется коэффициентом надежности (ГОСТ 27751–2014. Надежность строительных конструкций и оснований). Этот коэффициент применяется при проектировании промышленно-гражданских объектов. При строительстве уникальных сооружений используются индивидуальные нормативы, которые указываются в техническом задании.

Резкие сейсмогенные подвижки могут происходить по сейсмоактивным разломам и по нарушениям, не являющимся очагом землетрясения. При этом единовременные смещения могут достигать разных значений – от миллиметров до нескольких метров, максимально –

Репозиторий ВГУ

14 м (Варга, 1988). Для выявления подобных тектонических структур большое значение имеет дешифрирование космических и аэрофотоснимков. Разломные зоны дешифрируются на указанных снимках преимущественно в виде систем линеаментов, выраженных как в рельефе земной поверхности, так и в литолого-генетических комплексах отложений. В качестве индикаторов разломов и нарушений часто выступают линейно ориентированные фрагменты речных долин, их резкая асимметрия, сгущенная параллельная ориентировка в плане русел рек, прямолинейные очертания тыловых швов террас, смена интенсивности экзогенных процессов, линейная конфигурация геологических границ и многое другое.

Разрывные тектонические структуры существенно влияют на гидрогеологические условия. Сеть тектонических нарушений может обусловить сложную фильтрационную анизотропность массива. В участках проявления новейших разрывных нарушений или омоложения старых разломов меняется режим пресных подземных вод в зоне активной циркуляции. Минерализованные воды застойной зоны получают возможность дренироваться. В связи с проявляющимися зонами относительных поднятий и опусканий происходит перераспределение ареалов распространения тех или иных подземных вод.

Современные тектонические движения на территории Беларуси. Изучение современных тектонических движений на территории страны ведется уже более века. Проведенными исследованиями установлено, что современные эндогенные процессы проявляются на площади региона в виде активизации (реже формирования) разрывных нарушений, кольцевых структур, вертикальных и горизонтальных движений земной коры, а также ее сотрясаемости (сейсмичности).

Активизация разрывных нарушений. Всего на территории региона выделено 410 отрезков разломов, в зонах которых в четвертичном периоде активно проявлялись геодинамические процессы (рис. 3.1). При этом в раннеплейстоценовое время таких структур установлено 120, для этапа развития ледниковых покровов (средний и поздний плейстоцен) – 150 и в позднеледниковье и голоцене – 140. Несколько различалась по отмеченным этапам длина активных участков линейных дислокаций. В доледниковое время преобладали структуры протяженностью до 30 км (52%), наиболее длинные (свыше 90 км, при максимальных значениях до 120 км) составляли всего 7% от общего числа активных линейных разрывных нарушений.

В ледниковое время на структуры длиной до 30 км приходилось 35%, свыше 90 км (при максимальных значениях до 140 км) – 9%. В позднеледниковье и голоцене количество активных разломов до 30 км сократилось до 20%, свыше 90 км (при максимальных значениях 150 км) – до 7%. Отмечая определенную дифференциацию активных разрывных структур по длине по отдельным этапам четвертичного периода, необходимо вместе с тем подчеркнуть, что эти различия могут отражать как особенности геодинамиче-

Репозиторий ВГУ

ских процессов (что вполне допустимо), так и своеобразие методики выделения этих структур, основанной на геолого-геоморфологических данных, детальность которых заметно возрастает по более поздним этапам геологической истории.

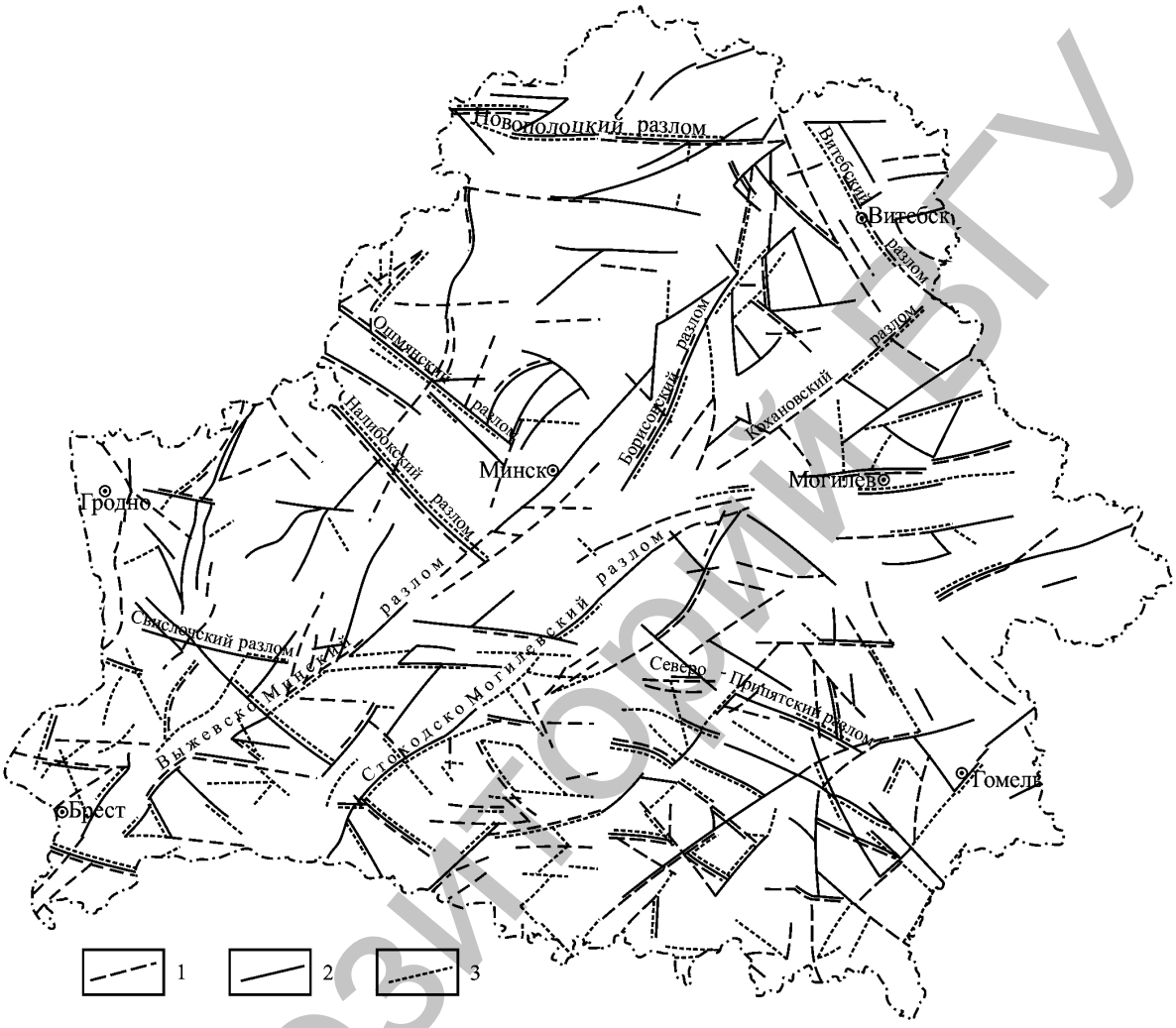


Рис. 3.1. **Схема разломов, проявлявших активность в четвертичное время: разломы активные в позднеплейстоцен-голоценовое (1), поздне-среднеплейстоценовое (2) и раннеплейстоценовое (3) время**

В отличие от протяженности преобладающая ориентировка активных разрывных структур более однозначно указывает на особенности существовавших в четвертичное время полей напряжения в земной коре. Простирание выделенных дизъюнктивных структур показано на рис. 3.2. Характерно, что на всех трех диаграммах ориентировки четко проявляют три максимума: субширотный и 2 диагональных (северо-запад – юго-восточный и северо-восток – юго-западный). Заметно выраженный в простирании выделенных в фундаменте разломов субмеридиональный максимум среди активных в четвертичное время структур практически отсутствует. Уста-

Репозиторий БГУ

новленные особенности ориентировки вполне объяснимы, исходя из общей геодинамической ситуации, сложившейся в западной части Восточно-Европейской платформы в четвертичное время.

В соответствии с данными Ю.Г. Гатинского и др. (2008), на территорию нашего региона передаются напряжения со стороны Паннонского и Восточно-Альпийского блоков литосферы Западной Евразии, испытывающих горизонтальные смещения в близком к северо-восточному направлению, Родопо-Синопского и Западно-Кавказского блоков, вектор горизонтальных смещений которых направлен субмеридионально. Кроме того, учитывая материалы А.К. Карабанова и др. (2009), можно утверждать, что на ход геодинамических процессов в четвертичное время повлияли и начавшиеся в конце новейшей стадии процессы формирования грабенов на территории Балтийского щита, напряжения от которых на территорию региона передавались примерно в юго-восточном и субмеридиональном направлениях. Помимо этих факторов на активацию разломов и их ориентировку оказали влияние неоднократные вторжения мощных ледниковых покровов.

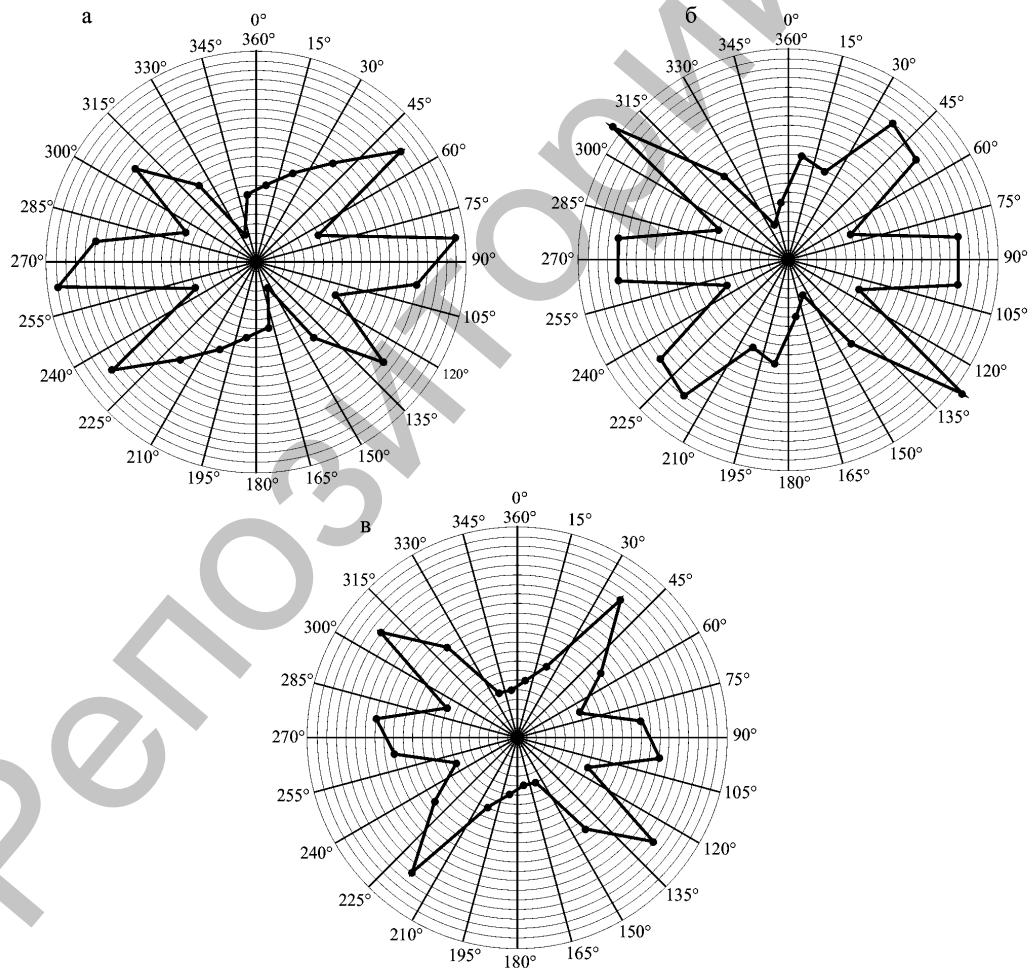


Рис. 3.2. **Розы-диаграммы ориентировки разломов, в зонах которых протекали активные геодинамические процессы, в позднеплейстоцен-голоценовое (а), средне-позднеплейстоценовое (б) и раннеплейстоценовое (в) время. Каждая окружность соответствует одному разлому**

Репозиторий ВГУ

Ледниковыми нагрузками, динамическим воздействием ледников на ложе и процессами грабенообразования можно объяснить и некоторую перестройку в разные этапы четвертичного периода ориентировки активных разломов северо-восток – юго-западного и субширотного простирания. Так, среди упомянутых диагональных нарушений в раннем плейстоцене большинство тяготело к интервалу 30°–45° – 210°–225°. К этому угловому диапазону приурочено 14% всех выявленных активных линейных структур. В средне-позднеплейстоценовое время этот максимум ориентировки сохранялся при некотором уменьшении количества форм (до 12%) и появлении еще одного максимума в интервале 45°–60° – 225°–240° (11% всех нарушений). И наконец, в позднеплейстоцен-голоценовое время среди рассматриваемых нарушений большинство (до 14% всех активных разломов) стало тяготеть к интервалу 45°–60° – 225°–240°.

Преобладающая ориентировка разломов субширотного простирания и общее количество таких форм изменялись следующим образом: ранний плейстоцен – 90°–105° – 270°–285° (12%) и 75°–90° – 255°–270° (10%); средний и поздний плейстоцен – 90°–105° – 270°–285° (12%) и 75°–90° – 255°–270° (12%); поздний плейстоцен – голоцен – 75°–90° – 255°–270° (15%) и 90°–105° – 270°–285° (12%).

В отличие от рассмотренных нарушений в ориентировке активных разломов северо-запад – юго-восточного простирания на протяжении всего четвертичного периода был четко выражен один и тот же максимум – 120°–135° – 300°–315°, на который приходилось 12–15% всех выявленных линейных структур.

Из приведенных данных обращает на себя внимание тот факт, что, начиная со среднеплейстоценового времени, среди активных разломов возросло количество форм, ориентированных в субширотном направлении. Это вполне объяснимо, так как, во-первых, нарушения подобного простирания достаточно широко представлены в фундаменте, образуя, по Р.Г. Гарецкому и др. (2005), три крупные субширотные зоны (Полоцко-Курземскую, Центральную и Припятско-Брестскую), а во-вторых, на территории Беларуси близкие к субширотным выступали границы продвигавшихся ледниковых покровов, что должно было сопровождаться соответствующим смещением зон изостатических поднятий и прогибаний, которые явились одной из причин активизации разломов.

Об определенной перестройке ориентировки описываемых структур свидетельствуют и данные по их количеству в разные этапы четвертичного периода. Например, нарушения, активные только в доледниковое время, составляют 18% от общего числа выявленных разломов, в ледниковый и послеледниковый этапы – соответственно 28% и 25%. На разрывные нарушения, проявлявшие активность в течение всего четвертичного периода, приходится всего 5%, в доледниковое и ледниковое время также 5%, в доледниковое и послеледниковое – 9%, в ледниковое и послеледниковое –

Репозиторий ВГУ

10%. Из этого следует, что ориентировка активных дизъюнктивных нарушений в наименьшей степени совпадала в доледниковое и ледниковое время, а особенности простирания структур, активных в послеледниковое время, указывают на частичное восстановление системы напряжений доледникового этапа и унаследованное развитие ряда разрывных структур ледникового времени.

По результатам проведенного дешифрирования и специально выполненным аудиомагнитотеллурическим зондированиям и съемкам методом сверхдлинноволнового радиокомпарирования и пеленгации (Астапенко и др., 1999, 2000) к активным на современном этапе разрывным структурам отнесены наиболее протяженные космо- и тополинеаменты. Космолинеаменты подобного типа преимущественно имеют длину 80–150 км, но иногда достигают 200–220 км. В простирании этих структур четко выделяются субмеридиональные формы, на долю которых приходится около 40%. Линеаменты субширотной и диагональной (северо-запад – юго-восточной и северо-восток – юго-западной) ориентировки встречаются примерно в равных количествах (по 20%). При этом следует отметить, что распределение космолинеаментов по территории региона в основном равномерное при некотором увеличении субширотных форм в юго-восточной части страны (рис. 3.3).

Количество выделенных тополинеаментов значительно уступает числу форм, которые дешифрируются по материалам снимков из космоса, что скорее всего объясняется различной длительностью этапов их формирования и перестройкой структурного плана в новейшее время. Космолинеаменты отражают особенности геодинамических напряжений неотектонического этапа, а тополинеаменты – послеледникового. С этим связаны и различия в протяженности и ориентировке выделенных линейных образований. Среди тополинеаментов преобладают формы длиной 70–130 км (до 150 км) и северо-запад – юго-восточной ориентировки (около 50% от всего числа структур). Больше всего тополинеаментов наблюдается в юго-восточной части страны.

Кольцевые структуры. Всего на территории региона выделено около 120 концентрических форм различного ранга (Матвеев и др., 1993; Гарецкий и др., 2013). Для того, чтобы отметить те из них, в пределах которых геодинамические процессы заметно проявлялись на современном этапе, анализировались особенности строения рельефа и покровных отложений. Подобный анализ показал, что наиболее крупные кольцевые образования (структуры надпорядковая и I порядка, по терминологии А.В. Матвеева и др., 1993) практически не выражены в верхней части платформенного чехла. Структуры же III и IV порядков нередко сказываются на размещении гидросети, оврагообразовании, распространении эоловых форм рельефа, грядово-холмистых образований, болотных массивов, озер, пологих под-

Репозиторий ВГУ

нятий среди моренных и зандровых равнин, фрагментов абразионных поверхностей. Эти особенности указывают на активизацию кольцевых структур в позднеплейстоцен-голоценовое время. Схема размещения таких структур показана на рис. 3.4.

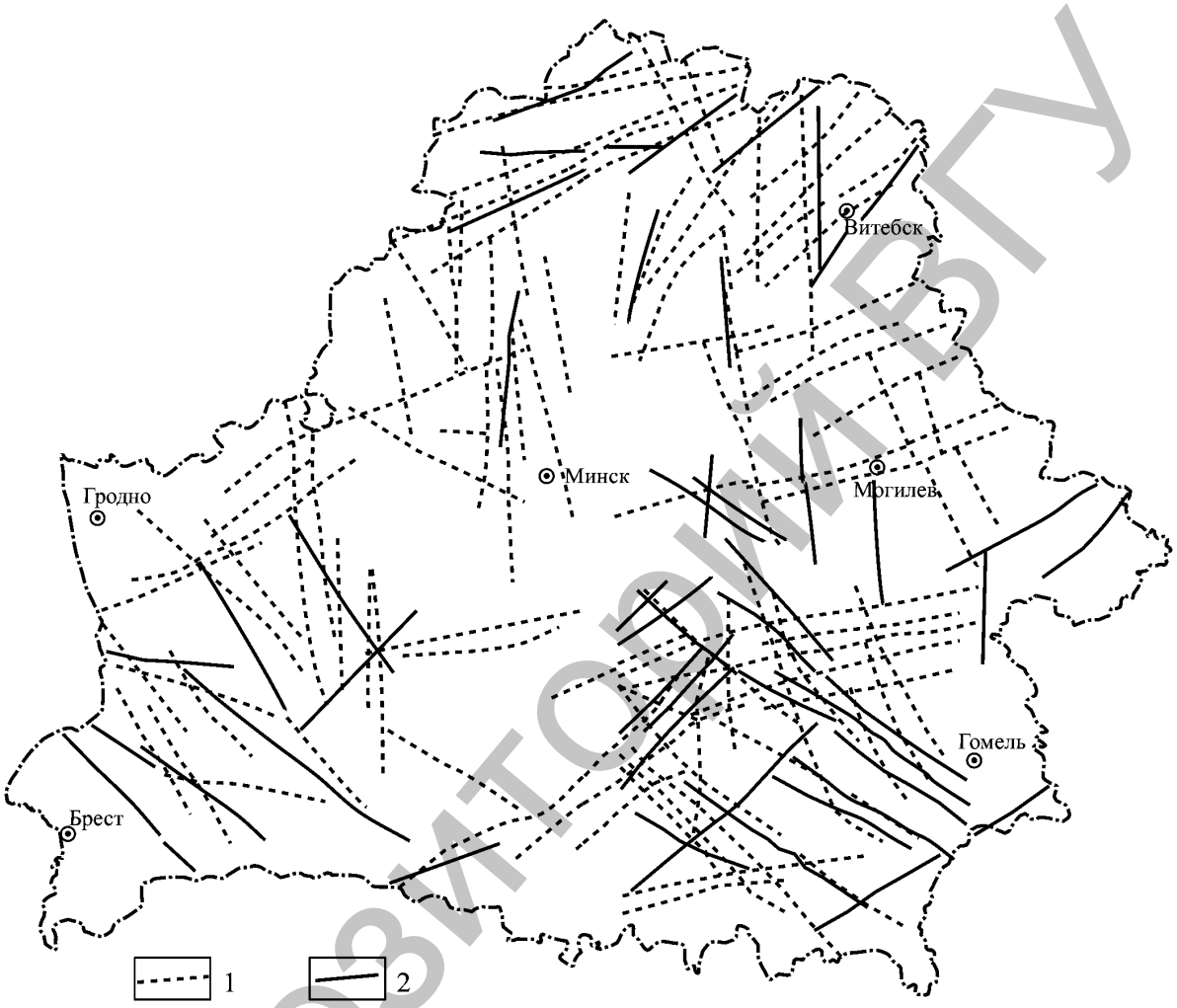


Рис. 3.3. **Схема наиболее протяженных космолинеаментов (1) и тополинеаментов (2)**

Всего выделено 8 активных на современном этапе кольцевых структур II порядка и 20 структур III и IV порядков. Наибольшее количество активных форм второго порядка (5) приурочено к юго-восточной части страны (Припятскому прогибу, Бобруйскому погребенному выступу, Жлобинской седловине). Еще две подобные структуры размещаются на западе региона (Центрально-Белорусском массиве) и одна на северо-востоке Беларуси (северной части Оршанской впадины). Активные кольцевые структуры III и IV порядков в основном размещены в северной и западной частях страны (на площади Латвийской седловины,

Репозиторий ВГУ

Белорусской антеклизы и северной части Брестской впадины и Полесской седловины).

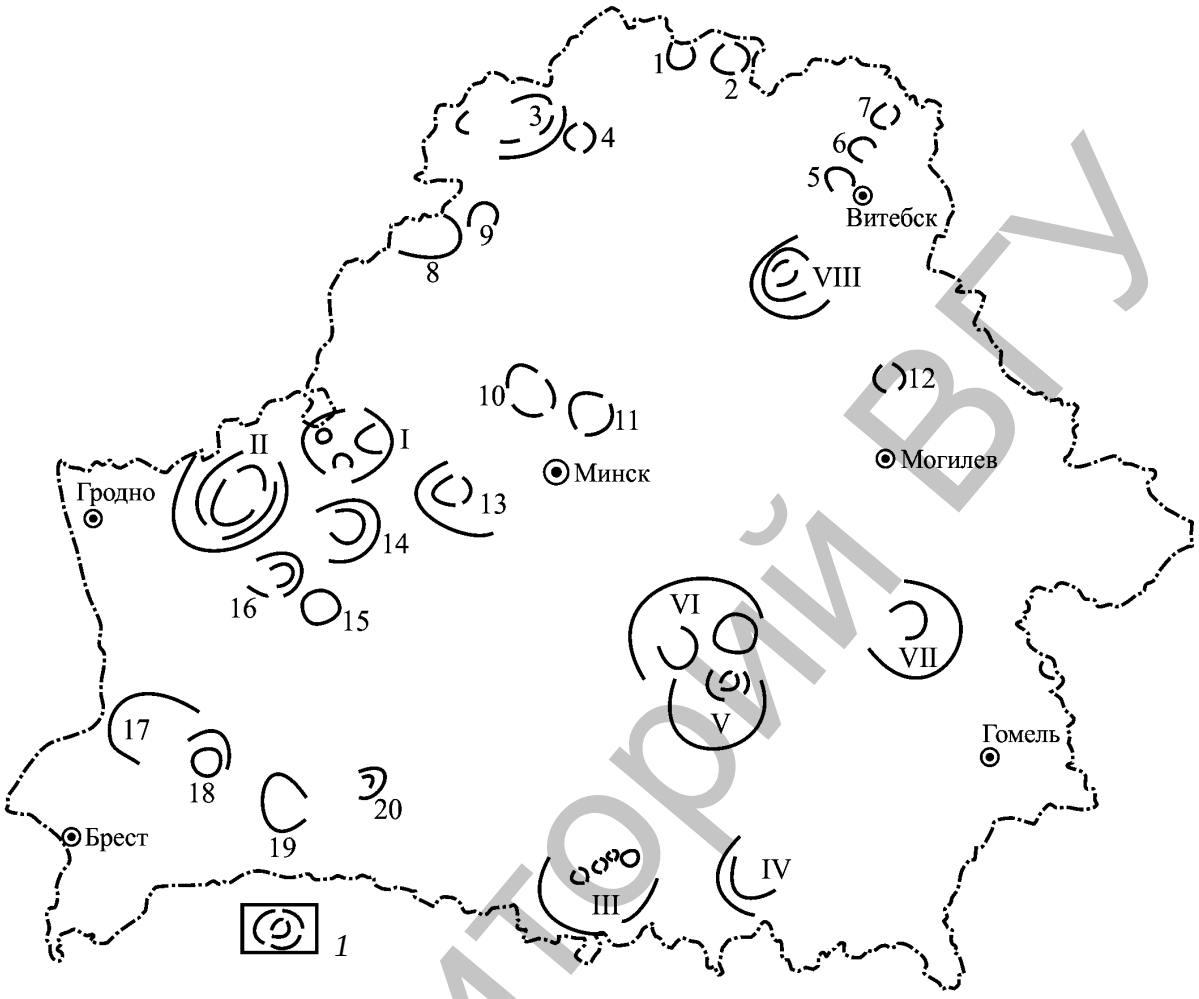


Рис. 3.4. **Схема кольцевых структур, активных на современном позднеплейстоцен-голоценовом этапе.**

1 – контуры кольцевых структур. Структуры второго порядка: I – Юратишкинская, II – Василишкинская, III – Милашевичская, IV – Ельская, V – Октябрьская, VI – Глушская, VII – Шиловичская; VIII – Сенненская. Структуры третьего и четвертого порядков: 1 – Россонская, 2 – Хотьковская, 3 – Миорская, 4 – Турчинская, 5 – Кокорская, 6 – Вымнейская, 7 – Дубровская, 8 – Нарковичская, 9 – Воропаевская, 10 – Кремнинская, 11 – Логойская, 12 – Забродская, 13 – Ивенецкая, 14 – Соколовская, 15 – Лотвичская, 16 – Дятловская, 17 – Пружанская, 18 – Детковичская, 19 – Бездежская, 20 – Борковская

Вертикальные и горизонтальные движения земной коры. Вопросы оценки особенностей проявления вертикальных движений земной коры на территории Беларуси рассмотрены в публикациях (Гарецкий и др., 2013; Карабанов и др., 2009; Матвеев и др., 1998; Матвеев, Нечипоренко, 2001; Мацвееў, Нечыпарэнка, 2002 и др.). Поэтому в книге по этой проблеме приводятся только самые общие выводы.

Репозиторий ВГУ

Общий фон изменения скоростей повсеместно проявляющихся вертикальных движений земной коры варьирует от –3 мм/год до +1 мм/год (рис. 3.5). В зонах активных разломов этот показатель достигает 10–20 мм/год и более, причем направление перемещения земной поверхности может меняться от года к году и чаще (Матвеев и др., 1998). Такая неустойчивость характера движений не является чем-то необычным. Она присуща всем регионам земного шара. Разница заключается только в долговременном тренде процесса (Кукал, 1987).

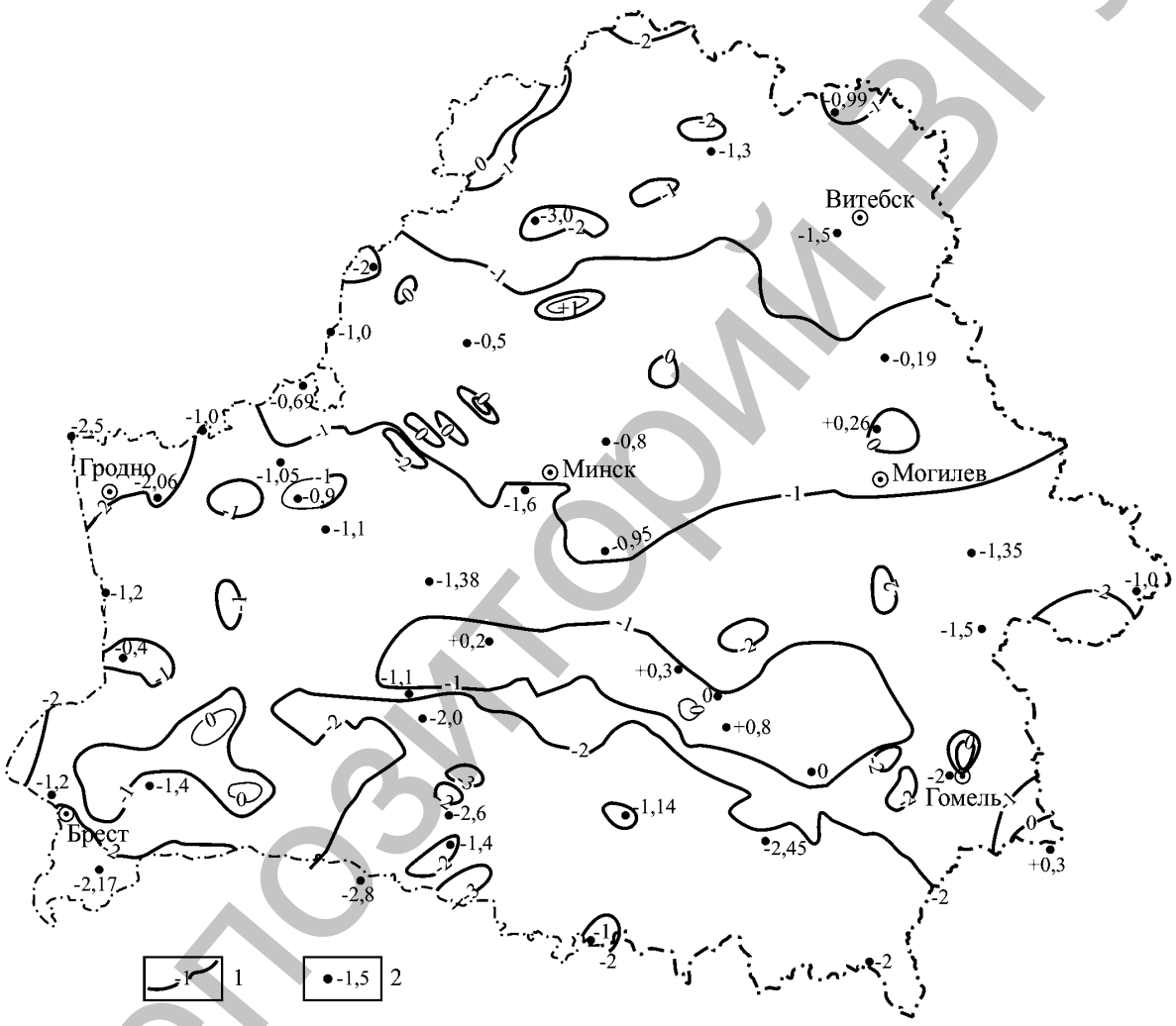


Рис. 3.5. **Схема современных вертикальных движений земной коры на территории Беларуси:** 1 – изолинии скоростей вертикальных движений (мм/год); 2 – отдельные значения скоростей вертикальных движений (мм/год)

Распределение скоростей современных вертикальных движений показывает, что территория Беларуси в настоящее время испытывает в основном опускание. Однако необходимо отметить, что на фоне общего погружения центральная часть региона относительно поднимается, так как интенсивность прогибания здесь ниже, чем на прилегающих площадях.

Репозиторий ВГУ

Характер распределения скоростей современных вертикальных движений в общем виде коррелирует с орографическим обликом земной поверхности. Наиболее пониженные и заболоченные участки (Полоцкая низина на севере страны и Полесская низменность на юге) опускаются с максимальной скоростью (до 2–3 мм/год), а значительная часть территории возвышенностей и гряд центральной Беларуси с интенсивностью 0,5–1,5 мм/год.

Данных по проявлению горизонтальных движений на территории Беларуси значительно меньше. Только в ходе выполнения исследований была построена первая схема разрывных нарушений с установленными проявлениями горизонтальных смещений земной коры (рис. 3.6). С учетом преобладающего фактического материала рассматриваемые движения в основном охватывают позднеплейстоценовое время и голоцен. Судя по составленной схеме, выделенные сдвиговые деформации преимущественно ориентированы субширотно (азимут 75°–105°), с северо-запада на юго-восток (120°–150°) и с северо-востока на юго-запад (45°–60°) (рис. 3.7). Установлен также небольшой пик простирания этих форм в субмеридиональном направлении (азимут 0°–15°). В количественном отношении на субширотные разломы приходится 34%, диагональные – соответственно 23% и 17% и субмеридиональные – 8% от всего числа рассматриваемых дислокаций.

Следует подчеркнуть, что простирание линейных структур с проявлением сдвигов несколько отличается от ориентировки всех разломов, активных в четвертичное время, хотя основные максимумы примерно совпадают. Правда, у структур с проявлением горизонтальных движений они выражены более четко: к ним приурочено около 82% нарушений против 66% у всех активных дизъюнктивов. Этот факт скорее всего объясняется тем, что в проявлении сдвигов основную роль сыграли горизонтальные напряжения, которые распространялись со стороны формирующихся грабенов в акватории Балтийского моря и площадей проявления альпийской складчатости. В меньшей степени на горизонтальные движения земной коры повлияла динамика ледниковых покровов. В то же время ледниковые нагрузки несомненно обусловили и другие формы активизации геодинамических процессов в зонах разрывных нарушений (вертикальные смещения пород, интенсификацию перемещения газовых и жидких эманаций, формирование тепловых аномалий и т.д.), что и способствовало тому, что в розах-диаграммах ориентировки этих структур основные пики оказались не такими четкими.

В простирании разломов с проявлением горизонтальных движений земной коры отмечаются определенные территориальные различия. Так, в северной Беларуси и примерно на площади Припятского прогиба отсутствует четко выраженное преобладающее направление этих структур. На остальной территории они расположены более упорядоченно. Разломы северо-восток – юго-западного направления приурочены к достаточно

Репозиторий ВГУ

широкой полосе, прослеживающейся примерно от г.п. Смиловичи (южнее Минска) на Оршу. Эта территория ограничена вытянутыми в том же направлении Кохановским и Смолевичским разломами кристаллического фундамента[3].

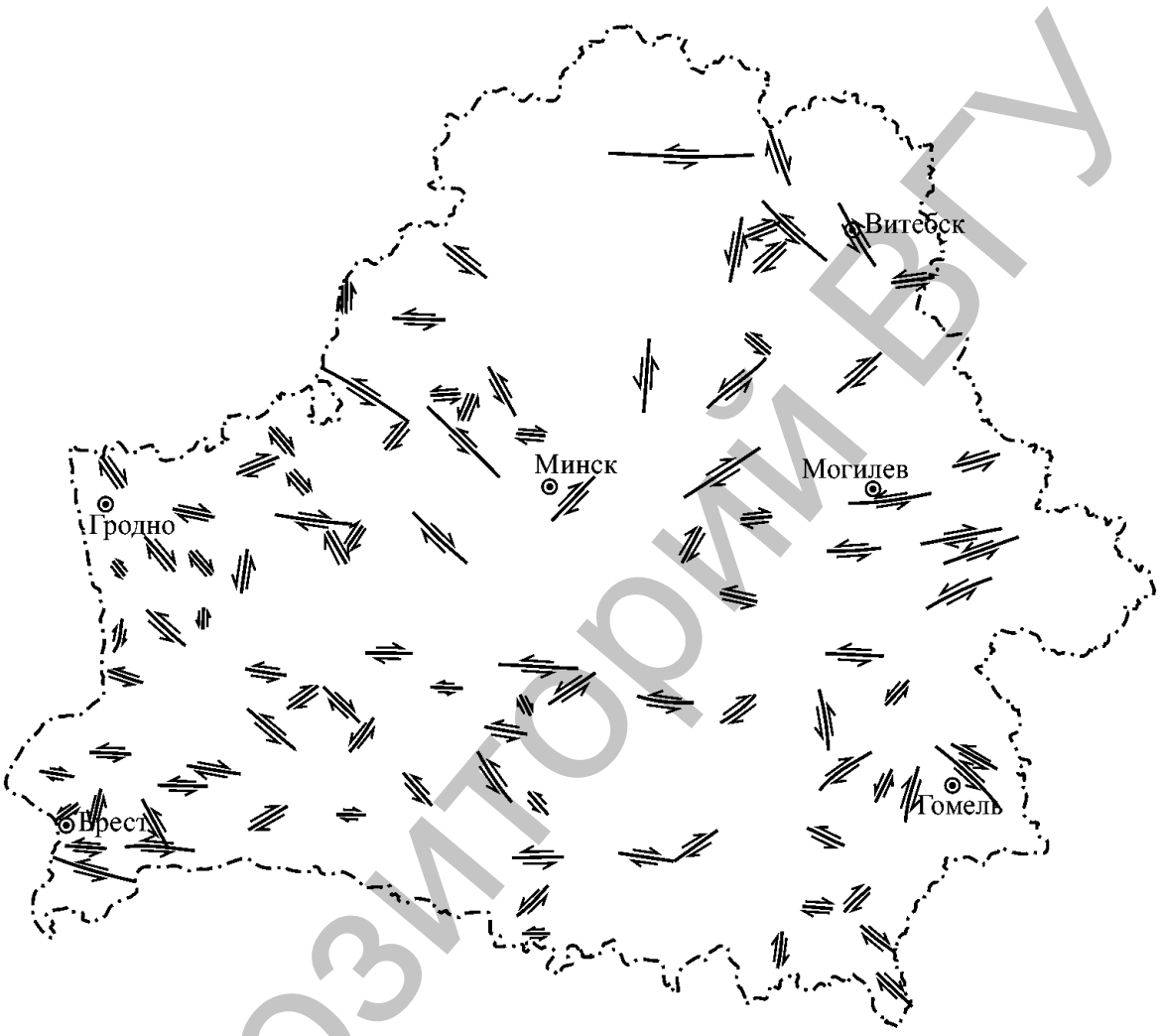


Рис. 3.6. **Схема разрывных нарушений, по которым установлены современные горизонтальные смещения земной коры**

Структуры северо-запад – юго-восточной ориентировки преобладают на значительной части Белорусской антеклизы, ограниченной Ошмянским и Берестовицким разломами. Подобное простирание имеют также горизонтальные сдвиги на крайнем юго-востоке Беларуси, восточнее Тетеревского разлома. В юго-западной Беларуси и в центральной части региона (между городами Барановичи–Кричев) в ориентировке рассматриваемых линейных дислокаций основным является субширотное направление, со-

[3] Приводимые названия разломов и их простирания даны по Н.В. Аксаментавай і інш. (2002).

Репозиторий ВГУ

ответствующее простиранию Ратновской, Каменецкой и Ляховичской зон разломов, а также Северо-Припятского разлома.

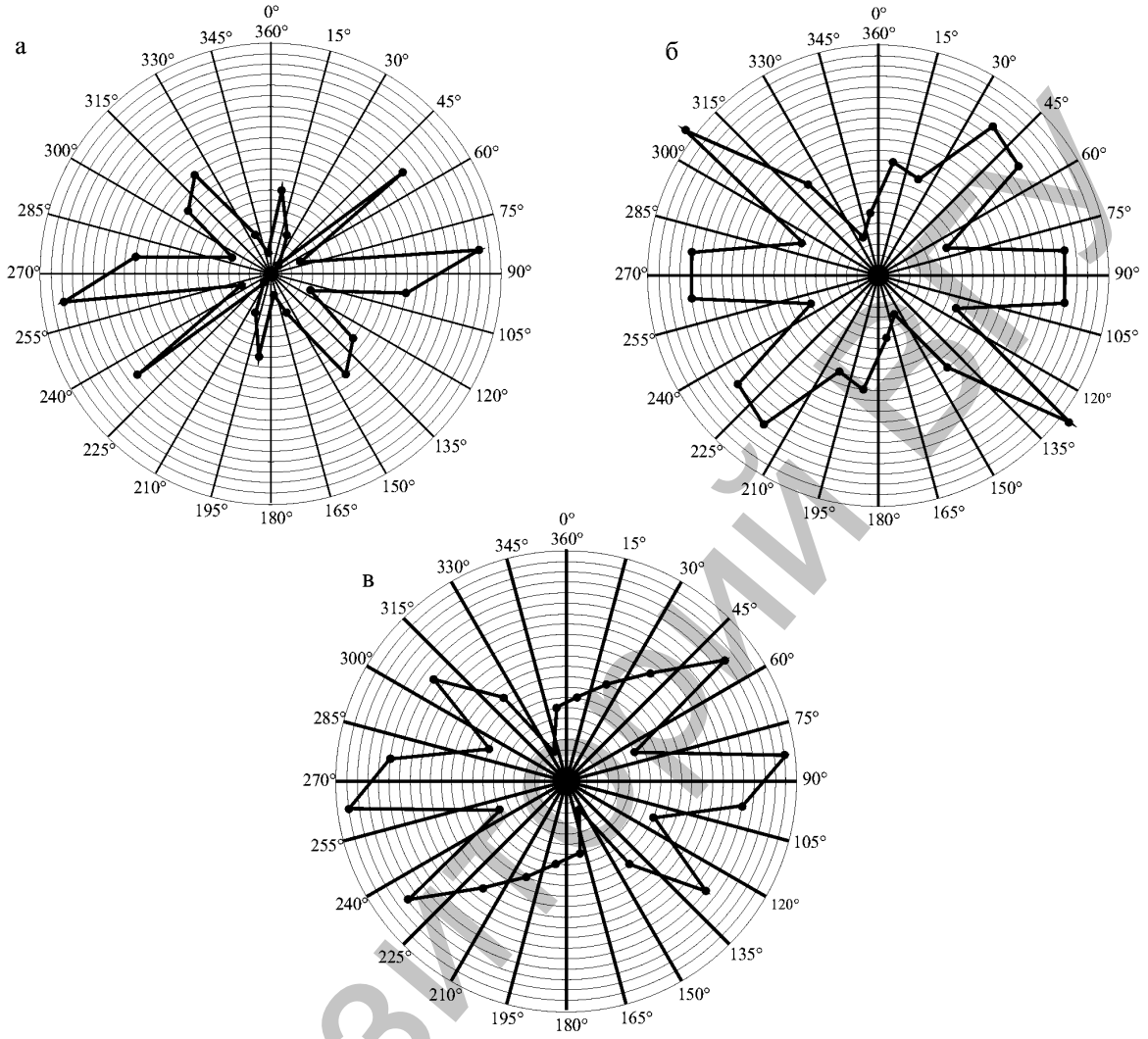


Рис. 3.7. **Розы-диаграммы ориентировки горизонтальных смещений земной коры в зонах разломов (а) и разломов, активных в средне-позднеплейстоценовое (б) и позднеплейстоцен-голоценовое (в) время**

Отмеченные территориальные различия в ориентировке разрывных нарушений отражают, с одной стороны, влияние горизонтальных напряжений со стороны зон альпийской складчатости и формирующихся грабенов в акватории Балтийского моря, а с другой – различия в геологическом строении территории Беларуси и повышенную активность геодинамических процессов в четвертичное время в пределах структур, ограниченных перечисленными выше разломами, – Оршанского и Воложинского грабенов, Центрально-Белорусского массива, Луковско-Ратновичского горста и северной зоны Припятского прогиба.

Репозиторий ГГУ

Определенный интерес для понимания особенностей геодинамики на территории Беларуси в четвертичное время имеет анализ распределений разломов, по которым происходили право- и левосторонние сдвиги. Причем в целом преобладают (58%) левосторонние сдвиги, что подтверждается и замерами на геодинамических полигонах (Матвеев и др., 2002). Подобное направление горизонтальных смещений является основным у структур субмеридиональной (60%), субширотной (66%) и северо-запад – юго-восточной (60%) ориентировки. И только по разломам северо-восток – юго-западного простирания левосторонние сдвиги составляют около 30%.

По расположению разрывных нарушений с правыми и левыми сдвигами достаточно четко выделяется определенная зональность. На севере преобладают левосторонние смещения, в центральной части – правосторонние, на юге региона – левосторонние, за исключением территории Припятского прогиба. Обращает на себя внимание тот факт, что правые сдвиги развиты преимущественно на территориях со значительным проявлением гляциодислокаций. Это касается как значительных площадей в центральной Беларуси, так и некоторых локальных участков. Например, западнее Витебска в субмеридиональном направлении проходит известный в литературе Жеринский линеамент, в зоне которого широко представлены гляциодислокации. Здесь же по разломам отмечены правые сдвиги, хотя на прилегающей территории горизонтальные смещения имеют иное направление. Аналогичная картина наблюдается в районе Бездежских дислокаций на территории Загородья и в районе Мозыря.

Приведенные сведения по распространению лево- и правосторонних сдвигов отличаются от данных, содержащихся в монографии А.К. Карабанова и др. (2009), авторы которой, опираясь на материалы (Sim et al., 1995), сделали вывод о преобладании у разломов северо-западного простирания правых сдвигов, а у северо-восточного – левых. Вероятно, причиной подобных различий могут быть некоторые особенности методик установления направлений сдвигов. В книге А.К. Карабанова и др. (2009) при этих определениях широко использовались простирания космо- и тополинеаментов, в выделении которых много субъективного, а в построениях авторов отчета также возможны определенные неточности из-за не всегда однозначного установления положения разлома на местности.

Что касается скоростей горизонтальных движений, то данных по ним немного. Выполненные измерения на геодинамических полигонах (Матвеев и др., 2002; Совр. геодинамика, 1989) дают значения этого показателя в основном в интервале 20–50 мм/год. Эти значения вполне сопоставимы с материалами по другим регионам (Кукал, 1987). Более точные определения скоростей за весь четвертичный период установить трудно, так как в большинстве случаев горизонтальные сдвиги являются унаследованными от дочетвертичного времени.

Репозиторий ВГУ

Влияние современных тектонических движений на инженерно-хозяйственную деятельность. Как правило, области с активными современными тектоническими движениями и некоторыми типами тектонических структур ухудшают условия строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Поэтому в инженерно-геологической литературе уделяется большое внимание современной и неотектонике. Существует много примеров ухудшения инженерно-геологических условий строительства и эксплуатации различных объектов при наличии разрывных структур и проявлении тектонических движений. Так, например, анализ аварийных ситуаций на магистральных нефтепроводах Беларуси за период с 1964 по 2001 год показал (Коровкин и др., 2008), что из 86 произошедших аварий 10 было зарегистрировано на участке расположения краевого регионального Полоцкого разлома, 3 аварийные ситуации возникли на весьма протяженном участке трубопровода в пределах Витебской и Могилевской мульд, 7 аварий произошло на участке зоны сочленения Воронежской антеклизы и Припятского прогиба, 66 аварийных ситуаций возникло на юге страны, преимущественно в пределах Припятского прогиба (44 из 66) в местах размещения тектонических разломов и границ тектонических блоков.

В 2006 году в районе Полоцкой ГЭС на Западной Двине выполнялись предпроектные геодинамические наблюдения, в ходе которых было установлено, что плотина гидроэлектростанции находится в зоне влияния двух глубинных разломов – Полоцкого и Чашникского. По результатам исследований была составлена детальная схема расположения тектонических разломов на площадке проектируемой ГЭС (рис. 3.8). Анализ схемы позволил установить следующее: 1) в месте расположения плотины гидроузла в кристаллическом фундаменте присутствуют фрагменты региональных разломов, послуживших причиной появления излучины реки; 2) существует сейсмотектоническая опасность на площадке строительства от возникновения местных небольших сейсмических толчков, которые могут быть вызваны землетрясениями в регионах за пределами страны. Дальнейшие исследования, проведенные в 2006–2010 гг. Г.И. Каратаевым и О.В. Мясниковым, не только подтвердили опасения о непростой сейсмотектонической обстановке на участке строительства ГЭС, но и усилили их. Оказалось, что установленные на предпроектном этапе фрагменты региональных разломов в кристаллическом фундаменте проявили себя как активно развивающиеся разломные зоны, которые в совокупности с флексурно-разломными зонами активизации (рис. 3.8) способны привести к резкой дестабилизации геодинамической обстановки на этом участке (Шароглазова, 2012). В то же время обстоятельное изучение современных тектонических движений на территории Беларуси позволило обосновать выбор площадки размещения первой в республике атомной электростанции – Островецкой АЭС (рис. 3.9). Как было установлено, в районе площадки строительства АЭС возможная

Репозиторий ВГУ

активность разрывных нарушений относительно слабая, а усредненная скорость современных движений земной коры при общей тенденции к опусканию не превышает 0,1 мм/год (Обоснование .., 2010).

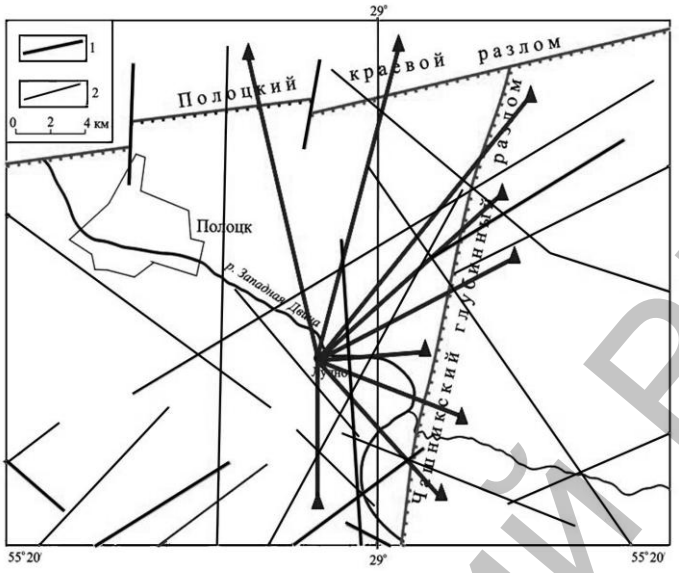


Рис. 3.8. **Схема разломов литосферы Беларуси в районе Полоцкой ГЭС** (по Г.А. Шароглазовой, 2012).

1 – флексурно-разломные зоны активизации; 2 – разломы кристаллического фундамента. Линиями с треугольниками показаны стороны геодезической сети Полоцкого геодинамического полигона, запроектированного в виде обсерватории с центром в районе плотины ГЭС (Лучно)

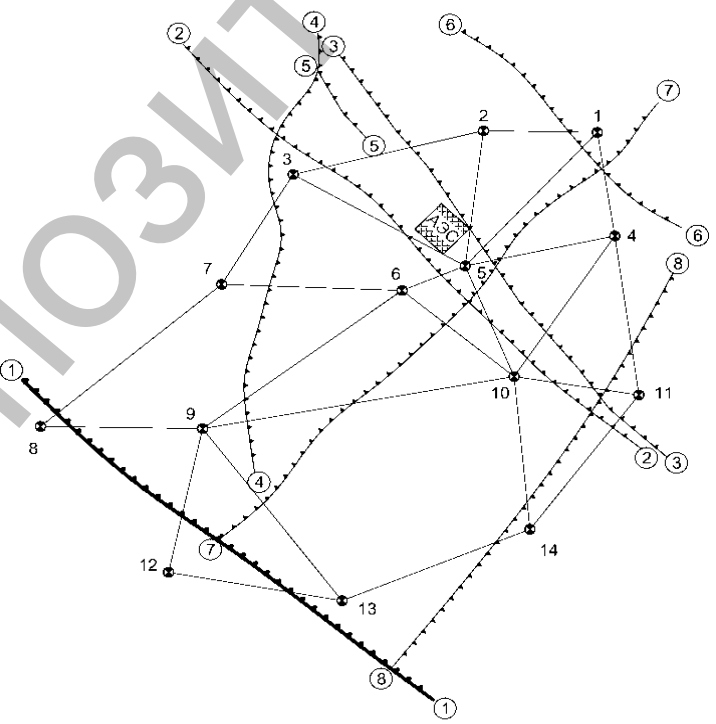


Рис. 3.9. **Схема контролирующих разломы геодезических построений в районе Островецкой АЭС** (по Г.А. Шароглазовой, 2012): 1–1 – Ошмянский разлом; 4–4 – Гудогайский разлом; 1, 2, 3 и т.д. – пункты GPS–Глонасс сети

Репозиторий ВГУ

Движения земной поверхности техногенной природы и их проявления на территории Беларуси. С помощью повторных нивелировок обнаруживают не только тектонические движения, но и накладывающиеся на них перемещения земной поверхности, вызванные техногенной деятельностью человека. Медленные техногенные движения возникают в результате сдвижения земной поверхности в районах проходки горных выработок, проседаний поверхности при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, добычи подземных вод, создания крупных водохранилищ и др. Стационарные наблюдения показали, что амплитуды техногенных движений могут достигать больших значений. Выявлено, что интенсивное использование подземных вод в районах многих городов мира приводит к образованию глубоких депрессионных воронок диаметром в десятки километров и глубиной в десятки, иногда сотни метров. Обнаруживается полная корреляция между интенсивностью опускания земной поверхности и объемом откачанной жидкости. При этом изменяются гидродинамический, гидрогеохимический и температурный режимы водоносных горизонтов, происходит уплотнение горных пород в процессе обезвоживания (вторичная консолидация осушенных пород). Максимальные деформации сжатия, как отмечали В.А. Мироненко и В.М. Шестаков (1974), происходят в узкой зоне, прилежащей к водоносному горизонту. Механизм состоит в увеличении эффективных напряжений в скелете пород и уменьшении их пористости, а величина оседания соответствует разности между сжатием скелета и упругим расширением минеральных зерен при снижении гидростатического давления и неизменности геостатического.

Классическим примером подобных деформаций земной поверхности является г. Мехико. Здесь вследствие интенсивного водоотбора произошло значительное опускание поверхности земли, причем на отдельных участках оно составило более 7 м со скоростью от 24 до 50 см/год. Непрерывное опускание установлено на территории г. Токио, в среднем со скоростью 15 см/год и более. Интенсивный отбор воды привел к существенному снижению пластового давления в водонапорной системе Токийского артезианского бассейна, проявлению процессов вторичной консолидации и депрессионному уплотнению породы. Как следствие, произошли деформации поверхности земли и инженерных сооружений. Было установлено, что скорость оседания почти пропорционально соответствовала скорости снижения пьезометрических напоров подземных вод. Аналогичные деформации происходили и в городе Осака, где за 35 лет эксплуатации подземных вод общая деформация поверхности земли составила более 2,5 м (Николаев, 1988). Подобные явления можно наблюдать и в городах Беларуси. Ярким примером является водозабор «Новинки» в Минске, где длительная полувековая эксплуатация подземных вод

Репозиторий ВГУ

привела к оседанию земной поверхности более чем на 0,5–0,6 м (Фадеева, Бучурин, 1982).

Обычно влияние эксплуатационного водоотбора из системы буровых скважин распространяется на значительные расстояния (более 100 км), а площадь депрессионной воронки может достигать 15–20 тыс. км^2 и более (Николаев, 1988). Деформация земной поверхности происходит главным образом в центре депрессионной воронки. При этом в зоне влияния водозабора активно развиваются процессы депрессионного уплотнения рыхлых пород над продуктивной толщей. Н.И. Плотников и С. Краевский (1983) указывали на случаи, когда интенсивность этих процессов приобретала форму стихийного бедствия. Опускания происходят не только в результате откачки подземных вод, но и под влиянием статических и динамических нагрузок. Установлено, например, что в Москве и Санкт-Петербурге осадка сооружений до 2,2 мм/год и более возобновилась в зоне улиц, где возросла интенсивность движения транспорта, создавшего дополнительные динамические нагрузки (Котлов, 1978; Снобкова, 1972). Можно констатировать, что в результате антропогенных факторов происходит интенсивное понижение поверхности Земли вследствие проявления эндолитогенных процессов. Наиболее интенсивно этот процесс протекает в районах, сложенных сравнительно молодыми неуплотненными рыхлыми породами (Николаев, 1988).

В некоторых случаях предполагают, что проседания территории городов объясняются не только понижением уровня подземных вод и уплотнением рыхлых пород, но и влиянием дополнительных поверхностных нагрузок, что приводит к прогибаниям толщи земной коры. Такая точка зрения была высказана С.И. Гольцем (1973) в отношении территории Москвы.

Широко известны деформации земной поверхности вследствие разработки полезных ископаемых шахтным способом. Описаны случаи, когда разработка угольного пласта мощностью немногим более 1 м на глубине 1000 м вызвала оседание поверхности на 40 см. Территория г. Цвиккау (Саксония, ФРГ), расположенного над горными выработками, за восемь лет опустилась на 8 м. При этом была выявлена и горизонтальная составляющая перемещения. Оседание земной поверхности над разработкой трех пластов угля, залегающих на глубинах до 500 м в Львовско-Волынском угольном бассейне, в 1966 г. достигло 170 мм (Николаев, 1988). И.Д. Гофштейн, И.В. Гармонов и др. для многих угольных бассейнов отмечали, что величина прогибания составляет первые метры при глубине разработок до 1000 м, при диаметре депрессий поверхности над некоторыми бассейнами в сотни километров.

Техногенные движения земной поверхности были выявлены и в Беларуси на площадях подземной (шахтной) разработки калийных солей Старобинского месторождения, эксплуатируемого четырьмя рудниками

Репозиторий ВГУ

(Солигорский район). Эти движения привели к формированию так называемых мульд проседания или провальных воронок. Самые заметные из этих воронок установлены у Солигорска (рис. 3.10). Здесь ширина мульд достигает 100–300 м при глубине 1–3 м и более. Крутизна склонов приближается к 3–4º. На наиболее углубленных участках развиваются процессы заболачивания (Матвеев, 1990).

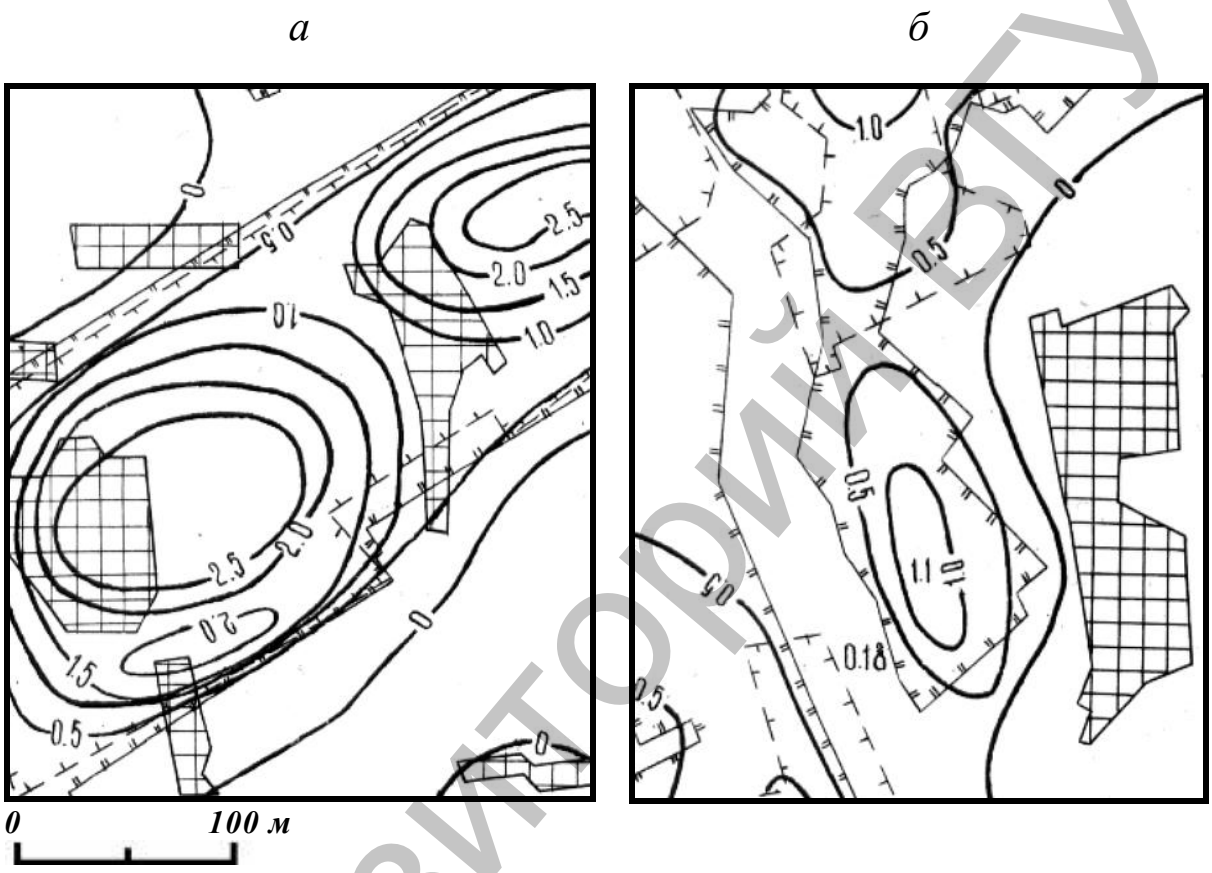


Рис. 3.10. **Фрагменты карт оседания земной поверхности на территории Солигорского промышленного района** (по И.А. Тяшкевичу, А.Р. Понтусу, 2008). Техногенные мульды проседания: *а* – Жабинская и Пивашинская; *б* – Брянчицкая

Усиленная эксплуатация нефтегазовых месторождений также приводит к интенсивным опусканиям земной поверхности. Так, согласно Д.А. Лилиенбергу и И.Н. Мещерскому (1968), за 50 лет освоения Апшеронского полуострова участки отдельных нефтеносных площадей опустились на 2,5 м, а в США (Николаев, 1988) оседание земной поверхности в районе нефтяных месторождений Калифорнии за 38-летний эксплуатационный период достигало 9,5 м. Случаи понижения земной поверхности в результате усиленной добычи нефти, газа вместе с подземными водами известны и в Беларуси (Припятский прогиб). По данным повторных нивелировок (Стихарев, 1984) на нефтяных месторождениях страны скорость опускания дневной поверхности может

Репозиторий ВГУ

достигать 10 мм/год, при этом амплитуды оседания составляют не более 1 м.

В заключение отметим, что в выявленных очагах действия техногенных движений последние накладываются на тектонические. Недоучет техногенных движений может привести к ошибочным выводам об амплитудах, скоростях и направленности современных собственно тектонических движений. Необходимо принимать во внимание действующие и потенциальные очаги, участки и районы техногенных движений.

3.2. СЕЙСМИЧНОСТЬ И ЕЕ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ

Общие положения. Сейсмичность – это наиболее яркое проявление современной геодинамики. Она представляет собой характерную особенность активизированных областей земной коры или областей сейсмической напряженности. С физической точки зрения эти области можно назвать областями быстрого перехода некоторого объема геологической среды из одного квазиустойчивого состояния в другое. Такой переход, согласно В.А. Магницкому (1965), сопровождается трансформацией определенной потенциальной энергии упруго деформируемой среды в кинетическую и тепловую, в результате чего возникают разнонаправленные быстрые разрывные смещения, которые формируют очаг землетрясения. Освобождение накопленной упругой энергии происходит в результате деформации, высвобождаемой при движении по разрыву. Энергия при землетрясении перераспределяется в некотором окружающем разрыв объеме горных пород. Однако границы этого объема неопределимы и зависят от строения и напряженно-деформируемого состояния земной коры. При очень сильных землетрясениях вызвавшие их разрывы иногда достигают поверхности Земли. Длина разрывов для самых сильных землетрясений достигает нескольких сотен километров. Область, где возникает процесс разрушения, называют очагом, гипоцентром или гипоцентральной областью землетрясения, а его проекцию на земную поверхность – эпицентром или эпицентральной областью (Инженерная .., 2013). Если очагом является протяженный сброс вдоль вертикальной плоскости, то эпицентром будет длинная полоса; при наклонной плоскости сброса эпицентральная область будет представлена широкой полосой.

Сейсмографами ежегодно регистрируется около миллиона землетрясений, причем одно из них может быть катастрофическим, а около ста – разрушительной силы. Большинство землетрясений происходит на глубине до 70 км. Их называют поверхностными. Землетрясения, которые происходят на глубине от 70 до 300 км, называются промежуточными, а глубже 300 км – глубокими. Свыше 75% выделенной энергии принадлежит по-

Репозиторий ВГУ

верхностным землетрясениям и только 3% – глубоким. Различают слабые и сильные землетрясения. Первые возникают повсеместно, но их общая энергия незначительна. Ко вторым относят землетрясения с магнитудой более 5,5. Преобладающее число очагов землетрясений сосредоточено в верхней части земной коры на глубинах до 15–20 км. Самыми глубокими (до 650 км) очагами характеризуется Курило-Камчатская зона субдукции. Землетрясения с промежуточной глубиной залегания очагов действуют в Восточных Карпатах (Румыния, зона Вранча, глубина до 150 км), в Центральной Азии (Афганистан, зона Гиндукуша, глубина до 300 км), а также под Большим Кавказом и в центральной части Каспийского моря (до 100 км и глубже). Каждому региону свойственны определенная периодичность возникновения землетрясений и миграция сейсмической активизации вдоль зон разломов (Уломов, 2007). Размеры каждого из очагов обусловливают величину магнитуды (*M*) землетрясений – *меру общего количества энергии, выделяемой при сейсмическом толчке в форме упругих волн в очаге или гипоцентре землетрясения и вычисляемой на основании измерений сейсмических колебаний на сейсмических станциях*. Помимо магнитуды рассчитывают также общую энергию *E* распространенных очагом упругих (сейсмических) волн. Интенсивность сейсмических колебаний *I* на поверхности определяется шкалой интенсивности. В Беларуси, как и в Российской Федерации, применяется 12-балльная шкала. Для перевода оценок из баллов в амплитуды движения грунта используется шкала сейсмической интенсивности (СНиП II–7–81*, 1996). С середины прошлого века в стране применяется международная шкала MSK–64.

Распределение землетрясений по энергии, по географическим зонам, а также их связь со строением этих зон, т.е. совокупность этих характеристик, объединяются понятием сейсмичность. При проектировании зданий и сооружений для строительства в сейсмических районах должны быть учтены интенсивность сейсмического воздействия в баллах (сейсмичность) и повторяемость сейсмического воздействия (СНиП II–7–81*, 1996). Интенсивность и повторяемость принимают по карте общего сейсмического районирования Северной Евразии ОСР–97–D масштаба 1:10000000, где представлена и территория Беларуси.

Землетрясение как сейсмическое явление, причины его возникновения. Землетрясение – это сейсмическое явление, выраженное резкими и внезапными толчками и колебаниями земной коры и литосферы в целом, сопровождаемыми образованием трещин, волновых изгибов, опусканиями и поднятиями отдельных ее участков, образованием сбросов, сдвигов и других необратимых явлений (Ломтадзе, 1999). Оно занимает одно из первых мест среди природных катастроф по количеству жертв, материальному ущербу и разрушительным последствиям.

Выяснение причин землетрясений и объяснение их механизма – одна из важнейших задач сейсмологии. Многие из сейсмологов, говоря

Репозиторий ВГУ

о механизме землетрясений, придерживаются теории упругого высвобождения или упругой отдачи. Они связывают возникновение землетрясений с внезапным высвобождением энергии упругой деформации. В результате длительных движений в районе разлома и накопления в связи с этим напряжений, достигающих предельных для прочности пород величины, происходит разрыв или срез этих пород с внезапным быстрым смещением – упругой отдачей, вследствие чего и возникают сейсмические волны. Таким образом, очень медленные и длительные тектонические движения при землетрясении переходят в сейсмические движения, отличающиеся большой скоростью, что происходит в результате быстрой «разрядки» накопленной упругой энергии. Эта разрядка происходит всего за 10–15 секунд (редко за 40–60 секунд).

При зарождении землетрясения разрушаются породы на ограниченном участке, расположенном на определенной глубине от поверхности Земли. В связи с возникшим ослаблением происходит развитие дислокации на очаг или гипоцентральную часть области землетрясения. Разрушение произойдет там, где порода наименее прочна, а это может быть в разломах между блоками. В силу определенных глубинных процессов отдельные участки коры поднимаются или опускаются. При медленном смещении в земной коре происходят пластические деформации. При более быстрых движениях и при большем их градиенте напряжения, возникающие в коре, не успевая рассасываться, достигают величин, при которых в данных условиях происходит нарушение сплошности – либо по готовому, отчасти уже залечившемуся разрыву, либо с образованием нового. С увеличением глубины возрастают всесторонние сжимающие напряжения, и поэтому возникают большие силы трения, препятствующие быстрому разрушению. Возможно по этой причине глубокофокусные землетрясения отличаются большой энергией и продолжительностью.

Различают две группы сейсмических волн – объемные и поверхностные. Слагающие Землю горные породы упруги и поэтому могут деформироваться и испытывать колебания при резком приложении давления (нагрузок). Внутри объема горных пород распространяются объемные волны. Они делятся на два типа: продольные (P) и поперечные (S). Продольные волны в теле Земли, как и звуковые в воздухе, попеременно сжимают и растягивают вещество горных пород в направлении своего движения. Волны другого типа колеблют среду, через которую они проходят, поперек пути своего движения. Собственно они-то, выходя на поверхность, раскачивают из стороны в сторону и вверх-вниз все на земле находящиеся объекты, приводя к наибольшим их разрушениям. В связи с тем, что поверхность твердой Земли является границей с гораздо менее плотной воздушной средой, эту поверхность называют свободной. На ней объемные сейсмические волны могут свободнее «разгуляться», что

Репозиторий ВГУ

обычно и происходит. Этому способствуют и свойства приповерхностных грунтов.

Очень важны свойства разных групп и типов сейсмических волн, особенно скорость их прохождения через горные породы. Обычно она измеряется несколькими километрами в секунду и, следовательно, на разных расстояниях от очага (гипоцентра и эпицентра) приход волн ощущается и регистрируется неодновременно. На этом свойстве основано определение координат эпицентра по записям прихода волн на удаленные сейсмические станции. Не менее важны различия в скоростях отдельных групп и типов волн. Так, поверхностные волны распространяются медленнее объемных и, соответственно, приходят в пункты наблюдения позднее. В группе объемных поперечные волны распространяются в среднем в 1,75 раза медленнее продольных. Отсюда понятно, почему оказавшиеся в эпицентральной области сильного землетрясения инженерные сооружения часто попадают во власть волн: их толкает, качает, трясет в разных направлениях с разными ускорениями.

Основные показатели проявления сейсмичности в очаге и на поверхности, сейсмические шкалы. Как отмечалось выше, силу землетрясения в очаге характеризуют магнитуда и энергия. В то же время разрушительные эффекты землетрясения проявляются главным образом на поверхности Земли. Интенсивность сейсмических колебаний на поверхности определяется шкалой интенсивности. Она является необходимым инструментом для оценки сейсмической опасности.

Существует большое количество сейсмических шкал интенсивности, как с количественной, так и с описательной частями, в которых интенсивность колебания в конкретном месте оценивается по степени повреждений зданий, масштабу и формам проявления остаточных деформаций в грунте и другим показателям внешнего эффекта землетрясений. В мире используется несколько шкал интенсивности: в США − модифицированная шкала Меркалли (MM), в Европе − европейская макросейсмическая шкала (EMS), в Японии − шкала Японского метеорологического агентства (Shindo). В Беларуси, как и в России, применяется 12-балльная шкала интенсивности землетрясений MSK–64, составленная С.В. Медведевым, В. Шпонхойером и В. Карником. Оценка интенсивности в сейсмических шкалах разных стран различна. Так как номер балла коррелируется со скоростью движения грунта, либо с его ускорением или смещением, то интенсивность землетрясений оценивается не только по результатам визуальных наблюдений, но и по показаниям приборов (сейсмографов, акселерографов и др.), фиксирующих основные элементы колебательного процесса (смещение, скорость, ускорение), которые приобретают частицы грунта в момент землетрясения. Так, например, баллу 9 отвечает скорость колебаний частиц грунта порядка 24,1–48,0 мм/сек, ускорение − 241–480 см/сек^2 (Основные .., 2011).

Репозиторий ВГУ

Степень сотрясения на поверхности Земли, как и площадь, охваченная им, зависит от многих причин, в том числе от характера очага, глубины его залегания, вещественного состава пород, обводненности и др. На несвязных грунтах типа песков интенсивность колебаний возрастает. Глубинное строение территории таково, что изосейсты (линии равной интенсивности колебаний) превращаются из окружностей в эллипсы. Иногда это происходит из-за влияния состава пород на механизм землетрясения, в результате чего в одних направлениях выделяется больше энергии, чем в других. Чаще, однако, это связано с тем, что упругие волны легче распространяются вдоль осей структурных складок и разрывов, чем в перпендикулярных направлениях. Важнейшим фактором, влияющим на вид изосейст, является глубина очага землетрясения. Неглубокий толчок может ощущаться на небольшой территории как сильный, но на больших расстояниях его последствия незаметны. От глубокого толчка происходят более умеренные сотрясения, но на гораздо большей территории.

В целях количественной оценки меры полной энергии сейсмических волн, выделившихся при землетрясении, широко используется шкала магнитуд Рихтера. В ее основе лежит величина максимальной амплитуды сейсмических волн, зарегистрированная стандартным сейсмографом на определенном расстоянии от эпицентра землетрясения:

$$M = lg\,(A/T) + B\,lg\Delta + \varepsilon,$$

где A и T – амплитуда и период колебаний в волне, Δ – расстояние от станции наблюдения до эпицентра землетрясения, B и ε – константы, зависящие от условий расположения станций наблюдения. Магнитуда 0 означает землетрясение с максимальной амплитудой смещения в 1 мкм на эпицентральном расстоянии 100 км. При магнитуде 5 отмечаются небольшие разрушения зданий, а магнитуда 7 знаменует собой опустошительное землетрясение. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9–9. Глубокофокусные землетрясения обычно не порождают поверхностных сейсмических волн, поэтому существуют и другие магнитудные шкалы, например, телесейсмическая для удаленных (более 2 тыс. км от эпицентра) землетрясений или унифицированная магнитуда Б. Гутенберга, определяемая по амплитуде продольных объемных волн. Имеется много модификаций шкал, позволяющих оценивать энергию всех землетрясений, происходящих на земном шаре, в том числе всех ядерных взрывов (например, оценка сейсмического момента, который определяется как произведение модуля сдвига среды, среднего сдвига крыльев разлома и площади разлома).

Шкала магнитуд характеризует относительную силу землетрясений и позволяет достаточно легко сравнивать между собой различные сейсмические события. Однако на практике для оценки физических свойств

Репозиторий ВГУ

сейсмического источника магнитуда малоприменима. В дополнение к ней следует рассчитывать и общую энергию (E) сейсмических волн, излучаемых очагом (Магницкий, 1965):

$$E=C\,(A/T)^2 t,$$

где C – эмпирический коэффициент, учитывающий геометрическое расхождение и поглощение энергии на пути от очага до станции наблюдения; A и T – амплитуда сейсмической волны и ее период соответственно; t – длительность прохождения волны через точку регистрации.

Между магнитудой и энергией землетрясения нет линейной зависимости. Увеличение магнитуды на 2 единицы соответствует возрастанию энергии в 1000 раз. Зависимость между этими параметрами можно аппроксимировать логарифмической функцией: lgE (эрг)$=aM+b$ (Гутенберг, Рихтер, 1961). Эмпирические коэффициенты a и b принимаются равными 1,5 и 11,8 соответственно.

В российской сейсмологии используется также энергетический класс (K), введенный Т.Г. Раутиан (1964) в практику сейсмологических наблюдений. Эта характеристика прямо связана с энергией высвободившихся при землетрясении сейсмических волн. Численно K равняется десятичному логарифму сейсмической энергии, выраженной в джоулях.

Сила землетрясения может быть охарактеризована величиной сейсмического ускорения (a), представляющей собой смещение земной поверхности в единицу времени (табл. 3.1). Сейсмическое ускорение можно получить из следующего выражения:

$$a=A-4\pi^2/T^2,$$

где A и T – амплитуда и период колебаний сейсмических волн.

Отношение величины сейсмического ускорения к ускорению свободного падения представляет собой коэффициент сейсмичности $K_c=a/g$.

Между магнитудой, балльностью и глубиной очага землетрясения существует эмпирическая зависимость. Интенсивность тем больше, чем ближе очаг расположен к поверхности: так, например, если очаг землетрясения магнитудой 8 находится на глубине 10 км, то на поверхности в эпицентре интенсивность составит 11–12 баллов; при той же магнитуде, но на глубине 40–50 км воздействие на поверхности уменьшается до 9–10 баллов. Примерное соотношение магнитуды и балльности землетрясений в зависимости от глубины очага представлено табл. 3.2.

Репозиторий ВГУ

Таблица 3.1

Сейсмическая шкала Института физики Земли АН СССР

Балл	Характеристика землетрясения	Максимальное относительное смещение сферического маятника X_0, мм	Сейсмическое ускорение *a*, мм/с^2	Ускорение свободного падения *g*, см/с^2
1	Незаметное	–	Менее 2,5	–
2	Очень слабое	–	2,6–5,0	–
3	Слабое	–	5,1–10	–
4	Умеренное	Менее 0,5	11–25	–
5	Довольно сильное	0,5–1,0	26–50	0,025
6	Сильное	1,1–2,0	51–100	0,025–0,05
7	Очень сильное	2,1–4,0	101–250	0,05–0,1
8	Разрушительное	4,1–8,0	251–500	0,1–0,2
9	Опустошительное	8,1–16,0	501–1000	0,2–0,4
10	Уничтожающее	16,1–32	1001–2500	Более 0,4
11	Катастрофическое	Более 32	2501–5000	–
12	Сильная катастрофа	–	Более 5000	–

По мере удаления от эпицентра интенсивность на поверхности земли будет спадать тем быстрее, чем глубже расположен очаг землетрясения. Влияние сильных землетрясений может ощущаться на расстояниях в тысячи и более километров (Основные .., 2011).

Таблица 3.2

Примерное соотношение магнитуды и балльности землетрясений в зависимости от глубины очага (по Основные .., 2011)

Глубина очага, км	Магнитуда			
	5	6	7	8
	Интенсивность, баллы			
10	7	8–9	10	11–12
20	6	7–8	9	10–11
40	5	6–7	8	9–10

Подавляющая часть землетрясений возникает в верхней, относительно хрупкой части земной коры на глубине 7–30 км. Механизм этих землетрясений показывает, что все они образовались в результате смещения по разломам с почти обязательной сдвиговой компонентой.

Любое описание очага землетрясения базируется на дистанционных наблюдениях, на использовании законов механики разрушения, моделирования и т.д. Теоретические расчеты помогают понять, каков был

Репозиторий ВГУ

механизм разрушения. Размеры очагов землетрясений в целом увеличиваются с возрастанием магнитуды. Если очаг землетрясения располагается неглубоко, то сейсмогенный разрыв может выйти на поверхность, как это случилось, например, во время Спитакского землетрясения (Короновский, 2006).

Сейсмический режим территории Беларуси. Территория Беларуси в целом относится к слабосейсмичным областям Восточно-Европейской платформы. В то же время в ее пределах по литературным и архивным данным, а также непрерывным инструментальным наблюдениям выявлены многочисленные очаги землетрясений. В каталоге сейсмических событий Беларуси с исторических времен по 2012 г. значится более 1 200 землетрясений с магнитудой $M \leq 4{,}5$ (Аронов, 2013).

Первое упоминание о землетрясении 10 мая 1230 года имеется в Лаврентьевской и Никоновской летописях. Тогда оно вызвало разрушение каменных церквей. 22 декабря 1887 г. в Борисовском уезде произошло землетрясение силой до 6–7 баллов, сопровождавшееся сильным гулом и вылетом стекол. Приводятся данные и о других сейсмических событиях, в том числе и вблизи Беларуси – в окрестностях Белостока 8 января 1808 г., в нынешней Черниговской области – 23 июля 1905 г.

По сообщениям газет «Наша ніва» и «Курьер Литвы» 28 декабря 1908 г. на территории нынешнего Островецкого района произошло землетрясение, в результате которого на поверхности земли образовался ров протяженностью до одной версты.

Кроме того, в последние годы белорусские сейсмологи обнаружили сообщение, что в 1893 г. и в 1896 г. вблизи Могилева были также зарегистрированы два сейсмических события силой 5–6 баллов (Мушкетов, 1899).

Заметно ощущаются в Беларуси Карпатские землетрясения. Так, землетрясение с эпицентром в районе Вранча 4 марта 1977 г. с магнитудой 7,2 вызвало в стране неравномерное сотрясение интенсивностью 4–5 баллов (рис. 3.11), причем в некоторых районах (западная и северо-западная части республики, северо-восток Припятского прогиба) толчков не ощущалось. По всей вероятности, это связано с глубинным строением земной коры, с существованием каналов-волноводов, благоприятствующих распространению сейсмических волн в определенных направлениях, в которых волны аномально затухают.

За весь период наблюдений на территории Беларуси произошло девять сейсмических сотрясений, которые имели ощутимый характер. Характеристики некоторых из них приведены в табл. 3.3.

Карта эпицентров землетрясений представлена на рис. 3.12. В ее основу положен каталог сейсмических событий Беларуси за 1887–2012 гг. Анализ положения эпицентров показывает ярко выраженную неравномерность их распределения по площади. На севере Беларуси наблю-

Репозиторий ВГУ

дались лишь единичные толчки, что связано, с одной стороны, с невозможностью определения координат многих слабых землетрясений (на этой территории действуют всего две сейсмические станции), а с другой – с невысокой сейсмической активностью. В то же время ощутимые исторические землетрясения 1887 г. в Борисове (*M*=3,7), 1893 г. и 1896 г. в Могилеве (*M*=3,5 и 4,0), а также 1908 г. в п. Гудогай (*M*=4,5) произошли в северной, западной и восточной частях страны. Концентрация эпицентров землетрясений невысокого магнитудного уровня наблюдается в южной части территории Беларуси. Приурочена она к зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы. В этом регионе произошло 5 ощутимых землетрясений: 1978 г. (д. Кулаки, *M*=3,0), 1983 г. (г.п. Повстынь, *M*=2,8), 1985 г. (г. Глуск, *M*=3,1), 1998 г. (п. Погост, *M*=1,9 и 0,8). Участки слабой сейсмичности распространяются и к северу от этой зоны.

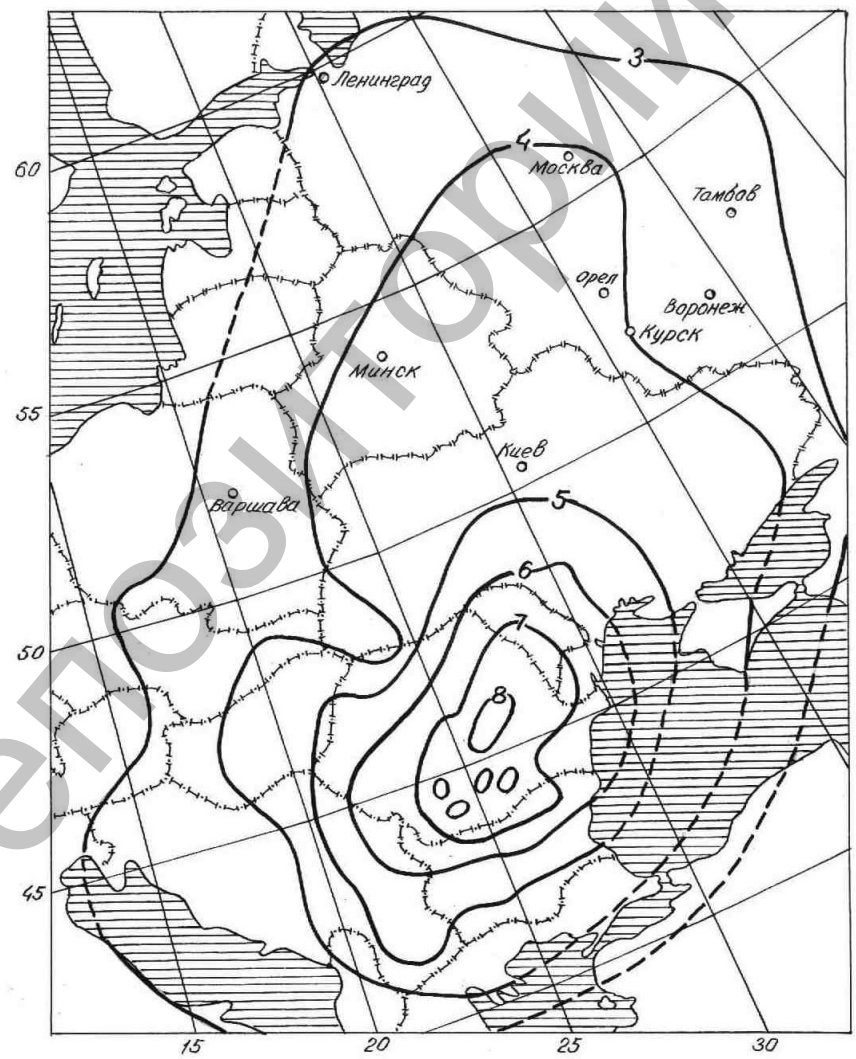


Рис. 3.11. **Схематическая карта изосейст Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г.** (по А.В. Друмя и др., 2006)

Репозиторий ВГУ

Таблица 3.3

Исторические и инструментально зарегистрированные ощутимые землетрясения на территории Беларуси
(по Т.И. Ароновой, 2007)

№	Дата			Время			Эпицентр		Магнитуда	Интенсив-ность по шкале MSK–64, балл	Глубина очага, км	Положение эпицентра
	год	месяц	число	час	минута	секунда	φº, N	λº, E				
1	1887	12	10				54,20	28,50	3,7	6	10	г. Борисов
2	1893	08	29	05	50		53,89	30,34	3,5	5	5–10	г. Могилев
3	1896	11	12	08	30		53,89	30,34	4,0	6	5–10	г. Могилев
4	1908	12	28	05			54,60	25,80	4,5	7	9–10	п. Гудогай
5	1978	05	10	09	05	00,0	52,80	27,70	3,5	4–5	10	г. Солигорск
6	1983	12	01	21	26	34,0	52,95	27,81	2,8	4–5	7	г. Солигорск
7	1985	10	17	01	32	24,0	52,90	28,40	3,1	4	7	В 10 км западнее г. Глуска
8	1998	03	16	04	09	05,6	52,87	27,60	1,9	4–5	3–5	п. Погост
9	1998	03	17	04	24	27,0	52,90	27,60	0,8	2–3	3–5	п. Погост

Репозиторий ВГУ

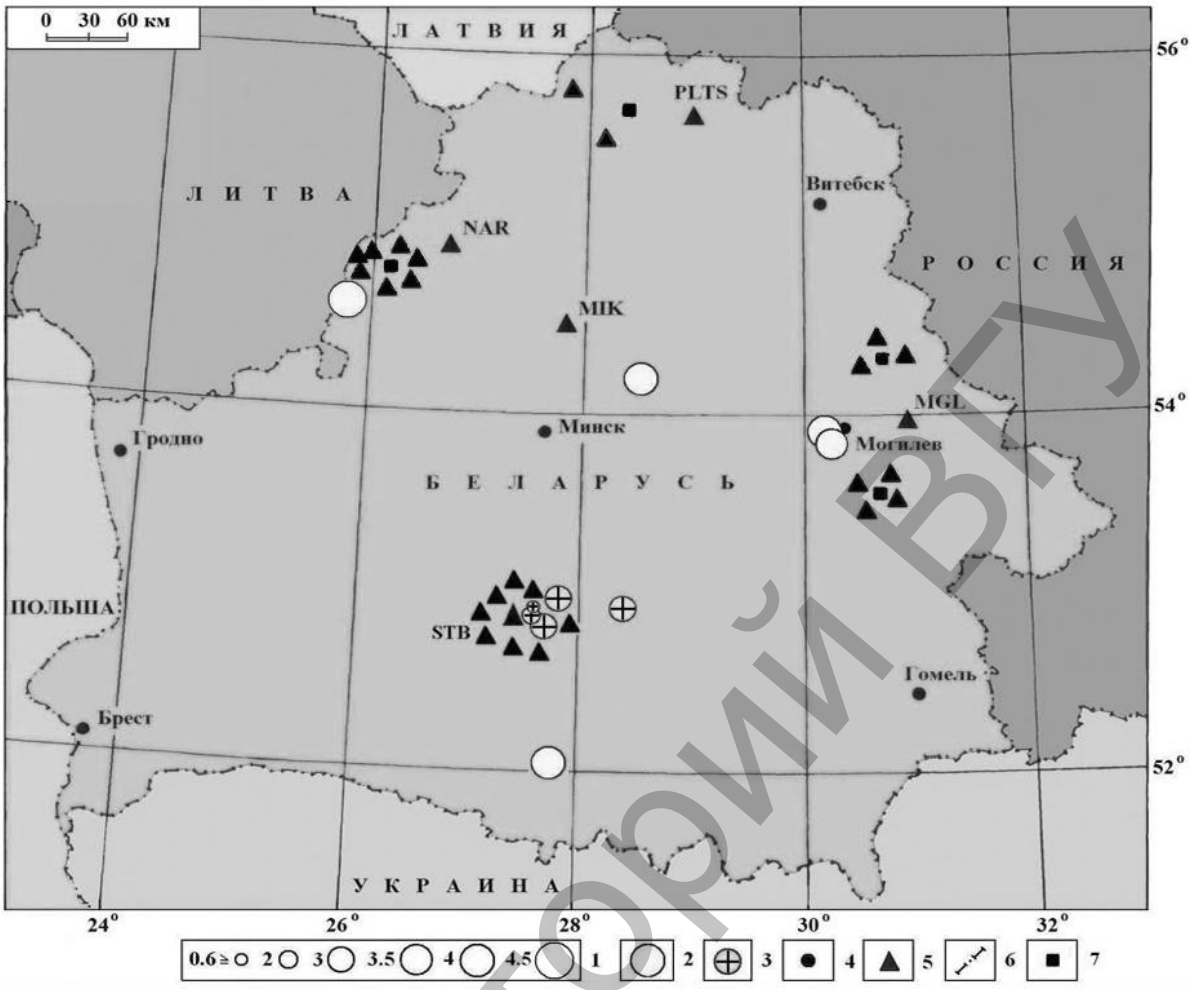


Рис. 3.12. **Карта эпицентров исторических и современных инструментально зарегистрированных ощутимых землетрясений на территории Беларуси** (по А.Г. Аронову, 2013).

1 – магнитуда землетрясений; 2 – эпицентры исторических землетрясений; 3 – ощутимые инструментально зарегистрированные землетрясения; 4 – город; 5 – сейсмические станции: Минск – код MIK, Нарочь – NAR, Солигорск – STB, Полоцк – PLTS, Могилев – MGL; 6 – государственная граница; 7 – площадка

Сопоставление распределения эпицентров исторических и ощутимых инструментально зарегистрированных землетрясений с тектоническими нарушениями региона показывает, что сейсмические события в основном проявляются в зонах разломов, особенно на участках их пересечения. Так, например, эпицентр сейсмического толчка, произошедшего 8 июля 1980 г. (*M*=2,5), тяготеет к Чашникскому доплатформенному суперрегиональному разлому, а эпицентр землетрясения, произошедшего 29 августа 1990 г. (*M*=2,1), расположен вблизи зоны пересечения суперрегиональных разломов доплатформенного заложения – Полоцкого (субширотного простирания) и Кореличского (субмеридионального простирания). Подобное можно наблюдать и в отношении других эпицентров землетрясений, которые

Репозиторий ВГУ

приурочены к зонам разломов различного типа и направления, а также к местам их пересечения. На основе данных о землетрясениях в 1983–2006 гг. Центром геофизического мониторинга НАН Беларуси (Аронов, Аронова, 2007) изучены особенности пространственного распределения землетрясений в зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы. Сопоставление пространственно-временного распределения очагов землетрясений с тектонической характеристикой региона показывает, что большинство разломов здесь высокоактивны в сейсмическом отношении. Преобладающее число слабых сейсмических толчков сконцентрировано вдоль разломов различных генераций и направлений или их звеньев, т.е. слабые землетрясения в общих чертах трассируют разлом. Наблюдается приуроченность землетрясений к следующим разломам: доплатформенным субмеридионального простирания – Стоходско-Могилевскому, Кричевскому, Выжевско-Минскому и герцинским синрифтовым субширотного простирания – Северо-Припятскому, Ляховичскому, Речицкому, Червонослободско-Малодушинскому, Копаткевичскому, Шестовичскому, Сколодинскому. Отдельные землетрясения попадают в зоны пересечения платформенных субширотных и доплатформенных субмеридиональных разломов.

Прогнозная оценка сейсмического потенциала и сейсмическое районирование. Изучение сейсмичности и районирование сейсмической опасности основано, прежде всего, на прогнозной оценке сейсмического потенциала, выделении зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) и учете исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений в пределах исследуемой территории. В слабосейсмичных областях Восточно-Европейской платформы задачи определения зон ВОЗ и сейсмотектонического потенциала требуют особенно тщательного системного подхода. Он включает анализ и обобщение геолого-геофизических данных, отражающих главные особенности проявления новейших или современных тектонических процессов, пространственное размещение активных и пассивных разломов, очагов землетрясений, расчетную оценку максимальной магнитуды (*M*) и глубину залегания (*H*) очага землетрясений в пределах конкретных зон (Айзберг и др., 2007). Применение такого комплексного методического подхода позволило Р.Е. Айзбергу с сотрудниками (1992, 1997) на территории Беларуси выделить зоны ВОЗ, определить их основные характеристики и оценить степень потенциальной опасности (рис. 3.13).

Всего на территории Беларуси авторами исследований было обособлено 18 сейсмогенных и потенциально сейсмогенных зон и подзон возможного возникновения очагов землетрясений. Их размеры установлены с учетом морфологии и кинематики активных разломов, преобладающих глубин возникновения очагов землетрясений и максимальных размеров очаговых ареалов.

Репозиторий ВГУ

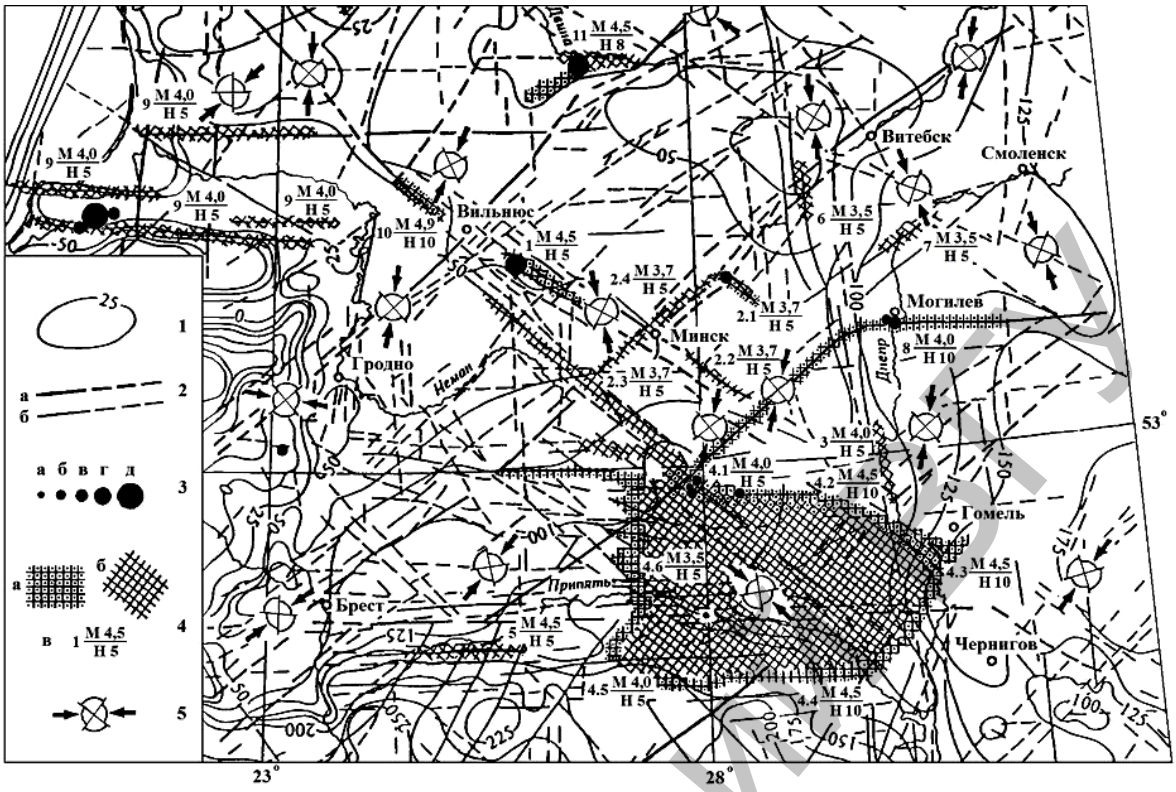


Рис. 3.13. **Сейсмотектоническая карта Беларуси и сопредельных территорий** (по Р.Е. Айзбергу и др., 1997).

1 – изобазы, м; 2 – активные разломы: а – суперрегиональные, б – региональные и локальные. Сплошными линиями показаны активизированные отрезки разломов древнего заложения, прерывистыми – новообразованные разломы; 3 – эпицентры землетрясений с *M*: а – до 3; б – 3,1–3,5; в – 3,6–4,0; г – 4,1–4,5; д – 4,6–5,0; 4 – зоны ВОЗ: а – выделенные уверенно; б – предполагаемые; в – параметры зон ВОЗ: в числителе (М) – максимальные значения магнитуд, в знаменателе (Н) – минимальная глубина гипоцентра землетрясения с M_{max} для данной зоны, цифра перед дробью – условный номер сейсмогенных и потенциально сейсмогенных зон (1 – Ошмянская, 2 – Минская, 3 – Бобруйская, 4 – Припятская надзона, включающая Северо-, Южно- и Центрально-Припятскую зоны, 5 – Ратновская, 6 – Чашникская, 7 – Оршанская, 8 – Могилевская, 9 – Калининградско-Литовская, 10 – Вильнюсская, 11 – Даугавпилсская); 5 – ориентировка напряжений максимального сжатия (эллипсоид напряжений)

С наибольшей уверенностью выделены Припятская сейсмогенная надзона (M_{max}=3,5–5,0), Минская (M_{max}=3,7), Вильнюсская (M_{max}=4,9) и Ошмянская (M_{max}=4,5) сейсмогенные зоны. С меньшей достоверностью обособлены Борисовская (M_{max}=4,0), Калининградско-Литовская (M_{max}=4,0), Оршанская (M_{max}=3,5) и Чашникская (M_{max}=3,5) потенциально сейсмогенные зоны. Максимально возможная магнитуда землетрясений устанавливалась по данным расчета сейсмотектонического потенциала или принималась реальная максимальная магнитуда, зафиксированная в пределах данной зоны ВОЗ. Глубина возможного очага землетрясения с M_{max}

Репозиторий ГГУ

для каждой зоны определялась исходя из особенностей геологического строения, преобладающих глубин возникновения сильных землетрясений в сходных тектонических условиях других древних платформ, вертикальных размеров очаговой области (при условии невыхода разрыва на дневную поверхность Земли, что характерно для коровых землетрясений с M≤5,5 на платформах) либо на основе скоростного разреза для инструментально зарегистрированных землетрясений (Айзберг и др., 1997).

В последующем результаты этих комплексных сейсмотектонических исследований были использованы при создании карты общего сейсмического районирования территории Северной Евразии ОСР–97–D масштаба 1:10000000. Эта карта соответствует повторяемости сейсмического эффекта в среднем один раз в 10000 лет (среднегодовой риск – 10^{-4}) и 0,5%-ной вероятности возникновения и возможного превышения в течение 50 лет сейсмического эффекта, указанного на ней в баллах шкалы MSK–64, и предназначена для проектирования и строительства объектов повышенной ответственности и особо ответственных сооружений (к примеру, высотные здания, АЭС, полигоны захоронения радиоактивных отходов и т.п.). Она наряду с картами ОСР–97–A, B, C[4] была разработана в 1991–1997 годах в Объединенном институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук и в 2001 году принята в качестве нормативной для Российской Федерации в пределах ее территории (приложение к СНиП II–7–81*). В Беларуси фрагмент этой карты, включающий территорию республики и прилегающих регионов (рис. 3.14), также был принят в качестве временной нормативной основы в 2008 году. Уровень вероятности данной карты соответствует уровню максимального расчетного землетрясения.

Сейсмическое микрорайонирование и учет инженерно-геологических условий при его проведении. В зависимости от задач, степени детальности и масштаба исследований сейсмическое районирование может быть общим (ОСР, масштаб 1:5000000 – 1:2500000), детальным (ДСР, масштаб 1:500000 – 1:100000) и микросейсмическим (МСР, масштаб 1:50000 и крупнее).

Общее или обзорное сейсмическое районирование служит для целей планирования развития народного хозяйства в масштабах страны или ее крупных регионов. При ОСР рассматриваются лишь крупные геолого-геофизические явления, определяющие сейсмичность регионов. Оно дает возможность рационального планирования развития крупных

---

[4] Комплект, состоящий из трех карт – ОСР–97–A, ОСР–97–B и ОСР–97–C, отражающих примерно 10%- (карта A), 5%- (карта B) и 1%-ную (карта C) вероятность возможного превышения расчетной сейсмической интенсивности в течение 50-летнего интервала времени, что соответствует повторяемости сейсмического эффекта на земной поверхности в среднем раз в 500, 1000 и 5000 лет, рекомендован в качестве нормативного документа на территории Российской Федерации для проектирования и строительства гражданских и промышленных сооружений.

Репозиторий ВГУ

районов с учетом сейсмической опасности, но не указывает места для строительства конкретных объектов. ОСР позволяет оценить общие затраты, необходимые для проведения антисейсмических мероприятий в масштабах страны и областей, но не предоставляет достаточной информации о том, как именно проводить эти мероприятия в каждом конкретном случае.

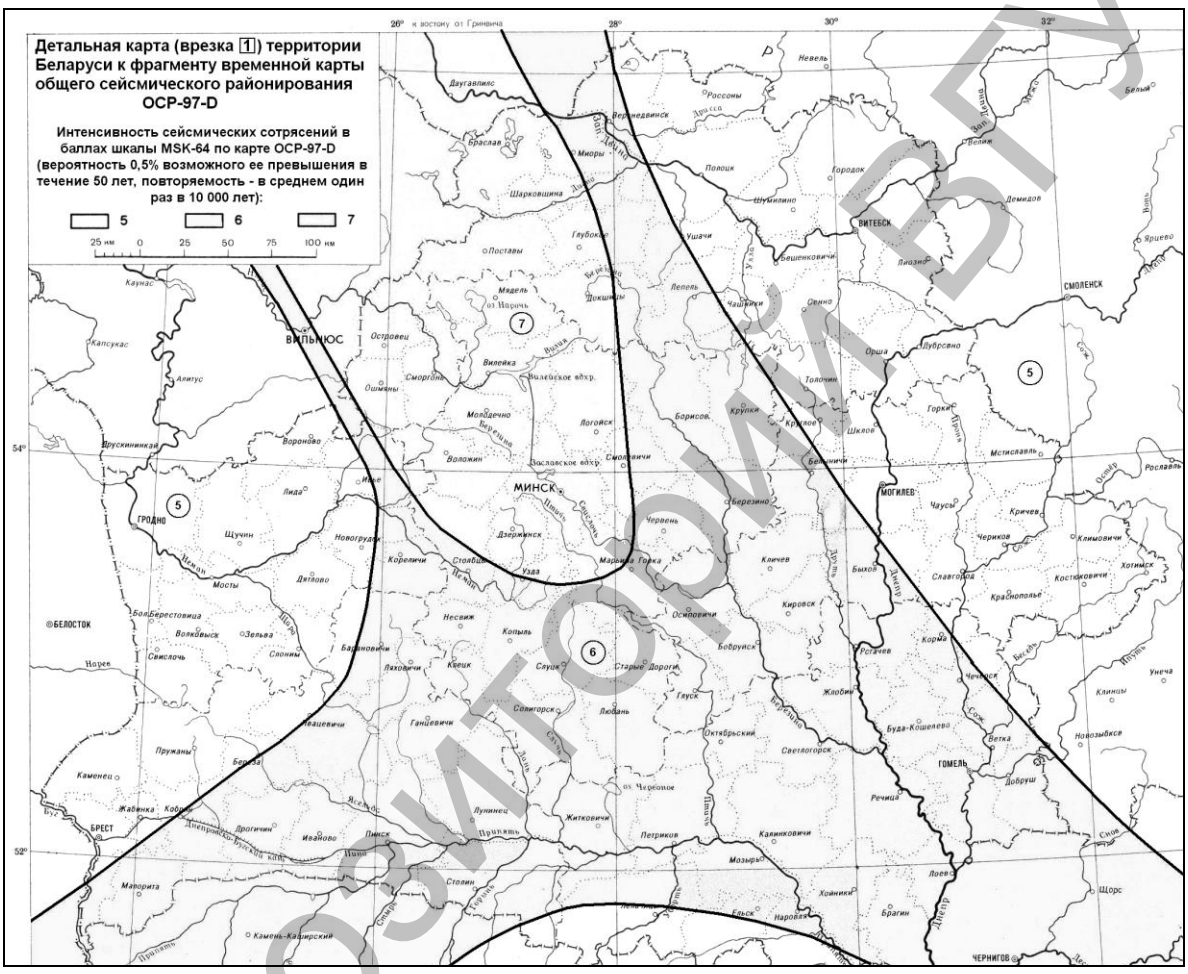


Рис. 3.14. **Детальная карта (врезка) территории Беларуси к фрагменту временной карты общего сейсмического районирования ОСР–97–D**
(по ТКП 45–3.02–108–2008)

При детальном сейсмическом районировании, как и при обзорном, изучаются источники сейсмической опасности – зоны ВОЗ, а также условия генерации и распространения сейсмических колебаний. Задачи ДСР заключаются в выявлении и оценке характеристик сейсмогенерирующих зон, сейсмических событий, которые представляют опасность для конкретных объектов. Степень детальности при проведении исследований при ДСР определяется единственным критерием – безопасностью объекта. При ДСР особенности очаговых зон, влияющие на формирование сейсмических ко-

Репозиторий ВГУ

лебаний, изучаются более детально. Это связано с тем, что при ДСР выходные карты должны содержать оценки сейсмической опасности не только в баллах шкалы сейсмической интенсивности, но и в параметрах сейсмических колебаний, используемых при инженерных расчетах. ДСР дает возможность выбрать площадки для строительства новых объектов, удаленные от опасных зон ВОЗ, и оценить характеристики сейсмических колебаний на этих площадках.

При микросейсмическом районировании изучается реакция грунтов на сейсмические воздействия и возможные деформации грунтов при этих воздействиях: разжижение, просадки, потеря устойчивости склонов и др. Основной задачей МСР является оценка влияния грунтовых условий на сейсмичность участка, т.е. определение величины поправки балльности за счет грунтов верхней части разреза. Основное различие между ДСР и МСР заключается не в масштабе картирования, а в объектах исследования: при ОСР и ДСР изучаются источники сейсмических колебаний, а при МСР – реакция среды на эти колебания (Инженерная .., 2013).

Характер и степень колебаний сооружений зависят не только от интенсивности сейсмического воздействия, но и от частотных характеристик колебаний грунта и их продолжительности. Основная задача инженерно-геологических исследований при микросейсмическом районировании заключается в установлении всех геологических условий, которые могут оказывать влияние на приращение сейсмической интенсивности, с последующим их анализом и комплексной оценкой, а также составлением карты инженерно-геологического районирования, являющейся базой для МСР. Основными компонентами инженерно-геологических условий, влияющих на природную сейсмическую интенсивность, являются геологическое строение территории, вещественный состав, состояние и свойства пород, тектонические и неотектонические условия, гидрогеологические условия, геоморфологические условия и условия возникновения ЭГП.

На основании материалов макросейсмических наблюдений, проведенных С.В. Медведевым (1962), были установлены приращения балльности для основных категорий грунтов (граниты, известняки и песчаники, полускальные грунты, крупнообломочные, песчаные, глинистые и насыпные) относительно гранита (табл. 3.4).

Одной из главных физических характеристик грунтов для оценки их влияния на сейсмичность является сейсмическая жесткость v_ρ, представляющая произведение скорости распространения продольных волн на плотность (Медведев, 1962). В табл. 3.5 приведены интервалы скоростей и плотностей для основных категорий грунтов, а также значения сейсмических жесткостей и относительных значений сейсмической жесткости гранита к величинам сейсмических жесткостей других грунтов.

Репозиторий ВГУ

Таблица 3.4

Приращение сейсмической балльности грунтов (по С.В. Медведеву, 1962)

Наименование грунтов	Скорость распространения сейсмических волн, км/с	Балльность (интенсивность), баллы
I. Скальные грунты		
Граниты	5,6	0
Известняки, сланцы, гнейсы (плотные)	3,5–4,5	0,2–0,4
Песчаники плотные	2,2–3	0,5–0,8
Известняки, сланцы, песчаники нарушенные	1,5–2,3	0,7–1,1
II. Полускальные грунты		
Гипсы	2,4–3	0,6–0,8
Мергели	2–2,6	0,7–1
Сцементированные пески	1,4–1,9	1,0–1,2
III. Крупнообломочные грунты		
Щебнистые и галечниковые	1,3–2,1	0,9–1,3
Гравийные:		
из кристаллических пород	1,2–1,9	1,0–1,4
из осадочных пород	1,1–1,7	1,1–1,5
IV. Песчаные грунты		
Пески гравелистые и крупные	1,1–1,6	1,2–1,4
средней крупности	1–1,4	1,3–1,6
мелкие и пылеватые	0,7–1,2	1,4–1,8
V. Глинистые грунты		
Глины	0,9–1,5	1,2–1,6
Суглинки	03–1,4	1,3–1,7
Супеси	0,7–1,2	1,4–1,8
Суглинки (е=1) и супеси (е=0,7)	0,5–0,8	1,7–2,1
VI. Насыпные и почвенные грунты		
Насыпные грунты	0,3–0,5	2,3–2,6
Почвенные грунты	0,2–0,3	2,6–3,0
VII. Обводненные грунты		
Гравийно-галечниковые	–	1,6–2,0
Песчаные	–	2,0–2,4
Глинистые (супеси, суглинки)	–	2,4–2,8
Насыпные и почвенные	–	3,3–3,9

Примечание: е – коэффициент пористости.

Таблица 3.5

Сейсмические характеристики грунтов (по С.В. Медведеву, 1962)

Грунты	Скорость распространения сейсмических волн в грунте, км/с	Плотность грунта, г/см^3	Сейсмическая жесткость грунта	Относительные значения сейсмических жесткостей грунта к граниту
Граниты	5,6	2,9	16,2	1
Известняки и песчаники	4,5–2,5	2,8–2	12,6–5	1,29–3,24
Полускальные грунты (гипсы, мергели)	3–1,7	2,4–1,7	7,2–2,9	2,26–5,59

Репозиторий ВГУ

Окончание табл. 3.5

Крупнообломочные грунты (щебень, галька, гравий)	2,1–0,9	2–1,6	4,2–1,4	3,86–11,55
Песчаные грунты	1,6–0,6	1,9–1,6	3,1–1	5,22–16,2
Глинистые грунты	1,5–0,6	2–1,6	3–1	5,4–16,2
Насыпные рыхлые грунты	0,6–0,2	1,5–1,3	0,9–0,26	20,25–62,3

На интенсивность землетрясений оказывают влияние возраст и генетический тип пород, тип строения разреза и мощность рыхлых отложений. Сейсмический эффект во многом определяется генетическим типом грунта. По результатам исследований, проведенных Г.А. Мавляновым и др. (1979), различные генетические типы четвертичных отложений в зависимости от сейсмической балльности составляют следующий ряд: делювиальные → аллювиально-делювиальные → пролювиальные → антропогенные → аллювиально-пролювиальные → моренные.

По степени влияния на формирование сейсмических свойств грунты можно расположить в следующей последовательности: монолитные скальные → трещиноватые скальные и полускальные галечники, гравий → пески, лессы → глинистые грунты → насыпные грунты → биогенные грунты. Приращение интенсивности землетрясений в этом ряду будет изменяться от –2 до +4 баллов. Следовательно, на скальных грунтах интенсивность сейсмических воздействий будет минимальной, а на биогенных и насыпных грунтах – максимальной (Бунэ, 1973; Лямзина, 1960).

Мощность рыхлых отложений является одним из основных параметров, изменяющих величину интенсивности землетрясений. Чем больше мощность рыхлых отложений, тем выше скорости распространения продольных сейсмических волн и, соответственно, меньше расчетное приращение интенсивности сейсмических колебаний. Уменьшение мощности рыхлых отложений вполовину может привести к увеличению сейсмической интенсивности до 1,5 балла. При этом следует заметить, что зависимость балльности от мощности слоя рыхлых отложений не является линейной. Свойства скальных грунтов тесно связаны с характером заполнения пустот. Оценить влияние пустотности скальных пород на их сейсмические свойства можно по формуле:

$$1/V_р=K_п/V_{рз}+(I–K_п)/V_{рт},$$

где $V_р$, $V_{рз}$, $V_{рт}$ – скорости продольных волн соответственно в пористой трещиноватой породе, заполнителе пустот, в минеральном скелете (в твердой фазе породы); $K_п$ – коэффициент пустотности, равный отношению объема всех пустот к общему объему породы.

С увеличением пустотности породы скорость продольных волн падает, а интенсивность – возрастает. Наиболее интенсивно уменьшение скорости

Репозиторий ВГУ

продольных волн происходит при заполнении пустот воздухом, менее интенсивно – водой. Эта закономерность распространяется на те случаи, когда пустоты заполнены рыхлым материалом (Инженерная .., 2013).

Согласно теоретическим расчетам и экспериментальным данным, сейсмические свойства крупнообломочных и песчаных грунтов в наибольшей степени зависят от того, в каком состоянии эти грунты находятся – в сухом или водонасыщенном. Так, для чистых кварцевых песков пористостью около 40% при отсутствии давления наиболее характерны следующие значения скоростей продольных волн (V_p): для воздушно-сухого состояния – 250–350 м/с, водонасыщенного – 1500–1700 м/с (Горяйнов, Ляховицкий, 1979).

Сейсмические свойства определяются также характером структурных связей. Например, в скальных грунтах наблюдаются наиболее высокие значения скоростей продольных и поперечных волн, а в крупнообломочных – наиболее низкие. Приращение сейсмической интенсивности для грунтов с жесткими связями изменяется от –1 до +1 балла, а для грунтов без жестких связей – от –1 до +2 баллов. В глинистых породах приращение сейсмической интенсивности изменяется от 0 до +1 балла.

Сейсмические свойства горных пород слабо зависят от минерального и гранулометрического состава. Для магматических скальных грунтов скорости распространения продольных и поперечных волн увеличиваются при переходе от кислых к основным, для метаморфических – от низких фаций метаморфизма к более высоким. При этом происходит снижение сейсмической интенсивности. Среди осадочных отложений самое высокое значение сейсмической интенсивности наблюдается в терригенных породах, а более низкое – в карбонатных (Инженерная .., 2013).

Изложенные выше изменения балльности относятся к грунтам, находящимся в состоянии естественной влажности. При высоком уровне грунтовых вод балльность увеличивается. Согласно С.В. Медведеву (1962) при глубине залегания грунтовых вод 10 м и более изменение глубины не влияет на балльность. В то же время в пределах верхней 10-метровой толщи повышение грунтовых вод постепенно увеличивает балльность. При залегании грунтовых вод непосредственно над подошвой фундамента при супесчаных, суглинистых, песчаных и галечниковых грунтах балльность увеличивается на один балл. При залегании грунтовых вод на глубине около 4 м от подошвы фундаментов при этих же грунтах балльность повышается примерно на полбалла. Этим же автором был предложен метод оценки приращения сейсмической балльности, охватывающий все основные типы грунтов и предлагающий общие рамки для определения величин приращения балльности. В табл. 3.6 приведены значения приращения сейсмической балльности (n) для всех наиболее распространенных типов грунтов. Важно отметить, что с помощью этой таблицы определяются приращения балльности не только по отношению к граниту – эталонному грунту, но также и относительные приращения для разных сочетаний грунтов.

Репозиторий ВГУ

Таблица 3.6

Приращения сейсмической балльности для основных категорий грунтов
(по С.В. Медведеву, 1962)

Грунты	Приращения сейсмичности в баллах
Граниты	0
Известняки и песчаники	0–1
Полускальные грунты	1
Крупнообломочные грунты (щебень, галька, гравий)	1–2
Песчаные грунты	1–2
Глинистые грунты	1–2
Насыпные рыхлые грунты	2–3

Многочисленные примеры исторических и современных землетрясений свидетельствуют, что в ряде случаев основная часть человеческих жертв и материального ущерба вызывается не столько динамическим воздействием на сооружения, сколько развитием интенсивных сейсмогравитационных процессов (сейсмообвалы, сейсмооползни, сейсмосели и др.). Ярким примером таких катастроф служит Хаитское землетрясение на Тянь-Шане в 1949 г. с магнитудой 7,5, когда поселок Хаит (Таджикистан) и ряд других населенных пунктов были разрушены сейсмогенными земляными лавинами и грязекаменными потоками. Также отмечено, что жертвы и убытки от Перуанского (1977, *M*=7,7) и Великого Аляскинского (1964, *M*=8,6) землетрясений, связанные с собственно динамическим воздействием землетрясения на сооружения, составляют лишь 10–20% от общего ущерба, а остальные 80–90% приходятся на сейсмогравитационные процессы. Динамическая устойчивость склонов определяется взаимодействием разнообразных факторов, среди которых наиболее важными являются морфология склона, физико-механические свойства слагающих склон горных пород, гидрогеологические условия, характер НДС массива пород, слагающих склон, наличие ослабленных участков (например, зон разрывных нарушений) (Инженерная .., 2013).

В большинстве случаев влияние дополнительных факторов на балльность землетрясения невелико. Поэтому эти факторы, характеризующие в сейсмическом отношении участок для сооружения, можно разделить на две категории (Медведев, 1962): неблагоприятные и благоприятные (табл. 3.7). Неблагоприятные факторы или условия способствуют повышению сейсмической балльности, благоприятные снижают ее.

Техногенная сейсмичность. Многолетними наблюдениями специалистов было обнаружено, что инженерная деятельность человека может способствовать возрастанию сейсмической активности. Этот феномен в современной геодинамике получил название «техногенная сейсмич-

Репозиторий ВГУ

ность». Его суть заключается в том, что техногенные воздействия могут приводить к образованию дополнительных напряжений внутри массивов земной коры и влиять на развитие природных процессов: ускорять накопление напряжений, увеличивая частоту проявления землетрясений, или способствовать разрядке уже накопившихся напряжений, т.е. являться «спусковым крючком» подготовленного природой сейсмического события. При этом сейсмические колебания, которые возникают непосредственно в момент данного типа воздействия, определяют как первичную сейсмичность.

Таблица 3.7

Характеристика сейсмических условий участка для сооружений
(по С.В. Медведеву, 1962)

Неблагоприятные условия	Благоприятные условия
Расчлененный рельеф местности: крутые склоны, обрывистые берега, овраги, косогоры, ущелья.	Горизонтальность территории.
Многослойность пород при значительных наклонах поверхности их контакта.	Частая переслаиваемость пород при горизонтальном их простирании.
Наличие тонкого поверхностного рыхлого слоя, перекрывающего скальные отложения.	Толщи рыхлых отложений мощностью сотни и тысячи метров.
Выветренность пород и значительная нарушенность их физико-геологическими процессами.	Зоны более плотных отложений (например, осевые участки конусов выноса).
Участки, на которых грунт от сотрясения может приобретать остаточные деформации под действием гравитационных сил: оползни, обвалы, осыпи, карст и др.	Участки, не подвергающиеся остаточным деформациям.
Зоны, расположенные вблизи наклонных поверхностей контакта пород разного возраста: сдвигов, сбросов, надвигов и пр.	Участки, удаленные от тектонических линий и зон.

Все сейсмические явления, возникающие в горном массиве по различным причинам после или в процессе техногенного воздействия, принято называть наведенной сейсмичностью (Николаев, 1994). В свою очередь, наведенная сейсмичность подразделяется на две категории: индуцированную (возбужденную) и триггерную (инициированную) сейсмичность.

Источником первичной сейсмичности являются сами техногенные воздействия, такие, как взрывные работы в рудниках, на карьерах, в процессе строительства, при перфорировании скважин и сейсморазведке, всевозможные удары по поверхности земли, например, при обрушении зданий или конструкций, от работы специальных вибраторов или вибрационных источников: транспортные магистрали, заводские штампы и т.п.

Репозиторий ВГУ

Наиболее отчетливо первичная сейсмичность присутствует при выполнении любых работ с применением взрывных технологий. Она проявляется в виде цуга сейсмических волн, продолжительность которых определяется условиями взрывания, а амплитуда колебаний – энергией взрыва и расстоянием от места работ. Параметры колебаний первичной сейсмичности зависят также от физико-механических свойств среды, на которую оказывается техногенное воздействие, и от особенностей трассы распространения сейсмических волн. Образующиеся вслед за первичной сейсмичностью любые формы техногенной сейсмичности являются наведенной сейсмичностью. Наведенная сейсмичность возникает как реакция горного массива на техногенное воздействие сразу же, подобно афтершокам при землетрясениях и взрывах, или через некоторое время после воздействия, как при горных работах. Именно эту форму сейсмичности обычно подразумевают, когда говорят о техногенной сейсмичности. Наведенная сейсмичность является следствием различных воздействий человека на земную кору: динамических, медленно нарастающих, статических, периодических. Основная отличительная особенность наведенной сейсмичности состоит в том, что источником ее появления служат собственные запасы упругой энергии в среде или энергия, переданная среде в процессе воздействия. Условия высвобождения энергии структурами земной коры при техногенных воздействиях зависят от геолого-тектонических характеристик конкретного массива и региона в целом (Адушкин, Турунтаев, 2007).

Индуцированная сейсмичность, которую иногда называют возбужденной или вынужденной (Николаев, 1994), является наиболее типичной формой наведенной сейсмичности и проявляется обычно в виде относительно слабых толчков при техногенных воздействиях как в тектонически-активных грунтовых массивах, так и в грунтах с невысоким уровнем напряженного состояния. К индуцированной сейсмичности следует относить такие случаи появления сейсмических колебаний, когда за счет энергии воздействия в среде достигается определенный уровень напряженного состояния, при котором происходит активизация деформационных процессов. Воздействие может изменить условия взаимодействия структур среды, переводя их в новое состояние с выделением энергии, либо явиться причиной перераспределения естественных напряжений с их концентрацией в некоторой области до критической величины и последующим высвобождением избыточных напряжений в виде сейсмических колебаний. Гипоцентры индуцированной сейсмичности расположены обычно в пределах области воздействия техногенного источника. Энергия колебаний при индуцированной сейсмичности, как правило, невелика и ограничена магнитудами $M \leq 3–3,5$.

Триггерная сейсмичность возникает за счет высвобождения собственных запасов энергии в геологической среде под воздействием внешних источников возмущений. Ее появление – это результат нарушения

Репозиторий ВГУ

стационарного деформационного режима в среде, когда даже слабые воздействия могут привести к возникновению сильной техногенной сейсмичности. Энергия образующихся при этом колебаний может достигать максимальных для естественной сейсмичности значений и будет определяться уровнем тектонических напряжений в среде и размером области с таким уровнем напряжений. В данных условиях энергетика триггерной сейсмичности может превышать энергию техногенного воздействия. Как следует из анализа материалов по наведенной сейсмичности, триггерная сейсмичность возникает иногда при техногенных воздействиях в несейсмичных или слабосейсмичных районах, где землетрясения, как правило, неожиданное и редкое явление. Чаще она появляется в тектонически-активных регионах, характеризующихся высоким уровнем напряженного состояния и наличием природной сейсмичности. Техногенное воздействие в этом случае только ускоряет или запускает (является триггером) процесс высвобождения собственных запасов упругой энергии в массиве или вызывает срабатывание уже готовящегося очага землетрясения (Адушкин, Турунтаев, 2007).

Ниже рассмотрим особенности наведенной сейсмичности и ее две основные категории – индуцированную и триггерную – применительно к конкретным ее источникам: горным работам, заполнению водохранилищ, разработкам углеводородов и подземным взрывам.

Наведенная сейсмичность при горных работах возникает, главным образом, в условиях подземных рудников в виде разнообразных динамических явлений, которые обычно объединены общим названием «горные удары» и классификация которых получила развитие в работах (Шемякин и др., 1986; Петухов, 1987; Козырев, 1998). Выделяют очень слабые динамические явления с энергией меньше 10^4 Дж – стреляние, толчки, микроудары, шелушение, заколообразование. Затем выделяют собственно горные удары – от слабых (10^4–10^5 Дж) до сильных (10^6–10^7 Дж). Слабые горные удары обычно коррелируют со временем проведения буровзрывных работ и тяготеют к краевой зоне горных выработок. Сильные горные удары практически не имеют пространственно-временной связи с буровзрывными работами, и места их проявления перемещаются в сплошные целики и в глубину массивов. Указанную наведенную сейсмичность от слабых динамических явлений вплоть до сильных горных ударов следует отнести к категории индуцированной сейсмичности.

Очень сильные горные удары с энергией 10^7–10^8 Дж и особо сильные – с энергией 10^8–10^9 Дж получили название *горно-тектонические удары*, поскольку они проявляются в виде резких подвижек по тектоническим разломам и сопровождаются значительными разрушениями выработок и массовыми обрушениями свода, объемы которых превышают 10^5–10^6 м^3. Горно-тектонические удары с энергией свыше 10^9 Дж в некоторых работах называют техногенными землетрясениями (Шемякин и др., 1986; Козырев, 1998).

Репозиторий ВГУ

С позиции вышеприведенной классификации техногенной сейсмичности, мощные горные и горно-тектонические удары с энергией свыше 10^8 Дж следует отнести к категории триггерной сейсмичности (или инициируемых землетрясений), поскольку для них характерен самопроизвольный процесс высвобождения энергии из очага землетрясения, образовавшегося в зоне влияния горных работ или уже существовавшего в области тектонического разлома. Характерным отличием триггерной сейсмичности служит то обстоятельство, что энергия этих явлений может заметно превысить энергию техногенного воздействия. В качестве ярко выраженного примера триггерной сейсмичности при подземных горных работах можно упомянуть мощный горно-тектонический удар 17 августа 1999 г. на руднике «Умбозеро» Ловозерского редкоземельного месторождения в Хибинах, вызвавший землетрясение с магнитудой 4–4,4, что соответствует энергии горного удара 10^{11}–10^{12} Дж (Ловчиков, 2000).

При заполнении водохранилищ возникающая наведенная сейсмичность в подавляющем большинстве случаев, которые представлены относительно слабыми землетрясениями и хорошо коррелируют с колебаниями уровня воды, носит характер индуцированной сейсмичности. При увеличении интенсивности указанных землетрясений разделить наведенную сейсмичность на индуцированную и триггерную становится сложным. Видимо, в каждом отдельном случае необходимо разбираться отдельно. По крайней мере, когда при заполнении водохранилищ возникают достаточно сильные техногенные землетрясения с глубиной очага свыше 5–10 км и величиной магнитуды более 4,5–5, их следует отнести к категории триггерной сейсмичности. Подобные случаи наблюдаются в районах, где уже имеются потенциальные очаги готовящихся землетрясений. Заполнение водохранилища может послужить триггером для разрядки таких очагов. Примерами рассматриваемой сейсмичности являются самое сильное техногенное землетрясение с магнитудой 6,5 вблизи плотины на р. Койна в Индии и целый ряд других сильных плотинных землетрясений с магнитудами в интервале 5,1–6,3 в Греции, Китае, США, Египте и других странах.

При разработке нефти и газа возникает, главным образом, индуцированная сейсмичность. Сам факт ее появления и интенсивность сейсмических толчков зависят от геолого-тектонических свойств коллектора и окружающего массива, его напряженно-деформационного состояния, степени нарушенности и присутствия неоднородностей, от темпов и объемов извлечения углеводородов и закачки воды (Адушкин, Турунтаев, 2005).

Из анализа около 200 месторождений, расположенных в различных регионах мира, было установлено, что вероятность возникновения индуцированной сейсмичности возрастает с увеличением глубины и мощности разрабатываемых пластов, а также при снижении пористости и

Репозиторий ВГУ

проницаемости коллекторов. Причем очаги индуцированной сейсмичности образуются на разной глубине в зависимости от геологического строения массива, выше и ниже продуктивных зон. Усиление индуцированной сейсмичности происходит при увеличении дисбаланса между объемами добытой нефти и закачанной жидкости (Адушкин, Турунтаев, 2007).

Наряду с индуцированной сейсмичностью следует особо выделить случаи возникновения в районах добычи углеводородов сильных, а иногда и катастрофических землетрясений, которые можно отнести к категории триггерной сейсмичности. Такие землетрясения появляются, когда разработка месторождений производится без учета высокого уровня тектонических напряжений и служит спусковым механизмом для возникновения триггерной сейсмичности. Примеры подобной сейсмичности – катастрофические землетрясения в районе Газлийского газового месторождения в 1976 и 1984 гг. с магнитудами от 6,8 до 7,3, а также Нефтегорское землетрясение в 1995 г. с магнитудой 7,2–7,6, которое явилось, по мнению ряда ученых (Николаев, 1995), следствием активной нефтедобычи на о. Сахалин.

Говоря о наведенной сейсмичности при разработках углеводородов, следует отметить, что провести разграничение между индуцированной и триггерной сейсмичностью здесь довольно сложно. В основном наведенная сейсмичность при данных разработках носит индуцированный характер, а признаком триггерной сейсмичности можно было бы считать высокую магнитуду этой сейсмичности и не совсем понятную пока связь между глубиной разрабатываемых коллекторов 1–5 км и глубиной гипоцентров землетрясений, достигающей 15–30 км.

Техногенная сейсмичность возникает также при проведении подземных ядерных и химических взрывов. Она проявляется в виде сейсмических толчков разной интенсивности – афтершоков, время существования которых составляет от нескольких суток до нескольких месяцев. Было отмечено, что ни при одном подземном ядерном взрыве магнитуда афтершоков не превысила магнитуду самого взрыва. Следовательно, афтершоковая сейсмичность, вызванная подземными взрывами, по всем ее характеристикам относится к категории индуцированной сейсмичности. И только в очень редких случаях наведенная подземным взрывом сейсмичность превосходила по интенсивности сейсмическое действие самого взрыва.

Таким образом, на основании проведенного анализа основных категорий наведенной сейсмичности, возникающих при разработках нефти и газа, сооружении водохранилищ, проведении горных работ и подземных взрывов, можно предложить, за исключением некоторых особых случаев, основной критерий их различения: индуцированная сейсмичность характеризуется энергией, не превышающей энергию техногенного воздействия, а к триггерной сейсмичности относятся такие события, энергия которых превышает энергию техногенного воздействия.

Репозиторий ВГУ

В условиях Беларуси проявления техногенной сейсмичности, как и техногенных тектонических движений, связаны преимущественно с открытой и подземной разработкой месторождений полезных ископаемых. Так, на участках отрабатываемых шахтных полей Старобинского месторождения и прилегающих территориях ежегодно фиксируется до сотни сейсмических толчков, причем некоторые из них изредка достигают 4–5 баллов (Губина, 2003). Основной причиной возникновения сейсмических толчков здесь является применяемая технология подземной разработки руды с обрушением кровли горных пород.

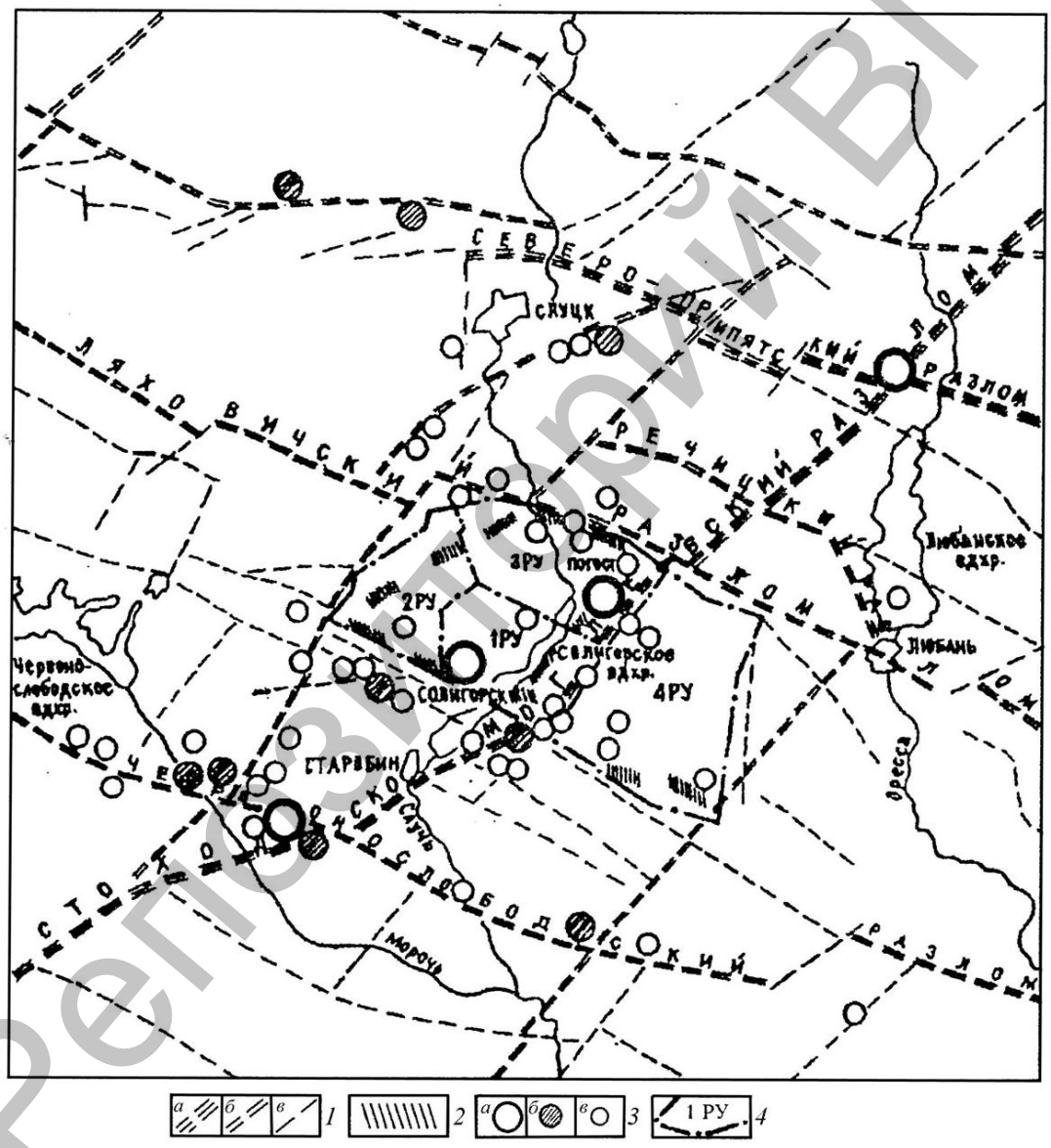


Рис. 3.15. **Проявление сейсмотектонических процессов в пределах Солигорского промрайона и прилегающих территорий** (по Т.В. Губиной, 2003).
1 – активные разломы: *а* – суперрегиональные, *б* – региональные, *в* – субрегиональные и локальные; *2* – зоны трещиноватости, выявленные в горных выработках; *3* – эпицентры землетрясений энергетического класса $K \geq 8{,}1$ (*а*), $K = 7{,}1–8{,}0$ (*б*), $K \leq 7{,}0$ (*в*); *4* – границы шахтных полей и номер калийного рудника ОАО «Беларуськалий»

Репозиторий ВГУ

Кроме того, на сейсмическую активность значительное влияние оказывают блоковое строение месторождения, обусловленное наличием серии тектонических разломов различного ранга (рис. 3.15), складирование в отвалы больших объемов отходов калийного производства (около 700 млн тонн галитовых отходов на площади более 500 га), статическое давление водных масс Солигорского водохранилища, а также принудительная закачка рассолов в подземные коллекторы (Губин, 2009).

Прогноз землетрясений, мероприятия по инженерной защите территорий от сейсмической активности. Карта сейсмического районирования показывает, на какой территории и какой максимальной силы возможны землетрясения. Для проектировщиков и строителей такая карта служит важным и необходимым документом, но для населения, живущего в сейсмоопасной зоне, куда важнее знать, когда именно произойдет землетрясение. Следует заметить, что с конца XX века этот вопрос все больше и больше стал интересовать и строителей. Кроме того, проектировщикам необходимо знать, происходят ли сильные землетрясения с периодичностью раз в тысячелетие или же раз в 20 лет. В первом случае усиливающие сооружения антисейсмические конструкции следует применять лишь при строительстве некоторых долговременных объектов (если это, конечно, не жилые помещения), во втором – для всех построек.

Прогноз землетрясений всегда являлся трудной и практически неразрешимой задачей. Чтобы оценить возможность и практическую пользу прогноза, нужно четко установить, каким требованиям он должен отвечать. Это не угадывание, не тривиальное предсказание заведомо регулярных событий. Прогноз определяется как научно обоснованное суждение о месте, времени и состоянии явления, закономерности возникновения, распространения и изменения которого неизвестны или неясны. Г.А. Соболевым в 1993 г. была предложена следующая стратегия прогноза землетрясений:

1. Определение мест очагов будущих землетрясений по данным об исторической сейсмичности, о структуре напряженного состояния массивов пород, скорости деформаций и по данным сейсмотектоники.

2. Выявление стадий сейсмического цикла на основании установления прогностических признаков типа сейсмического затишья, кольцевой активности, форшоковой активизации.

3. Зондирование очагов естественными или искусственными источниками с целью установления стадии неустойчивости и ранжирование очагов по этому признаку.

4. Регистрация геофизических, гидродинамических, геохимических полей на площади распространения всех возможных очагов, выделение среднесрочных и краткосрочных предвестников.

Репозиторий ВГУ

5. Установление места ожидаемого землетрясения по структуре пространственного распределения предвестников.

6. Мониторинг вариаций напряжений, деформаций и других параметров, которые могут выступать в качестве характеристик высвобождающейся энергии.

Все сейсмологические предвестники можно разделить на среднесрочные и краткосрочные, возникающие за несколько часов до землетрясения (Мячкин и др., 1975). Среди геофизических, гидрогеодинамических и геохимических предвестников землетрясений наибольшее число инструментально зарегистрированных надежных предвестников относится к измерениям уровня подземных вод. Это связано с огромным количеством накопленного материала по обширной сети скважин и с тем, что скважина является чувствительным объемным деформометром и напрямую отражает изменение напряженно-деформированного состояния земной коры. В общих чертах данный процесс проявляется в следующем: за несколько лет до сильного землетрясения наблюдается постепенно ускоряющееся падение уровня, за которым следует резкий подъем в последние дни или часы до толчка. Обычно величина аномальных изменений уровня подземных вод в скважинах составляет несколько сантиметров, но отмечались и уникальные случаи высокоамплитудных аномалий. Так, в период двух Газлийских землетрясений 1976 г. с магнитудой 7 и 7,3 была зарегистрирована аномалия величиной 15,6 м, причем скважина находилась на расстоянии 530 км от очагов землетрясений. В период Спитакского землетрясения с августа 1988 г. наметилась тенденция развития структуры растяжения в районе будущего землетрясения. К 1 декабря она достигла размеров 400×150 км с центром, который характеризовался падением уровня воды в скважинах, находящихся в эпицентральной зоне будущего землетрясения. Максимум интенсивности аномалии и размеров структуры растяжения наблюдался за 11 часов до землетрясения. За 40 минут до толчка начался процесс уменьшения аномалии (Инженерная .., 2013).

В настоящее время различают три основных вида сейсмического прогноза: а) долгосрочный, когда землетрясение ожидается на достаточно большой площади, а время его ожидания растянуто на годы и десятилетия; б) среднесрочный, когда землетрясение ожидается на относительно небольшой площади, а время ожидания измеряется месяцами и несколькими годами; в) краткосрочный, когда момент возникновения землетрясения должен предсказываться с точностью до нескольких суток и даже часов.

Несмотря на активно проводимую работу по прогнозированию землетрясений в мире, и отечественные и зарубежные специалисты признают, что сейчас нет и в ближайшем будущем едва ли будет создана методика, позволяющая с достаточной степенью вероятности предвидеть

Репозиторий ВГУ

конкретные характеристики конкретных землетрясений. Это касается как характера самого землетрясения – времени, когда оно произойдет, интенсивности, эпицентра, распространенности, числа и периодичности толчков и т.п., так и его последствий.

Мероприятия по инженерной защите территорий от сейсмической активности подразумевают (Королев, 2013): 1) разработку принципиально новых и эффективных способов повышения сейсмостойкости зданий и сооружений; 2) повышение качества проектирования объектов для различных сейсмологических зон; 3) ведение в сейсмических зонах сейсмостойкого строительства, повышение качества строительства, исключение брака; 4) проведение в сейсмоопасных зонах паспортизации (инвентаризации) объектов гражданского и промышленного, транспортного и коммунального назначения с целью выявления их сейсмостойкости; 5) проведение специальных работ (по повышению сейсмостойкости (укреплению) зданий и сооружений, разборке (демонтажу) недостаточно стойких строений и конструкций; 6) проведение противооползневых мероприятий.

Меры по подготовке и ликвидации последствий землетрясений проводятся заблаговременно и направлены на обеспечение готовности сил и средств к эффективному проведению после землетрясений спасательных, других неотложных работ и последующего восстановления, а также на выживание населения.

Репозиторий ВГУ

ГЛАВА 4
ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

4.1. ВЫВЕТРИВАНИЕ

Общие положения. Выветривание – экзогенный геологический процесс, наиболее широко распространенный на Земле, является одним из главных звеньев в цепи процессов образования горных пород и предшествует многим экзогенным геологическим процессам.

По устоявшимся представлениям *выветриванием,* или *гипергенезом*[5], *называется совокупность физических, физико-химических и биохимических процессов, происходящих в приповерхностной части литосферы при взаимодействии горных пород с атмосферой, гидросферой и биосферой (агентами выветривания) и приводящих к изменению состава, строения, состояния и свойств горных пород*. Суть этого процесса сводится к физическому разрушению и химическому и биохимическому разложению материнских горных пород под действием многочисленных факторов, таких как колебания температуры, расклинивающее действие замерзающей воды, воздействие кислорода, углекислоты, органических кислот и т.д. Комплекс отложений, измененных в ходе выветривания, называют элювием, или корой выветривания. Согласно К.К. Никитину (1968) *корой выветривания называется комплекс горных пород, образовавшихся в континентальных субаэральных условиях в результате физического и химического изменений исходных горных пород верхней части литосферы, стремящихся к равновесному состоянию в поверхностных термодинамических условиях под воздействием гидрогеохимических, биохимических и геолого-структурных факторов*.

Процессами изменения пород в приповерхностной зоне литосферы занимаются специалисты разных естественных наук. Интерес геологов и геохимиков связан с формированием гипергенных месторождений полезных ископаемых, почвоведов – с вопросами деградации почв.

[5] Термин «выветривание», будучи не совсем удачным переводом немецкого слова Verwitterung, часто ассоциируется с деятельностью ветра. Поэтому для обозначения процессов преобразования горных пород на поверхности земли академик А.Е. Ферсман (1922) предложил использовать термин «гипергенез» (от греч. *hyper* – над, сверх, поверх и *genesis* – происхождение, образование).

Репозиторий ВГУ

Для инженер-геологов важным является то, что выветривание приводит к ряду негативных изменений свойств горных пород (разуплотнению, снижению прочности, повышению деформируемости и т.д.), что влечет за собой проявление и активизацию многих экзогенных процессов. Изучение и прогноз развития выветривания необходим при планировании, проектировании и строительстве различных зданий и сооружений, оценке устойчивости склонов, прогнозе развития геологических процессов (Инженерная .., 2013).

В зависимости от преобладающих факторов различают физическое и химическое выветривание. Выделяемое иногда биогенное выветривание сводится либо к физическим, либо к химическим процессам.

Физическое выветривание – это исключительно механическое разрушение материала, и причины его многообразны. Одни разрушающие силы возникают в самой горной породе, другие прилагаются извне.

В физическом выветривании выделяется несколько разновидностей, отличающихся между собой механизмом разрушения. Их характеристика приводится ниже.

Термическое разрушение горных пород происходит под воздействием суточных и сезонных колебаний температуры. При этом минеральные зерна, слагающие породы, испытывают попеременно то расширение при нагреве, то сжатие при охлаждении. В породе возникают соответственно то сжимающие, то растягивающие напряжения, что ведет в конечном итоге к ее растрескиванию. Наибольшему разрушению в результате температурного выветривания подвержены полиминеральные породы: граниты, габбро, гнейсы и др., поскольку составляющие их минералы имеют разные коэффициенты объемного расширения. К тому же коэффициент линейного расширения даже у одного и того же минерала может меняться в зависимости от направления в кристалле (проявление анизотропии).

На интенсивность температурного выветривания влияют также окраска горной породы (значительно сильнее нагреваются темноцветные минералы) и размеры слагающих ее минеральных зерен. Гораздо быстрее разрушаются темноокрашенные или пестрые и крупнозернистые породы (рис. 4.1). Наиболее благоприятными условиями для развития температурного выветривания являются резкие перепады температур, особенно суточных, сухость воздуха и отсутствие или слабое развитие растительного покрова, смягчающего термическое воздействие на горные породы.

Разуплотнение пород в результате снятия нагрузки происходит в результате уменьшения природной или искусственной нагрузки либо вследствие релаксации тектонических напряжений. Причинами снятия напряжений могут являться отступание ледника, эрозионный врез, инженерно-хозяйственная деятельность человека. К примеру, имеется ряд геологических свидетельств того, что на территории Беларуси в плейстоцене каждый ледник на трансгрессивной стадии приводил

Репозиторий ВГУ

к гляциоизостатическому опусканию занимаемой им площади, а на регрессивной – к ее воздыманию. Размах этих движений мог достигать многих десятков метров, а при максимальном оледенении (днепровская стадия припятского оледенения) – даже 100 м и более. При этом происходила активизация разломных зон древнего заложения. Вместе с тем ледниковые покровы вызвали появление ряда нарушений в залегании пород, захватив приповерхностную часть земной коры до глубины 100–250 м (Палеотектоника .., 1983).

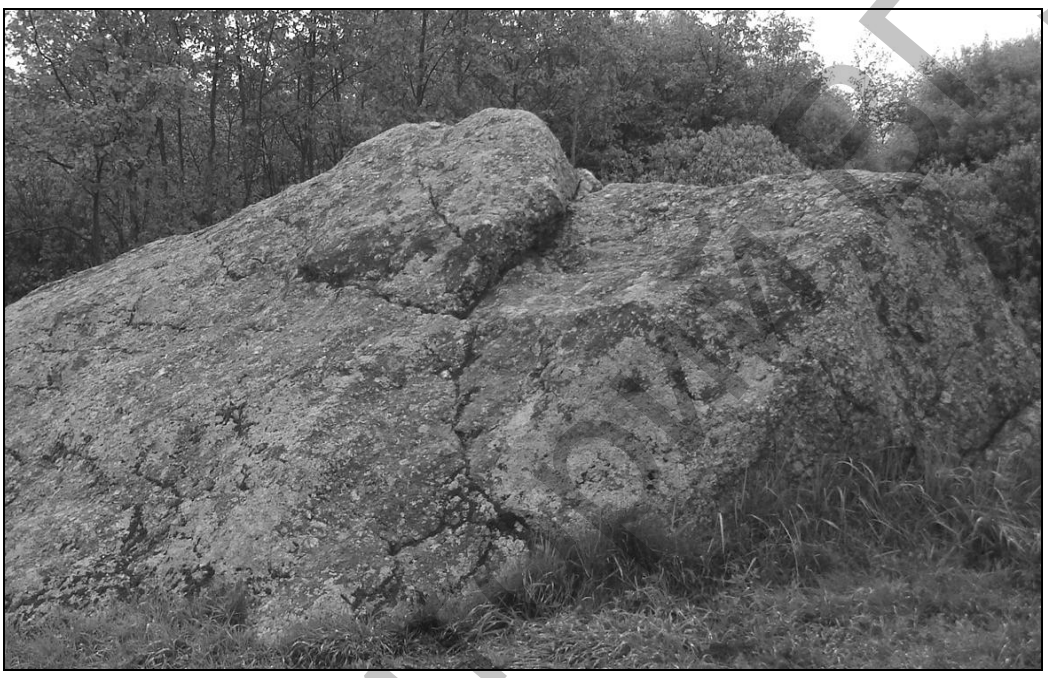


Рис. 4.1. **Валун из гигантозернистого гранита-рапакиви с многочисленными трещинами, образовавшимися в результате физического выветривания** (фото А.Н. Галкина, 2011)

Процесс разуплотнения в зоне разгрузки напряжений выражается в развитии трещиноватости и уменьшении плотности пород. Трещины разуплотнения характеризуются следующими признаками: располагаются вблизи дневной поверхности и простираются параллельно ей, они открытые или заполнены элювием, раскрытие их уменьшается с глубиной. Мощность зоны разуплотнения составляет десятки метров. Так, изучение верхнедевонских доломитов в районе строительства Витебской ГЭС на р. Западная Двина, залегающих под четвертичными отложениями на глубинах 7–23 м, показало, что в результате эрозионного вреза реки, произошедшего в конце позднего плейстоцена, и длительной (более 75 лет) разработки доломитов карьерным способом на прилегающих территориях (карьеры «Руба», «Тяково-Койтово», «Гралево») породы испытали декомпрессионные деформации, выразившиеся в разуплотнении и, следовательно, в увеличении трещиноватости.

На основании инженерных изысканий, проведенных в 2011–2014 гг. Витебским отделом ПРУП «Геосервис», в доломитовой толще выделено две зоны: верхняя мощностью от 0,5 до 10 м и нижняя мощностью до 35 м. Породы верхней зоны в разной степени трещиноваты и кавернозны. В верхней части ее разреза трещины достигают размеров 1–4 см, с глубиной трещиноватость становится более мелкой. Трещины часто заполнены доломитовой мукой, реже песчано-глинистым материалом с доломитовой мукой. Вниз по разрезу наблюдается чередование трещиноватых доломитов с кавернозными и пористыми разностями. Плотность пород при естественной влажности составляет 1,76–2,30 г/см^3, коэффициент пористости 0,30–0,98, среднее значение предела прочности на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии R_c=14,4 МПа, что позволяет отнести породы верхней зоны к малопрочным грунтам, модуль деформации доломитов по данным прессиометрических испытаний в интервале давлений p=0,10–0,60 МПа не превышает 87 МПа. В то же время породы нижней зоны характеризуются более высокой плотностью – 2,13–2,32 г/см^3, низкими значениями коэффициента пористости – 0,26–0,44, обладают средней прочностью (R_c=16,7 МПа), их модуль деформации по результатам прессиометрии в интервале давлений p=0,10–0,60 МПа составляет более 130 МПа.

Подобное разуплотнение верхнедевонских доломитов можно наблюдать и в карьере «Гралево», где их добывают открытым способом. Здесь с разуплотненными породами часто связано проявление осыпных процессов (рис. 4.2).

Рис. 4.2. **Проявление осыпей в верхней выветрелой зоне доломитовой толщи в карьере «Гралево»** (фото А.Н. Галкина, 2005)

Репозиторий ВГУ

Процессы промерзания–протаивания. Замерзание воды в порах и трещинах при полном их заполнении вызывает колоссальные (до 250 МПа) напряжения в результате того, что объем льда на 9,08% больше объема, занимаемого водой. Необходимым условием развития морозного выветривания являются частые переходы температур через точку замерзания воды, т.е. процесс характерен для пород с сильным увлажнением и районов с холодным климатом. Интенсивность разрушения пород под воздействием процессов промерзания в значительной мере зависит от степени их литификации и влажности. При промерзании плотных магматических, метаморфических и осадочных пород, влажность которых относительно невелика, и при отсутствии в них трещин, перераспределения воды не происходит, и в мерзлом состоянии они обладают такой же массивной текстурой. При промерзании менее плотных, более трещиноватых и влажных пород наблюдается перераспределение воды и образование льда (Инженерная .., 2013).

Наиболее сильное перераспределение влаги и нарушение естественного сложения происходят в рыхлых глинистых и пылеватых грунтах. В этих породах возникновение температурного градиента приводит к интенсивной миграции пленочной воды к фронту промерзания. В результате происходит формирование ледяных линз, параллельных фронту промерзания, а в пределах минеральных прослоев порода часто уплотняется из-за дегидратации глинистых и пылеватых частиц (Попов, 1967). Кроме того, многократное промерзание–протаивание приводит к дроблению песчаных частиц и агрегированию глинистых до размера пыли.

Несмотря на то, что в настоящее время на территории Беларуси условия для развития морозного выветривания практически отсутствуют, тем не менее его следы можно обнаружить в различных районах страны.

Следы криогенных процессов, сопровождавших промерзание пород, наблюдаются в настоящее время как в северных, так и в южных районах страны. Так, процессы плейстоценового криогенеза (в слое сезонного промерзания–протаивания) привели к образованию широко распространенных покровных отложений, состоящих в основном из частиц пылеватой фракции (Инженерная .., 1978). Последующие же развевание и переотложение материала этих пород в экстрагляциальной области в условиях холодного засушливого климата положили начало формированию толщ лессовидных грунтов.

Механическое воздействие на горные породы способны оказывать и живые организмы.

Растворение и кристаллизация солей также способствуют выветриванию горных пород. Растворение особенно интенсивно проявляется в хлоридных, сульфатных и карбонатных осадочных породах. В результате растворяющей деятельности воды на поверхности растворимых пород появляются характерные формы – борозды, воронки,

Репозиторий ВГУ

а в глубине – различные полости, которые затем заполняются рыхлым материалом. При изменениях, уменьшающих растворяющую способность воды (колебаниях температуры, испарении, изменении скорости потока), часть растворенных солей может выпадать в осадок. Такая кристаллизация солей в замкнутом объеме часто вызывает большие давления, если объем кристаллов и остаточного раствора больше объема материнского раствора.

Химическое выветривание – это довольно сложные процессы химического разложения горных пород, включающие значительную группу химических реакций, биогенных и биохимических процессов.

К основным процессам химического выветривания, приводящим к изменению минерального состава горных пород, относятся гидратация–дегидратация, гидролиз, окисление–восстановление, катионный обмен.

Гидратация заключается в присоединении воды к исходным (первичным) минералам горных пород и может сопровождаться как образованием новых минеральных веществ, так и без него (гидратация глинистых частиц). И в том, и в другом случае в породе возникают напряжения, способные разрушить ее. К примеру, увлажнение глин вследствие положительного расклинивающего воздействия гидратных слоев, образующихся вокруг частиц, нередко сопровождается увеличением их объема (набуханием). Уменьшение же влажности этих пород ведет к их усадке. В результате возникают сжимающие и сдвиговые напряжения, являющиеся причиной образования трещин усадки.

Гидролиз и *катионный обмен* – это замещение ионами воды и растворенных в ней веществ ионов, входящих в состав минералов. При этом вытесняемые ионы либо выносятся (выщелачивание), либо осаждаются в виде труднорастворимых соединений. Источником H^+-ионов являются глины с высоким содержанием H^+ в качестве обменного катиона и живые организмы. Скорость гидролиза зависит от температуры, pH среды, гидродинамического режима, увеличиваясь в кислой среде с повышением температуры и увеличением водообмена. Реакции гидролиза, выщелачивания и катионного обмена наиболее интенсивно протекают в зоне аэрации и приводят к глубокому изменению минерального состава горных пород (Инженерная .., 2013).

Окисление играет заметную роль в выветривании пород. Его следует рассматривать как присоединение кислорода к минералам, особенно к тем, что содержат в своем составе железо. В результате окисления образуются новые минералы, устойчивые в зоне выветривания. Содержащееся в силикатах (оливин, пироксены, амфиболы), сульфидах (пирит, марказит и др.), карбонатах (сидерит) двухвалентное железо легко окисляется до трехвалентного. Конечным продуктом является лимонит. Процессы окисления хорошо фиксируются присутствием окислов и гидроокислов железа, которые придают породам характерные красные и желтые оттенки.

Репозиторий ВГУ

При окислении сульфидов образуется серная кислота, которая, взаимодействуя с природными водами, придает им сильнокислую реакцию и тем самым участвует в дальнейшем выветривании пород. Наиболее интенсивно процессы окисления протекают выше уровня грунтовых вод, куда в больших количествах поступает кислород из атмосферы. Также процессам окисления способствует большое содержание в почвенных горизонтах органического вещества, процесс разложения которого сопровождается выделением большого количества углекислоты, а также сложных органических соединений, агрессивных ко многим компонентам горных пород.

Весьма разнообразным воздействиям подвергаются породы со стороны *живых организмов*. Корни растений, проникая в трещины и разрастаясь, вызывают раскалывание пород; роющие животные – птицы, грызуны, земляные черви разрушают и перемешивают породы и т.д. (рис. 4.3). Так, например, кроты могут перемещать в год до 30 т грунта на площади в 1 га (Egginton, 1985), а популяция из 100 червей на одном квадратном метре за лето может проложить в почве километр ходов, делая ее рыхлой, водо- и воздухопроницаемой (Данилова, 2006). Установлено также, что червь за сутки пропускает через пищеварительный канал количество грунта с органикой, равное весу своего тела. Если принять средний вес червя в 0,5 г, а количество их на 1 м^2 – 100 штук, то за сутки они пропустят 50 г почвы, что в пересчете составляет 0,5 т/га (Чекановская, 1960).

Рис. 4.3. **Ласточкины гнезда в моренной «покрышке» озовой гряды в окрестностях д. Лесковичи Шумилинского района** (фото А.Н. Галкина, 2008)

Репозиторий ВГУ

Значительную роль в изменении горных пород играют микроорганизмы. Многочисленные исследования (В.И. Вернадский, М.А. Глазовская, Е.И. Парфенов, Н.П. Ремизов и др.) выявили существование различных водорослей, бактерий, лишайников и грибов, способных разлагать или разрушать многие минералы. Так, некоторые силикатные бактерии, выделяя слизистые образования, разрушают полевые шпаты. Нитрифицирующие бактерии способны выделять азотную кислоту, серобактерии – серную. Диатомовые водоросли извлекают из алюмосиликатов кремнезем для построения скелета своего тела. Некоторые зеленые и сине-зеленые водоросли аккумулируют в своих телах железо и способствуют появлению железистых корок «загара» на поверхности пород. Литофильные лишайники, грибы, водоросли могут расти на обнаженных скальных грунтах, удерживая поверхностную пленку воды и извлекая питательные вещества из минералов за счет ионного обмена. Гифы грибов проникают по трещинам спайности слюд, полевых шпатов и других минералов, образуя плотную сетку и разрушая минералы на мельчайшие фрагменты.

В зависимости от условий и преобладающих факторов воздействия выветривание протекает по-разному, однако для него характерны определенные закономерности, устанавливающие зональность процесса – гидрогеохимическую и климатическую. В результате формируется профиль коры выветривания, имеющий зональное строение, характерное для данного типа пород. Согласно И.И. Гинзбургу и К.К. Никитину (1963) *под зоной коры выветривания понимают часть коры выветривания, обладающую более или менее определенным минеральным составом, физическими свойствами и структурно-текстурными особенностями и характеризующуюся определенным комплексом происходящих и происходивших в ней геохимических процессов*. Гидрогеохимическая зональность проявляется в вертикальном разрезе и связана с различными условиями протекания химических реакций выше и ниже уровня грунтовых вод. Ниже уровня грунтовых вод, там, где вода полностью заполняет поры и пустоты горных пород, преобладают процессы гидратации и восстановления, выше этого уровня развиваются процессы окисления, гидролиза и катионного обмена.

Климат сильно влияет на скорость и характер протекания химических изменений в горных породах. Одни климатические условия обеспечивают быстрое физическое выветривание, другие способствуют развитию химических и биохимических процессов (рис. 4.4).

На основании четкой зависимости протекания процесса выветривания от климата Л.А. Ярг (1987) предлагает выделять температурно-влажностные классы (TWK) кор выветривания. Критерием их выделения является отношение количества атмосферных осадков к величине испарения. Для разных климатических зон это

Репозиторий ВГУ

отношение составляет от 1,1–1,4 (для субарктического пояса) и 2,2–3,3 (для умеренного) до 4,2–4,3 (для субтропического).

Температурно-влажностный класс (TWK) коры выветривания, по определению Л.А. Ярг (1987), представляет собой семейство кор выветривания, формирующееся в условиях определенного температурного и влажностного режимов поверхностной части некоторой области литосферы и отвечающих им типов почв и биоценозов.

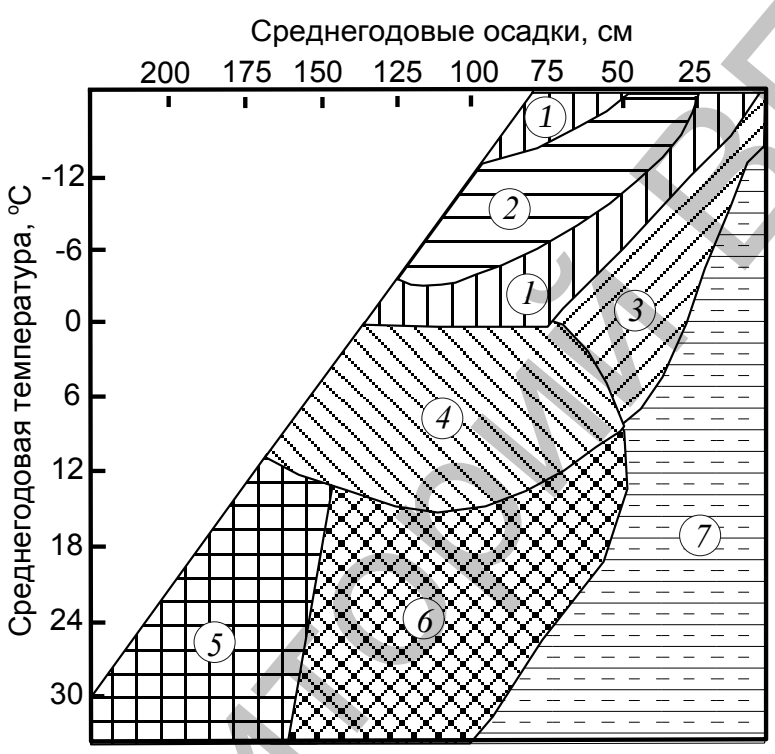


Рис. 4.4. **Соотношение различных типов выветривания в зависимости от количества осадков и температуры** (по Л. Полтиер, 1950).
1–3 – физическое выветривание: *1* – умеренное, *2* – интенсивное, *3* – слабое; *4–6* – химическое выветривание: *4* – умеренное со слабым морозным выветриванием, *5* – интенсивное, *6* – умеренное; *7* – очень слабое выветривание

На примере исследований процессов выветривания карбонатных пород в разных климатических зонах выведены зависимости механизма разрушения и представлены в виде следующих неравенств (Ярг, 1987):

$P_{ЛП} < P_{ОГ} + P_{РЛ} + P_{РВ}$ – для субарктического пояса с избыточным увлажнением;

$P_{ЛП} < P_{ОГ}$ – для районов с дефицитом влаги;

$P_{ЛП} < P_{ОГ} + P_{РЛ} + P_{РВ} + P_{РП}$ – для областей с умеренным климатом;

$P_{ЛП} < P_{ОГ} + P_{РП}$ – для субтропического пояса с избыточным увлажнением,

Репозиторий ВГУ

где $P_{ЛП}$ – локальная прочность известняков; $P_{ОГ}$ – объемно-градиентное напряжение; $P_{РЛ}$ – расклинивающее давление льда; $P_{РВ}$ – расклинивающее давление водных пленок; $P_{РП}$ – снижение прочности, обусловленное разгрузкой вокруг формирующихся пустот. Размерность всех величин, входящих в неравенства, выражается в Н/м^2.

Наряду с природными факторами все виды выветривания могут развиваться и под влиянием *техногенных факторов*. Выветривание, являясь подготовительным процессом для большинства геологических процессов и явлений, существенно видоизменяется по своим масштабам, интенсивности и распространению под влиянием человеческой деятельности и тем самым часто закладывает элемент техногенеза в эти явления еще до начала их возникновения, меняя некоторые известные закономерности их развития.

Термин «техногенное выветривание» является условным и относится не только к техногенным факторам процесса, но и к формированию искусственных обнажений – объекта развития выветривания – в строительных котлованах, дорожных выемках, горных выработках, на насыпных сооружениях и т.п. При этом сам процесс выветривания на техногенных обнажениях может развиваться под влиянием природных, техногенных и природно-техногенных факторов в различном сочетании. В связи с этим под термином «техногенное выветривание» понимают комплекс процессов, развивающихся на искусственных обнажениях горных пород под воздействием природных и техногенных агентов выветривания, в результате которых происходят изменения состава, состояния и свойств горных пород и формируется современный элювий. Главными отличительными чертами техногенного выветривания являются молодость и незаконченность процесса, маломощная, усеченная как сверху, так и снизу кора выветривания, небольшие масштабы обнажений, азональное распространение, преобладание физического выветривания и т.д. На рис. 4.5 приведена классификация искусственных обнажений, где схематично показано большое разнообразие техногенных объектов как элементов техногенного рельефа с различным геологическим строением.

Техногенные объекты выветривания привлекают внимание по разным причинам. На них лучше, чем на какой бы то ни было модели, можно изучать закономерности процесса выветривания, действие различных факторов, они позволяют определять показатели важнейших свойств выветрелых пород in situ на опытных телах больших размеров с учетом их структуры и текстуры. По наблюдениям на этих объектах можно контролировать условия функционирования инженерных сооружений и управлять их взаимодействием с окружающей средой. На техногенных объектах выветривания существует некоторая специфика, которая с позиции инженерно-геологического подхода отличает их от природных кор выветривания. Она заключается прежде всего в том, что последствия выветривания, которые определяют условия освоения территорий и

Репозиторий ВГУ

эксплуатации сооружений, прогнозируются на базе оценки естественного, невыветрелого массива горных пород с привлечением данных об аналогии (Иванов, Тржцинский, 2001).

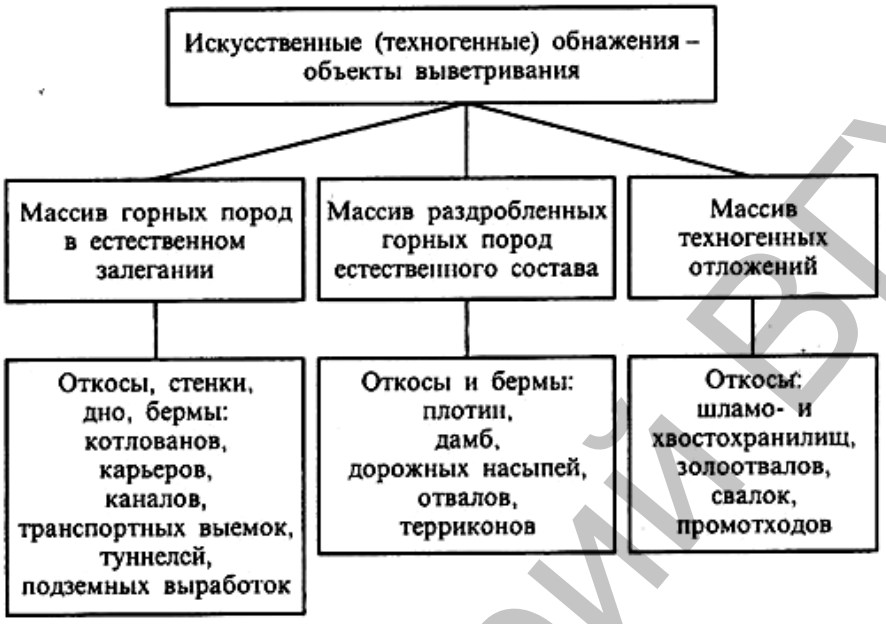


Рис. 4.5. **Основные объекты техногенного выветривания**
(по И.П. Иванову, Ю.Б. Тржцинскому, 2001)

Схемы расчленения кор выветривания на зоны в инженерно-геологических целях. В геологической науке разработаны разные подходы к изучению кор выветривания: по условиям образования и залегания, времени образования (возрасту), типу материнских пород, преобладающим процессам разложения пород и степени их дезинтеграции (в основном физической). Последний из перечисленных выше подходов характерен практически для всех инженерно-геологических схем расчленения коры выветривания. Среди них известность получили схемы Г.С. Золотарева (1971, 1983), Н.В. Коломенского (1952), Е.М. Сергеева и Ю.Д. Матвеева (1972), Л.А. Ярг (1974, 1987, 1991) и др. Среди геологов-геохимиков наибольшее признание получила схема И.И. Гинзбурга (1963).

В разных схемах выделяется от 3 до 5 зон с различным состоянием выветрелых пород (элювия). Остановимся более подробно на схеме Г.С. Золотарева (1983), получившей наибольшее применение в инженерно-геологических исследованиях (рис. 4.6). Он выделяет три зоны (I–III) измененных в результате выветривания пород.

На монолитной материнской породе, в которой трещиноватость является результатом тектонической обстановки данного региона, залегает трещинная зона выветривания. Изменения в этой зоне в основном связаны с расширением естественных трещин и реже с образованием новых,

Репозиторий БГУ

что в целом приводит к увеличению водопроницаемости пород. Изменения в результате химического выветривания наблюдаются на стенках трещин и разломов.

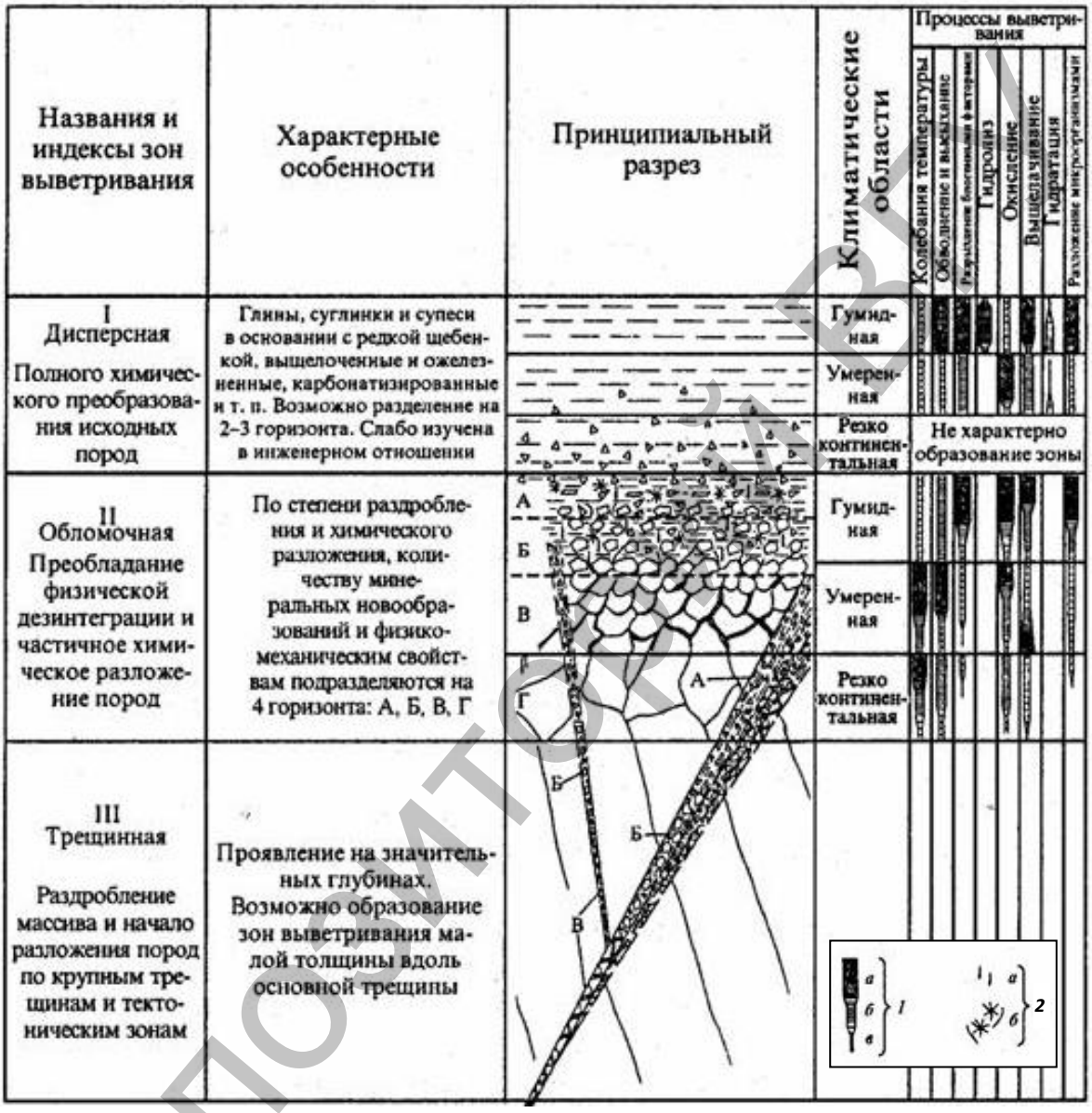


Рис. 4.6. **Принципиальная схема инженерно-геологического расчленения коры выветривания** (по Г.С. Золотареву, 1983).
1 – интенсивность действия процессов выветривания: *а* – значительная, *б* – средняя, *в* – слабая; *2* – минеральные новообразования: *а* – гипс, *б* – гидроокислы железа

Обломочная зона представлена породами, нарушенными интенсивной трещиноватостью в результате физического выветривания и изменением минерального состава химическими процессами. Для этой зоны характерна большая неоднородность по всем показателям физических и физико-механических свойств: трещиноватости, водо- и газопроницаемо-

сти, прочности и деформируемости. Эти показатели могут отличаться в пределах зоны более чем на порядок. В зоне возникают разные экзогенные процессы, такие как эрозия, абразия, осыпи, обвалы, оползни.

В пределах обломочной зоны выделяют разное число подзон. Так, Л.А. Ярг обособила глыбовую и щебнистую подзоны по степени дезинтеграции пород. Другие исследователи, в том числе Г.С. Золотарев, выделяют четыре подзоны (горизонта) по степени выветрелости, т.е. по размеру дресвы, глинистости, ожелезнению, загипсованности, плотности. По всей вероятности, эти исследователи проводят верхнюю границу обломочной зоны несколько выше, чем позволяет ее название. Отсутствие данных о порядке минимальных размеров обломков дает возможность в конкретных условиях проводить границы по другим характерным признакам. Так как подобное расчленение является инженерно-геологической схематизацией и главные признаки выделенной зоны определяют ее поведение при взаимодействии с другими средами, в том числе с инженерными сооружениями, то по аналогии с массивами невыветрелых пород к обломочной зоне следует относить породы, которые по современной классификации грунтов принадлежат к классу обломочных.

Дисперсная зона завершает разрез коры выветривания. Она представлена практически новым геологическим образованием, коренным образом отличающимся от материнской породы по составу, состоянию и свойствам. В этой зоне преобладают вторичные глинистые минералы, образовавшиеся в результате выветривания, здесь накапливаются гипс, карбонаты, окислы железа. Обычно в пределах дисперсной зоны выделяют две подзоны: верхнюю глинистую, весьма однородную по физико-механическим свойствам и практически водонепроницаемую, и нижнюю песчано-глинистую с включениями щебня, менее однородную и слабо водопроницаемую.

Особенности изменений состава, состояния и свойств горных пород при выветривании. Химические процессы, связанные с выносом вещества и разрушением кристаллизационных структурных связей, ведут к изменению состава, состояния и свойств горных пород. Чем сильнее условия образования породы отличаются от приповерхностных, тем быстрее идет ее разрушение, так как составляющие ее минералы становятся неустойчивыми в новой обстановке. Из этого следует, что быстрее всего химически изменяются глубинные породы – магматические и сильнометаморфизованные, тогда как образованные в приповерхностных условиях – осадочные, эффузивные, терригенные – остаются относительно устойчивыми и подвержены больше механическому разрушению. Это подтверждается как экспериментами, так и натурными исследованиями.

Исходя из миграционной способности элементов и характера их взаимосвязи, минералы, слагающие породы, изменяются с различной скоростью и дают различные конечные продукты. Первыми начинают

Репозиторий ВГУ

разлагаться сернистые соединения, в частности пирит. При разрушении пирита образуется серная кислота, которая становится важным агентом выветривания. Одновременно с окислением пирита происходит гидратация хлоритов, в конечном итоге приводящая к образованию каолинита. Несколько позже происходит разрушение первичных алюмосиликатов (слюды, полевые шпаты, пироксены, амфиболы) и переход их во вторичные (глинистые). Процесс сопровождается выносом калия, натрия, кальция, магния либо накоплением их в виде простых солей, таких, например, как гипс, кальцит, магнезит и др. Железо и алюминий в основном накапливаются в виде оксидов и гидрооксидов. Кварц в процессе выветривания химических преобразований не претерпевает, разрушается механически. Глинистые минералы легко подвергаются механическому разрушению, но химически изменяются с трудом (Инженерная .., 2013).

Территория Беларуси находится в умеренном климатическом поясе. Изменение минерального состава пород коры выветривания в результате замещения первичных минералов вторичными в условиях умеренного климата незначительно и наблюдается лишь в верхах разреза. Для магматических и сильнометаморфизованных пород кислого состава оно сводится к замещению биотита хлоритом и гидрослюдами и полевых шпатов каолинитом. Мощность полностью измененной дисперсной зоны составляет 0,1–0,5 м. Снизу вверх характерно закономерное изменение свойств: уменьшение плотности, увеличение содержания пылеватых и глинистых частиц, снижение прочности, появление свойств пластичности и набухания.

В коре выветривания основных пород преобладает обломочная зона. Нижняя ее часть представлена обычно глыбами и обломками слабовыветрелых пород. Вторичные изменения проявляются в образовании оксидов железа и галлуазита за счет темноцветных минералов, повышении содержания Al_2O_3 и снижении SiO_2. Для щебнистой зоны характерно наличие обломков выветрелых глиноподобных пород, сохранивших структуру материнских, так называемый «гнилой камень». В этой зоне преобладают вторичные минералы монтмориллонит-галлуазитового состава, присутствуют оксиды и гидрооксиды железа. В случае наличия дисперсной зоны последняя представлена глинистыми образованиями с преобладанием монтмориллонита. В этой зоне полностью отсутствуют первичные минералы. Для основных пород характерны те же изменения физико-механических свойств, что и для кислых.

Несколько по-иному происходит выветривание осадочных горных пород, поскольку многие из составляющих их минералов устойчивы в зоне гипергенеза. Но так же, как и в случае с магматическими породами, на ход процесса, а также состав и состояние элювия осадочных пород влияют первоначальный вещественный состав и климат. Наиболее быстро разрушаются породы со слабыми связями: морские глины, алевролиты, аргиллиты, полимиктовые песчаники и т.д.

Репозиторий ВГУ

Многочисленные исследования процессов выветривания пород глинистого и пылеватого состава показали, что даже крепкие литифицированные разности, как, например, аргиллиты и алевролиты, в условиях умеренного климата довольно быстро дезинтегрируются в результате процессов промерзания–протаивания и увлажнения–иссушения. По структурным дефектам активно развиваются процессы гидратации и катионного обмена. В результате порода теряет свою первоначальную структуру, приобретает новые свойства: уменьшаются плотность, прочностные и деформационные характеристики, увеличиваются пористость и показатели пластичности.

Поскольку главным минералом песчаных пород является стойкий к химическому воздействию кварц, то и в выветривании песчаных пород преобладают процессы дезинтеграции. В результате на мономинеральных кварцевых песчаниках с кремнистым цементом формируется маломощная кора выветривания, содержащая лишь обломочную зону. Кора выветривания полимиктовых песчаников с глинистым или карбонатно-глинистым цементом может образовывать и зону тонкого дробления, в которой наблюдаются существенные изменения минерального состава, а также структуры и текстуры породы, а скорости выветривания слабых разностей песчаников с глинистым цементом примерно сходны со скоростью выветривания пород глинистого и пылеватого состава. На песчаниках, содержащих большое количество полевых шпатов (более 40%), может формироваться кора выветривания, подобная корам кислых интрузивов (Ярг, 1974).

Основным процессом выветривания карбонатных пород в умеренном климате является выщелачивание кальцита, в результате чего по структурным дефектам формируются трещиноватость и кавернозность, что в конечном итоге ведет к образованию обломочного элювия. В верхних частях разреза происходит накопление песчано-глинистых остаточных продуктов. Динамика процесса определяется pH инфильтрационных вод, соотношением кальцита и доломита в породе, ее структурой и проницаемостью, наличием глинистого материала, других примесей, например, пирита. В изменении свойств пород наблюдается та же закономерность, что и для остальных, т.е. уменьшение плотности, прочностных и деформационных свойств, увеличение пористости. Следует отметить, что в сухом жарком климате в результате интенсивного испарения и вторичной кристаллизации солей в карбонатных породах выше щебнистой зоны часто образуются слои, состоящие из реликтов первичной породы, крепко сцементированных вторичным кальцитом. Такие гипергенные кальцитовые корки отличаются высокой прочностью и плотностью, превышающими аналогичные показатели зон дезинтеграции.

Изменение свойств метаморфических пород подчиняется общим закономерностям. Следует заметить, что чем сильнее степень

Репозиторий ВГУ

метаморфизма, тем более неустойчивы в зоне гипергенеза будут составляющие породу минералы и тем больше коры выветривания будут напоминать коры магматических пород того или иного состава.

Резюмируя вышесказанное, можно отметить, что изменение породы при выветривании начинается с процесса дезинтеграции. На его скорость в первую очередь влияет характер связей. В породах с кристаллизационными связями (магматических, сильнометаморфизованных, карбонатных) этот процесс протекает медленно. В породах с преимущественно водно-коллоидными связями (глинистые) под воздействием различных физических процессов разрушение происходит быстрее. Текстура пород определяет форму обломков. Характер, степень и скорость изменения химического и минерального состава пород определяется климатическими условиями и первоначальным составом. На мощность элювиальных накоплений влияет тектонический режим. В ряде случаев, когда скорость денудации превышает скорость накопления, верхние зоны могут отсутствовать (Инженерная .., 2013).

Изучение динамики выветривания. Для количественной оценки выветривания и его динамики используют множество различных показателей. Среди них наиболее часто употребляются следующие:

1. *Показатель выветрелости i* (%), по А. Хемролу (1961), для изверженных и метаморфических пород:

$$i = P_2 - P_1 / P_1,$$

где P_1 – масса образца пород, высушенного при 105°; P_2 – масса того же образца, насыщенного водой в течение 1,5–2 ч.

2. *Показатель стойкости* (выветрелости) пород K_c по П.Н. Панюкову (1962):

$$K_c = R_b / R_0,$$

где R_0 – начальная (исходная) прочность породы при ее вскрытии в откосе; R_b – прочность той же породы через год после ее вскрытия в откосе.

3. *Показатель выветрелости* пород $K_в$ по В.Б. Швецу (1964):

$$K_в = (K_t - K_0) / K_t,$$

где $K_t = P_м / P_б$ – после обработки в специальном барабане; $K_0 = P_м / P_б$ – до обработки (состояние в отобранной пробе); $P_м$ – масса частиц размером менее 2 мм; $P_б$ – масса частиц размером больше 2 мм.

Данный показатель принят в качестве стандарта в ряде стран СНГ (ГОСТ 25100–2011). Согласно этому нормативному документу среди крупнообломочных грунтов выделяют следующие категории: слабовыветрелые – $0 < K_в \leq 0{,}50$; средневыветрелые – $0{,}50 < K_в \leq 0{,}75$; сильновыветрелые – $0{,}75 < K_в \leq 1{,}00$.

Репозиторий ВГУ

4. *Степень выветрелости* осадочных и магматических пород $B_с$ по Г.С. Золотареву (1969):

$$B_с = F_Н - F_0 / F_Н - F_А,$$

где F – характерные показатели исследуемых пород: плотность, пористость, сопротивление сжатию, динамический модуль упругости, сцепление, содержание гипса или окислов железа и др.; индексы Н, 0 и А обозначают соответственно невыветрелую, исследуемую и предельно выветрелую породу.

По результатам обобщения данных исследований разных пород по разным F показателям Г.С. Золотарев (1983) рекомендует выделять по степени выветрелости четыре категории пород: сильновыветрелые с $B_с > 0{,}9$; выветрелые с $B_с = 0{,}9–0{,}7$; средневыветрелые с $B_с = 0{,}7–0{,}3$ и слабовыветрелые с $B_с < 0{,}3$. Подразумевается, что материнская, невыветрелая, порода имеет значение $B_с = 0$, а предельно выветрелая равна 1,0.

5. *Средняя скорость* изменения показателей свойств пород в процессе выветривания $\overline{V}_B$ по Ю.Д. Матвееву (1970):

$$\overline{V}_B = \overline{V}_1 / \sqrt{t},$$

где $\overline{V}_1$ – средняя скорость выветривания за первый год наблюдения; t – время выветривания.

6. *Показатель интенсивности* выветривания K_R, по Л.А. Ярг (1974), представляет собой отношение приращения величины некоторой характеристики пород к приращению мощности выветрелых пород:

$$K_R = (\overline{R}_{i,n} - \overline{R}_{i,(n-1)}) / ((hn / 2) + (h(n-1) / 2),$$

где $\overline{R}_i$ – среднее значение некоторого показателя свойства для соответствующей зоны выветривания мощностью h.

Оценки и прогнозы свойств элювиальных отложений, особенностей процесса выветривания, расчленения кор выветривания и других специфических ее черт возможны на базе соответствующей обработки информации, получаемой в результате специальных исследований и наблюдений. В последние годы возросло количество методов и способов обработки инженерно-геологической информации, поэтому остановимся только на перечне тех из них, которые нашли свое применение при изучении процесса выветривания и его последствий (Ярг, 1991). Это: а) построение усредненных графиков изменчивости физико-механических свойств пород кор выветривания; б) проверка наличия тренда в изменчивости свойств выветрелых пород математическими методами (критерий числа «скачков», число смен знаков, критерий Спирмена и др.); в) установление основных причин изменчивости свойств по коэффициенту ранговой корреляции Спирмена; г) расчленение коры выветривания на зоны по комплексу показателей свойств пород методом дискриминатора, по критерию Д.А. Радионова,

Репозиторий ВГУ

методом взвешивания координат точки разграничения Г.К. Бондарика, графическим методом корреляции «накопленных сумм» и др.

О сложностях инженерно-геологического изучения выветрелых пород можно судить по большому количеству опубликованных рекомендаций, инструкций, методических указаний и т.п. Особенно детально эти проблемы рассмотрены в трудах Г.С. Золотарева (1971, 1983) и Л.А. Ярг (1987, 1991). В настоящее время в состав инженерно-геологических исследований кор выветривания входят инженерно-геологическая съемка, геофизические, буровые и горные работы, опробование, полевые и лабораторные исследования состава и физико-механических свойств пород, инструментальные геодезические наблюдения, опытно-фильтрационные работы и др. Детальность этих работ зависит от стадии освоения конкретной территории.

Мероприятия по инженерной защите от выветривания горных пород. Выветривание не является катастрофическим процессом, однако его развитие может иметь опасные последствия, т.к. вслед за выветриванием пород могут развиваться иные опасные геологические процессы, в том числе и носящие катастрофический характер. Для защиты сооружений от вредного и опасного влияния процессов выветривания пород на их устойчивость применяют различные инженерные мероприятия. Их выбор зависит в первую очередь от того, будут ли рассматриваемые породы служить естественным основанием для сооружений, или они слагают естественные склоны, откосы выемок, стенки котлованов, или в них будут проходиться подземные выработки, каналы и другие сооружения. Важное значение при этом имеют состав, степень выветрелости пород, мощность зоны выветривания и скорость ее образования (Ломтадзе, 1984).

В зависимости от всех этих факторов защитные инженерные мероприятия могут состоять в следующем:

1. Срезка выветрелых пород – полная или частичная.
2. Ограничение доступа к горным породам для главных агентов выветривания: отвод атмосферных, поверхностных и подземных вод, покрытие обнажений, изолирующее их от внешних воздействий.
3. Применение искусственных оснований путем замены выветрелых пород песчано-гравелистыми, галечниковыми, щебенистыми, бетонными подушками или использование фундаментов глубокого заложения.
4. Повышение устойчивости горных пород тампонажем трещин и карстовых пустот, укреплением методами технической мелиорации и т.п.
5. Ограничение масштабов формирования техногенных обнажений с обязательной рекультивацией осваиваемых территорий.
6. Управление процессом перемещения современного элювия на склонах и откосах.
7. Организация геодинамического мониторинга разного уровня на территориях интенсивного выветривания на искусственных обнажениях.

Репозиторий ВГУ

4.2. ПЕРЕРАБОТКА БЕРЕГОВ ВОДОЕМОВ

Общие положения. Берега морей, озер и водохранилищ постоянно изменяют свои очертания под воздействием волнений, приливов и отливов, вдольбереговых и направленных течений, а также вследствие физического и химического воздействия воды и живущих в ней организмов на горные породы, слагающие берега.

Процесс изменения очертаний берегов морей и озер в результате их разрушения под воздействием, главным образом, волноприбоя называется абразией (от лат. *abrasio* – соскабливание). Формирование берегов водохранилищ принято называть *переработкой*, поскольку до их создания берега формировались под воздействием других природных процессов, в иных естественных условиях (Ломтадзе, 1977).

Важнейшим условием, предопределяющим абразионное развитие берега, является крутизна исходного откоса прибрежной части дна водоема. Абразия создает на берегах абразионную террасу, или бенч, и абразионный уступ, или клиф (рис. 4.7). Образующиеся при этом в результате разрушения горных пород песок, гравий, галька могут вовлекаться в процессы перемещения наносов и служить материалом для образования береговых аккумулятивных форм. Часть материала сносится волнами и течениями к подножию абразионного подводного склона, формируя здесь прислоненную аккумулятивную террасу. По мере расширения террасы абразия постепенно затухает (так как расширяется полоса мелководья, на преодоление которой расходуется энергия волн) и при поступлении наносов она может смениться аккумуляцией (Большая .., 1978).

Разрушительная работа волн способна осуществляться механическим, химическим, термическим путем. В первом случае разрушение пород, слагающих берег, происходит под действием гидравлического удара прибойного потока, мгновенной компрессии и декомпрессии воздуха в трещинах пород в результате действия прибоя, а также путем бомбардировки и истирания горной породы обломками той же или другой породы (Зенкович, 1962).

Химический путь реализуется на берегах, сложенных растворимыми породами. По уменьшению степени растворимости пород отмечается следующая последовательность: галит, гипс, известняк, доломит. Чаще всего в природе наблюдаются абразионные берега, сложенные известняками в силу более широкого распространения последних.

Химическая абразия обычно комбинируется с механической, но все же не создает особого типа берега, а обычно лишь в той или иной степени осложняет морфологию «нормального» абразионного берега.

Термоабразия – это сочетание процессов теплового и механического разрушения берегов водоемов при воздействии волноприбоя на участках побережья, сложенных мерзлыми горными породами. Другими факторами,

Репозиторий ВГУ

определяющими интенсивность термоабразии, являются температура воды и энергия волноприбойных процессов – основные условия размыва и выноса рыхлого материала, слагающего береговые уступы.

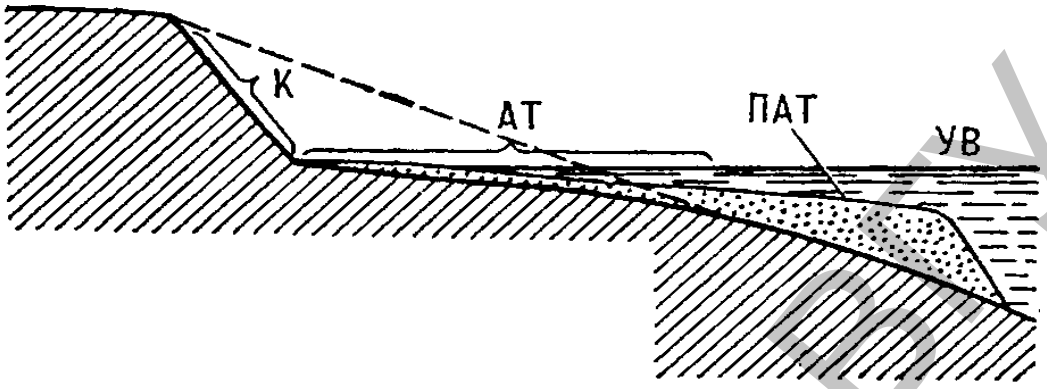


Рис. 4.7. **Схема абразионных форм и элементов берега** (по В.П. Зенковичу, 1962). К – клиф; АТ – абразионная терраса (бенч); ПАТ – подводная аккумулятивная терраса; УВ – уровень воды

На территории Беларуси абразию можно наблюдать на северо-восточных берегах озер Нарочь и Мястро, на берегах водохранилищ Вилейское, Вяча, Заславское, Лепельское, Осиповичское, Погост и др. В отдельных районах страны остались следы абразии, которая развивалась на берегах крупных приледниковых озер – Скидельского, Суражского, Полоцкого, где высота древних обрывов достигает 3–4 м, а у подножия располагаются большие скопления гравия и валунов.

По современным оценкам специалистов, из 120 эксплуатируемых водохранилищ в Беларуси с суммарной длиной береговой линии около 1300 км, от 30 до 40%, а в некоторых случаях до 70% составляют берега абразионного типа (Современная .., 1991). Ширина зоны переработки в зависимости от различных факторов колеблется в среднем за период эксплуатации от 5 до 20 м, достигая местами 33 м (вдхр. Лепельское). При этом объемы размываемого грунта могут составлять от 4 до 57 м^3 на метр погонной длины.

Факторы развития берегов. Среди основных факторов, определяющих динамику формирования берегов морей, озер и водохранилищ, выделяются геологические, гидрологические, климатические и техногенные.

Геологические факторы, характеризующие типы, развитие и устойчивость абразионных побережий, являются основными и во многом определяют динамику развития абразионных процессов. К важнейшим из них относятся геологическое строение берегового массива, вещественный состав пород, условия залегания, их размываемость, прочность структурных связей, трещиноватость, наличие геологических процессов, активизирую-

Репозиторий ВГУ

щих абразию, и т.п. Склоны, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми отложениями, размываются более интенсивно по сравнению с берегами, сложенными скальными и полускальными твердыми грунтами. При этом следует отметить, что глинистые грунты не только размываются, но и непрерывно увлажняются, размокают, отрываются от грунтового массива и сползают вниз.

Большое значение для динамики абразии имеет характер напластования пород в береговом массиве (рис. 4.8). В случае падения пластов в сторону берега обрушение его протекает наиболее быстро, так как вода подрезает сразу целую пачку пластов или полную мощность слоя. При горизонтальном залегании разрушение берега несколько замедляется, и наиболее медленно оно протекает в случае пологого падения пластов в сторону водоема.

Рис. 4.8. **Влияние условий залегания горных пород на интенсивность абразии** (по А.Ф. Фролову, И.В. Коротких, 1990).
а – горизонтальное залегание пластов; *б, в* – падение пластов соответственно в стороны водоема и берега

Прочность структурных связей грунтов играет далеко не последнюю роль при интенсивности абразии. Более легко поддаются разрушению грунты со слабыми водноколлоидными связями, такие как лессы, мергели и др. Тяжелые суглинки, глины, которые с трудом переходят в мягкую консистенцию, а также песчаники, известняки и другие грунты с жесткими связями при взаимодействии с водой значительно лучше противостоят волновой деятельности.

Абразия может также быть парагенетически связана с целым комплексом других геологических экзогенных процессов и явлений, которые активизируются вследствие развития абразии. К таковым относятся, прежде всего, склоновые процессы – оползни, обвалы, осыпи. Особенно интенсивно абразия развивается в регионах, испытывающих неотектонические движения.

Репозиторий ВГУ

Очень большое значение в абразионном процессе имеют форма очертания и крутизна берегового склона. По форме очертания различают берега приглубого и отмелого профилей. На рис. 4.9 приведена схема наката волны на берег, из которой следует, что у приглубых берегов волна подходит к отвесному берегу, полностью сохраняя свою живую силу, и ударяется о него всем фронтом. На отмелых берегах по мере приближения к надводной части берега волна деформируется, распластывается, наклоняется, вследствие чего сила удара резко уменьшается. Откат волны происходит медленно из-за малого уклона дна у берега, в результате чего скопившиеся массы воды тормозят следующую набегающую волну. В этом случае аккумуляция наносов будет превалировать над разрушением берега.

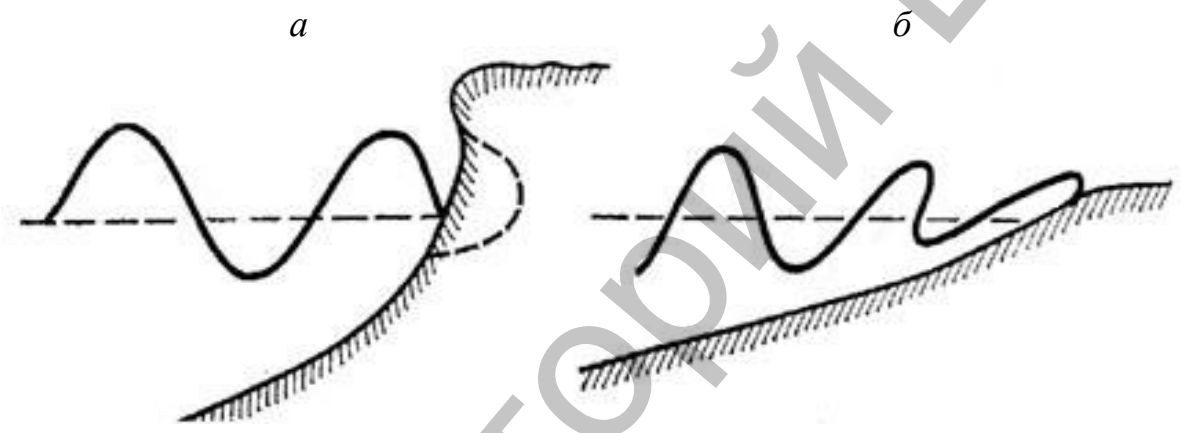


Рис. 4.9. **Схема наката волны на берег** (по А.Ф. Фролову, И.В. Коротких, 1990). Профили берега: *а* – приглубый, *б* – отмелый

В.П. Зенкович (1962) показал, что форма очертания берегового склона имеет решающее значение в процессе абразии, формируя в одном случае абразионный берег, который будет все время отступать, а в другом – аккумулятивный, у которого начнется отложение твердого материала.

Гидрологические факторы относятся к ключевым определяющим природным факторам, обусловливающим особенности формирования и развития берегов. Одним из наиболее значимых среди них является волнение, развивающееся на водной поверхности под воздействием ветров. Именно ветровые волны представляют наибольший интерес, так как они обладают большей разрушающей силой по сравнению с волнами другого происхождения.

По современным научным представлениям, ветровые волны образуются под влиянием передачи энергии ветра водным частицам из-за неравномерного его давления, возникающего при турбулентном (вихревом) движении проносящегося воздушного потока. Характер волновых

Репозиторий ВГУ

колебаний и их разнообразие зависят от интенсивности турбулентных пульсаций давления ветра. Так, капиллярные волны возникают при слабом ветре. После прекращения ветра быстро затухают под действием сил вязкости и поверхностного натяжения воды. При усиливающемся ветре капиллярные волны увеличиваются до определенных размеров, преобразуясь в гравитационные. Рост, формирование и изменение ветровых волн зависят от величины энергии, передаваемой ветром волнам, ее дальнейшего распределения и трансформации. По мере увеличения своих размеров волны начинают действовать на воздушный поток, и над взволнованной поверхностью воды создается неравномерное распределение сил давления воздушного потока, способствующее дальнейшему росту волн.

Ветер непрерывно пульсирует с разными скоростью и направлением, при этом пульсация усиливается с увеличением скорости ветра и ростом элементов волн, вследствие чего одновременно образуются волны с различными размерами, направлениями и скоростями распространения. Возникают сложные формы взволнованной водной поверхности, непрерывно меняющиеся во времени и пространстве. На рис. 4.10 приведены основные элементы волн, определяющие их размеры.

Для расчета размеров ветровых волн различными исследователями (В.Г. Анджановым, А.П. Браславским, Н.Н. Джунковским, В.П. Зенковичем, П.А. Кузнецовым, О.К. Леонтьевым, Г.И. Рычаговым, В.В. Шулейкиным и др.) предложены многочисленные эмпирические формулы и номограммы, довольно детально проанализированные в учебниках И.В. Попова (1959), В.Д. Ломтадзе (1977), Г.С. Золотарева (1983, 1990). Поэтому, не останавливаясь на их подробном рассмотрении, отметим лишь то, что высота и длина волны определяются глубиной водоема, длиной разгона (расстояние, на котором формируется волна), скоростью и продолжительностью ветров. Например, в Антарктических водоемах и в Северной Атлантике высота волн достигает 16–18 м при длине до 400 м. В дальневосточных морях, омывающих берега России, высота волн составляет 6–7 м, а длина – 100 м. Меньше высота волн на акваториях внутренних морей – Балтийском, Черном, Каспийском – до 6 м, хотя на отдельных из них (Черное) во время катастрофических штормов зафиксированы волны высотой до 12 м (Ломтадзе, 1977). Размеры волн на озерах и водохранилищах значительно меньше. На крупных озерах их высота может достигать 3–4 м, иногда 5–6 м, при длине 15–30 м (оз. Ладожское и др.). На малых водоемах, к каким относится большинство озер и водохранилищ Беларуси, в открытой их части в осенние штормы высота волны может достигать 0,5–0,7 м. Вблизи абразионных берегов в наветренной части котловин она способна увеличиваться. Обычная же высота волн колеблется от 0,25 до 0,30 м (Широков и др., 1992).

Репозиторий ВГУ

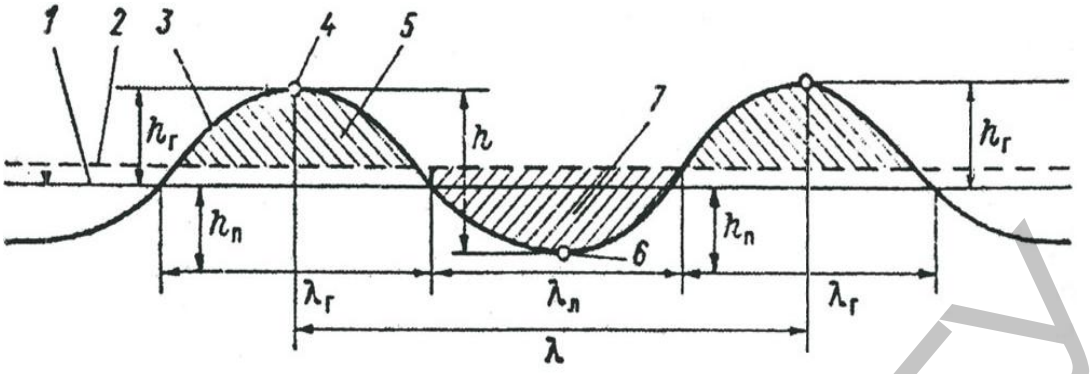


Рис. 4.10. **Профиль ветровой волны и ее элементы** (по А.С. Судольскому, 1991). *1* – статический уровень, *2* – средняя волновая линия, *3* – профиль волны, *4* – вершина волны, *5* – гребень волны, *6* – подошва волны, *7* – ложбина волны; λ – длина волны, $\lambda_г$ – длина гребня, $\lambda_л$ – длина ложбины, h – высота волны, $h_г$ – высота гребня, $h_п$ – заглубление подошвы

Нередко на параметры волн малых водоемов оказывает влияние конфигурация котловин. Так, на севере Беларуси распространены длинные узкие ложбинные озера, вытянутые с северо-запада на юго-восток, т.е. в направлении преобладающих ветров. Конфигурация таких озер способствует не только увеличению разгона волны, но и образованию поверхностных течений в направлении длинной оси.

Как и в любом колебательном движении, характеристика волн определяется еще и таким показателем, как период (T) – время, за которое волна проходит путь между смежными гребнями или ложбинами. Этот показатель зависит от длины волны. Мелкие, близко следующие друг за другом волны, подходящие к берегу, имеют период в несколько секунд, гребни же длинных волн в открытых водоемах могут следовать один за другим с интервалом даже до 20 с. С периодом волнового колебания связана скорость распространения волн, которая рассчитывается путем деления длины волны на ее период, т.е. $v = \lambda/T$.

В целом волнение – это сложный процесс, поскольку, как правило, на берег воздействует не одна система волн, а несколько, характеризующихся разными длиной, высотой и направлением движения. Эти разные системы, накладываясь друг на друга, интерферируют между собой, усиливаясь в случае совпадения фаз и увеличивая свою энергию. При подходе волны к берегу под углом, а это, как правило, обычный случай, происходит рефракция или преломление волны, т.е. волна на мелководье изгибается и разворачивается параллельно берегу, производя лобовую атаку на него. При этом фронт атаки волны растягивается и сила его концентрируется и усиливается на мысах и ослабевает в бухтах. Такой эффект рефракции волн имеет большое инженерно-геологическое значение. Он должен учитываться при определении мест расположения береговых защитных сооружений и при выборе их типа (Иванов, Тржцинский, 2001).

Репозиторий ВГУ

Наряду с волнением не менее важным фактором, обусловливающим особенности формирования и развития берегов, особенно водохранилищ, является уровенный режим водоемов. Его влияние устанавливается через амплитуду колебания уровня, скоростей его подъема и снижения, продолжительности стояния на определенных интервалах высот, годовой и многолетний ход. Именно режим уровня водохранилища определяет развитие таких геологических процессов, как оползни, обвалы, формирование подпора, подтопление и заболачивание прилегающих к водоемам отлогих участков побережий.

Климатические факторы также в существенной мере влияют на динамику абразии. К ним относятся температурный режим водоема по сезонам года, наличие или отсутствие льда, количество выпадающих осадков, амплитуда колебания температуры и т.п. Комплекс климатических факторов определяет тепло- и влагообеспеченность береговых массивов, влияющую на динамику абразионного процесса. Особенно сильно на абразию может влиять количество выпадающих осадков: с увеличением увлажненности пород происходит ослабление их структурных связей и возрастает их размываемость. Температурные колебания обусловливают динамику физического выветривания пород, слагающих береговые массивы; с увеличением выветрелости пород интенсивность абразии возрастает. Климатические факторы подчиняются определенной широтной зональности, поэтому данный фактор может в ряде случаев определять и широтную зональность развития процесса абразии (Инженерная .., 2013).

На динамику абразионного процесса в не меньшей степени может оказывать влияние и деятельность человека. При этом *техногенные факторы* развития абразии по берегам водоемов связаны преимущественно с особенностями строительства и хозяйственной деятельности в прибрежной зоне. Техногенное воздействие на абразию может носить двойственный характер: во-первых, человек может влиять на волновой режим водоема в прибрежной зоне, усиливая или ослабляя абразию, а во-вторых, он может оказывать ослабляющее действие на сами породы, слагающие побережья, и тем самым активизировать абразию. Так, например, строительство в акватории вблизи берега различных инженерных сооружений, снижающих энергию волн, будет приводить к ослаблению абразии. Напротив, инженерно-хозяйственная деятельность на берегу, приводящая к ослаблению структурных связей пород, нарушению устойчивости береговых склонов, дополнительная пригрузка поверхности, нарушение гидрогеологических условий, тепловлагообеспеченности пород и т.п. могут вызвать активизацию береговой абразии (Инженерная .., 2013).

Типы берегов водоемов Беларуси. Разработка единой системы классифицирования берегов является начальным этапом для выбора правильной методики их изучения и прогноза формирования (Широков и др., 1992).

Репозиторий ВГУ

Более детально береговые процессы изучались преимущественно на крупных естественных и искусственных водоемах. Сам принцип классификации следует понимать как процедуру разделения рассматриваемого множества береговых объектов на подмножества по характерным признакам. Так, О.К. Леонтьев (1961) по генетическому признаку выделял неразмываемые, абразионные, аккумулятивные и биогенные типы берегов. В свою очередь, абразия, подмывая основания склонов и нарушая их устойчивость, вызывает развитие некоторых геологических процессов, таких как оползни, обвалы, осыпи и др. Это обусловливает необходимость разделения абразионных берегов а более мелкие подтипы (рис. 4.11): абразионно-оползневые, абразионно-обвальные, абразионно-осыпные или различные их комбинации.

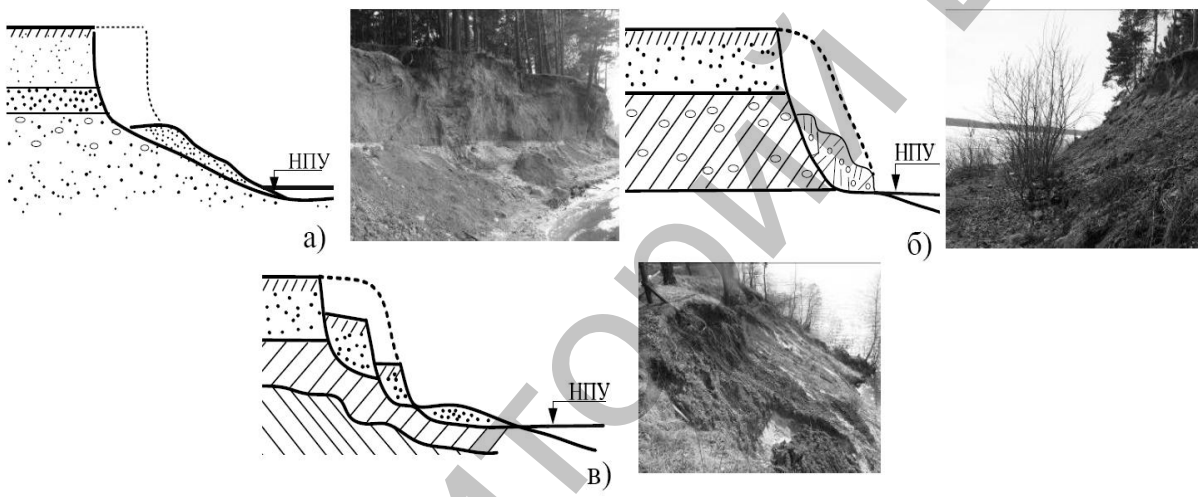


Рис. 4.11. **Подтипы абразионных берегов водохранилищ Беларуси** (по В.В. Кобяку, 2013): а) абразионно-осыпной; б) абразионно-обвальный; в) абразионно-оползневой

Для решения многих практических задач наряду с генетическими признаками важное значение при классифицировании приобретают гидродинамические, литологические, морфометрические и другие особенности формирования берегов. Термин «генезис берега» иногда отождествляется с генезисом слагающих его пород, или типом берегового процесса. Так, например, практика многолетних исследований процессов формирования берегов водоемов Беларуси позволяет выделить две гидродинамические группы берегов: волнового и неволнового происхождения (Широков, Лопух, 1986). Такое разграничение вызвано наличием на малых водохранилищах значительных по протяженности устойчивых к абразии берегов, формирующихся в условиях почти полного отсутствия волнового влияния. Динамически пассивные районы в пределах водохранилища имеются в первую очередь в верхней и средней его частях, где берега, минуя

Репозиторий ВГУ

абразионный и другие типы развития, стабилизируются, а часто и полностью зарастают. Берега волнового происхождения концентрируются в динамически активной прибрежной зоне, что и характерно для озер. На основании проведенных широкомасштабных исследований береговых процессов В.М. Широковым и П.С. Лопухом (1986) выделено пять генетических групп, объединяющих 10 типов берегов озер и водохранилищ (табл. 4.1). Основным критерием для выделения генетических групп авторы определили общность признаков берегового процесса, а для отдельных типов – преобладающий вид развития берега, приуроченный к различным легко размываемым грунтам (суглинкам, супесям, пескам) или к определенному их сочетанию.

Среди берегов антропогенного происхождения выделяются закрепленные берега (бетонированные и земляные дамбы, плотины, укрепленные берега), а также берега каналов дорог, совпадающих с береговой линией озер.

В отдельных случаях их протяженность может быть значительной. Так, для водохранилищ полесского типа при создании искусственных водоемов закрепленные дамбами берега могут достигать 70–80%, а иногда и 100% общей протяженности береговой линии.

Особенности развития береговых процессов на озерах и водохранилищах Беларуси. Общее количество озерных водоемов в республике превышает 10 тыс., общая их площадь – более 1500 км^2, а объем воды в них составляет 6–7 км^3. Белорусские озера относятся к числу малых. Наиболее значительное оз. Нарочь имеет площадь 80 км^2, а самое глубокое оз. Долгое достигает в глубину 53,7 м. Крупных озер, площадью более 10 км^2, всего 23. Кроме Нарочи, это Освейское (52 км^2), Червоное (>40 км^2), Лукомское (36,7 км^2), Дривяты (36,14 км^2) и др. В таких районах, как Браславский, Ушачский, на долю озер приходится до 10% всей площади.

Расположены озера по территории республики неравномерно. На севере, в Белорусском Поозерье, их больше. Много озер и в Полесье. В центральной части Беларуси озер очень мало. Широкой известностью пользуется, пожалуй, только оз. Свитязь. Наибольшее количество крупных озер находится в бассейне Западной Двины – свыше 2800. В бассейне Немана их более 1000.

Очень много мелких озер на юге республики, в бассейнах Днепра и Припяти. Если считать вместе со старицами, то их здесь примерно 6500 (Озера .., 1988). Берега озер практически повсеместно, за исключением абразионных, закреплены растительностью, а это является завершающим этапом формирования равновесной береговой линии в плане. Основным процессом выступает вдольбереговое перемещение наносов, формируются сложные береговые динамические системы с зонами питания, транспорта и аккумуляции наносов.

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.1

Типизация берегов водоемов Беларуси и основные факторы, обусловливающие их формирование
(по В.М. Широкову, П.С. Лопуху, 1986)

Гидродинамическая группа	Генетическая группа	Тип берега	Преобладающий береговой процесс	Основные факторы	Литологический состав пород, слагающих берега
Волнового происхождения	Абразионные	Обвальный	Обвальные явления	Ветровое волнение	Пески, суглинки, супеси
		Осыпной	Осыпи	Ветровое волнение	Эоловые пески
		Оползневой	Оползневые явления	Подъем уровня грунтовых вод, атмосферные осадки, ветровое волнение	Озерные (ленточные) глины, суглинки
	Абразионно-аккумулятивные	Абразионно-аккумулятивный	Размыв отмелей	Ветровое волнение, вдольбереговые течения, понижение уровня	Аллювиальные, флювиогляциальные пески и супеси
	Аккумулятивные	Экзарационно-аккумулятивный	Аккумуляция наносов, экзарация	Ветровое волнение, экзарационная деятельность льда	Аллювиальные пески, намывные разнозернистые пески
		Аккумулятивный	Аккумуляция наносов	Ветровое волнение, вдольбереговые течения	Аллювиальные флювиогляциальные пески
Неволнового происхождения (водохранилища)	Речные	Денудационный	Обвальные явления, плоскостной смыв наносов	Выветривание, стоковые течения	Глины, моренные суглинки
		Эрозионный	Эрозия склонов	Эрозия, плоскостной смыв	Аллювиальные пески, супеси
	Нейтральные	Заболачивания	Болотный процесс	Повышение уровня грунтовых вод, застой поверхностных вод	Пески, моренные суглинки, супеси
		Подтопления	Подтопление, оглеение и ожелезнение	Повышение уровня грунтовых вод	Пески, моренные суглинки, супеси

Репозиторий ВГУ

У ранее размываемых берегов с достаточно широкой литоралью нередко появляется полоса погруженных и надводных растений, которые в известной степени снижают воздействие на берег штормовых волн (Лопух, Якушко, 2011).

Абразионные берега типичны для молодых озер, сформировавшихся сразу после отступания последнего поозерского ледника. Значительные глубины и площади, а также принудительное изменение уровня в некоторых озерах способствуют переработке берегов и установлению равновесия между силами разрушения и созидания. Крутые абразионные берега, совпадающие со склонами, служат свидетельством активности береговых процессов. Таков характер берега на значительном протяжении у озер Нарочь и Мястро. Абразионные берега получили распространение на озерах Долгое, Болдук, на крупных озерах Браславской группы, но в связи с искусственным понижением уровня абразионный уступ у последних отделяется от озер полосой поймы.

Аккумулятивные берега озер относятся к числу неустойчивых, формирующихся при наличии источника рыхлого материала. В зоне береговой полосы образуется песчаный или песчано-галечниковый пляж. В период высокой воды он может на короткий срок покрываться водой, а ранней весной подвергаться разрушительному действию льда. Прибойная волна на берегах аккумулятивного типа быстро теряет свою динамическую силу, растрачивая ее на трение и перенос рыхлого материала. Последний медленно передвигается вдоль берега, одновременно дифференцируясь по механическому составу (Лопух, Якушко, 2011).

На территории страны сооружено 153 водохранилища, общий объем которых составляет 3,1 км^3. Преобладают русловые (речные) водохранилища (52%), на долю наливного и озерного типов приходится 35% и 13% соответственно (Природная .., 2002). Большинство водохранилищ используется в целях мелиорации (увлажнение и регулирование стока), но одновременно служит и для забора воды для водоснабжения крупных городов, промышленных и энергетических предприятий и др.

Развитие процесса абразии на водохранилищах происходит преимущественно в приплотинной, наиболее широкой их части, причем в условиях наливных водохранилищ с контурными дамбами переработка откосов достигает 70% от их общей протяженности. На расположение и длину берегов, подвергающихся переработке, оказывают влияние ориентировка котловины и форма береговой линии в плане. С увеличением расчлененности берегов мысами и заливами наблюдается рост протяженности участков, подвергающихся переработке. При повышенной извилистости береговой линии происходит избирательная,

Репозиторий ВГУ

локальная переработка склонов, преимущественно на выступающих в акваторию мысах. Напротив, на водохранилищах со спокойной, прямолинейной береговой линией абразия протекает относительно равномерно по всей длине размываемого берега.

Протяженность абразионного берега по водохранилищу в условиях Беларуси может быть определена по зависимости (Левкевич, Самончик, 1986):

$$L_{абр}=0{,}470\ L_1/K_{из},$$

где $K_{из}$ – коэффициент извилистости береговой линии, определяемой как

$$K_{из}=L_1/L_2,$$

где L_1 – длина спрямленной береговой линии, L_2 – длина реальной береговой линии.

По форме начального профиля берега выделяются две разновидности склона:

– обрывистой формы (преимущественно коренные берега водоема), сформированные в естественном состоянии до создания водохранилища (например, отдельные участки береговой зоны водохранилищ Осиповичское, Острошицкий Городок);

– пологой формы, характерные для широких пойм большинства водотоков страны.

Берега водохранилищ, подвергающиеся разрушению, выполнены четвертичными песками, супесями, реже суглинками с включением гравия, гальки и валунов. Отложения характеризуются пестрым гранулометрическим составом, что определяет в итоге тип абрадируемого берега. По натурным наблюдениям, наиболее распространенными типами абразионного берега искусственных водоемов Беларуси являются абразионно-осыпной и абразионно-обвальный. Реже встречается абразионно-оползневой тип. Высота берегов, подвергающихся абразии, изменяется от 1,5–2,5 до 5–12 м. Наибольшие значения линейного отступания бровки абразионного берега (S_t) и объема размываемого грунта (Q_t) приведены в табл. 4.2.

Данные о динамике процесса абразии за ряд лет позволили рассчитать обеспеченность величин линейной переработки и объемы размыва для условий водохранилищ страны (табл. 4.3).

Формирование абразионных берегов протекает поэтапно и включает следующие стадии: начальную, интенсивной абразии, затухания или стабилизации процесса. При этом развитие береговой линии зависит как от гидрометеорологических, так и от геоморфологических факторов и условий. В связи со сказанным на берегах водохранилищ руслового типа выделяется три зоны переработки: приплотинная, наиболее широкая часть водоема, где процесс

Репозиторий ВГУ

определяется ветровым волнением и колебанием уровней; средняя зона, где обрушение и размыв обусловлены действием как ветрового волнения, так и стоковых течений; верховая, где гидрологический режим водоема близок к русловому. На водохранилищах наливного типа наблюдается разрушение незакрепленных верховых откосов дамб и плотин, находящихся на подветренных берегах.

Таблица 4.2

Наибольшие значения линейного отступания (S_t) и объема размываемых грунтов (Q_t) абразионного берега для водохранилищ Беларуси (по Современная .., 1991)

Водохранилище	Параметр абразионного берега	
	S_t max, м	Q_t max, м^3/м
Заславское	11,5	19,2
Лепельское	33,0	56,7
Солигорское	15,0	9,0
Осиповичское	16,0	20,0
Криница	7,8	11,0
Дрозды	7,0	4,1
Чижовское	13,5	17,5
Волковичи	29,0	48,5
Вяча	12,8	11,5
Петровичское	16,0	19,1

Таблица 4.3

Обеспеченность линейного отступания и объема переработки берегов водохранилищ Беларуси (по Современная .., 1991)

Параметр, ед. измерения	Обеспеченность Р, %					
	3	10	25	50	75	95
Водоемы с колебанием уровней более 0,5 м						
S_t, м	30,0	–	18,0	12,5	7,0	3,0
Q_t, м^3/м	48,0	–	30,0	30,0	6,0	2,0
Водоемы с колебанием уровней менее 0,5 м						
S_t, м	–	14,0	12,3	10,6	8,5	6,0
Q_t, м^3/м	–	17,0	15,0	10,4	7,6	5,0

Процесс абразионной переработки берегов в геологическом смысле является мгновенным и заканчивается на водохранилищах страны значительными колебаниями уровня через 10–15 лет, а на водных объектах с малыми величинами сработки – через 6–10 лет.

Наличие большого фактического материала позволило В.Е. Левкевич (1990) выполнить районирование территории Беларуси по величине

Репозиторий ВГУ

линейных деформаций (S_t) береговых склонов искусственных водоемов. Как видно из рис. 4.12, по интенсивности процесса абразии на территории республики выделяется ряд зон, которые различаются по морфологии рельефа и форме котловин водохранилищ.

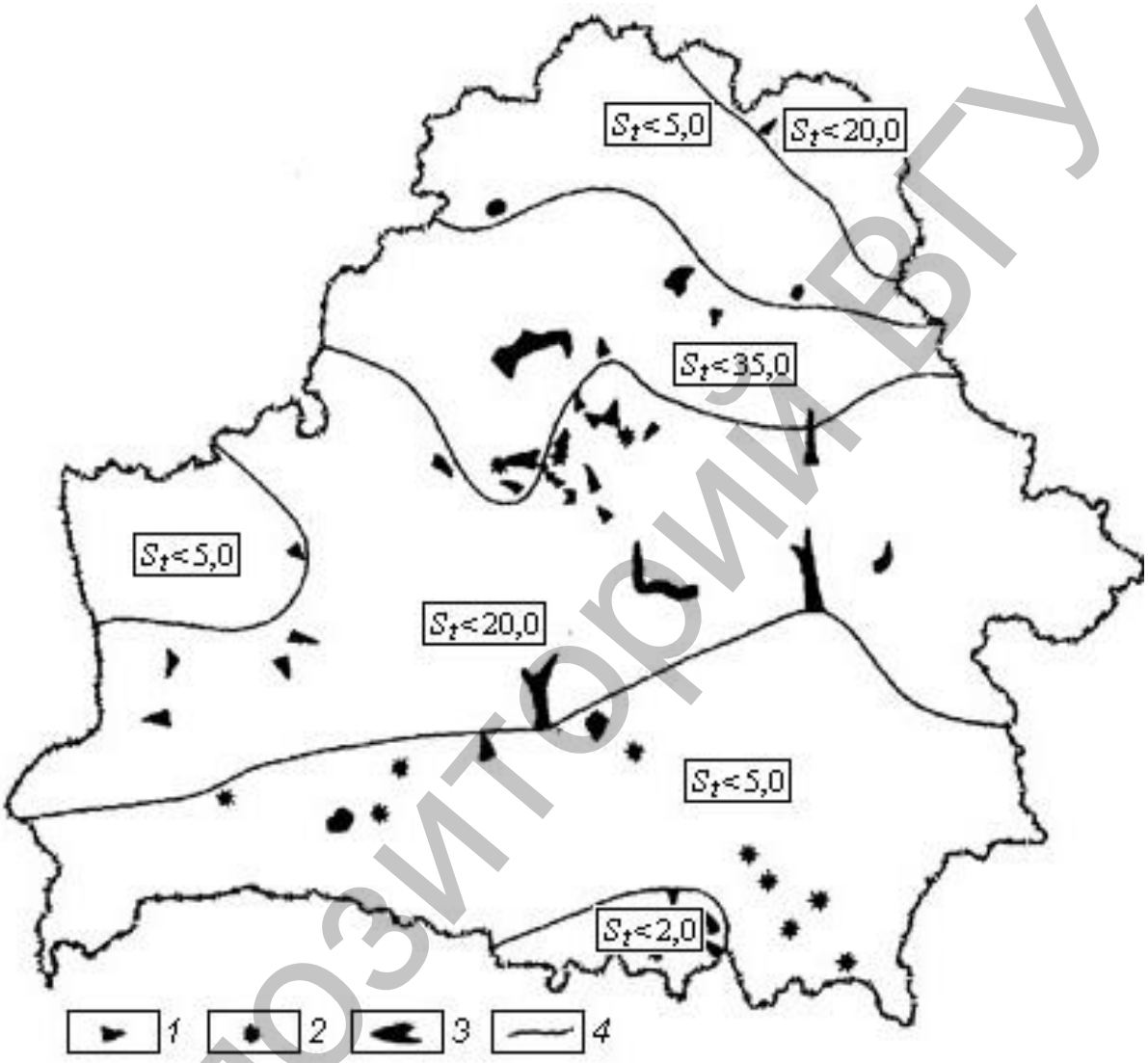


Рис. 4.12. **Районирование территории Беларуси по интенсивности абразионного процесса береговых склонов водохранилищ** (по Современная .., 1991).
Водохранилища: *1* – русловые, *2* – наливные, *3* – озерные. *4* – границы зон с разной величиной линейных деформаций (S_t) береговых склонов водохранилищ

Помимо переработки, связанной с абразией, в процессе переформирования берегов водохранилищ принимают участие и другие геологические процессы. Так, например, на водохранилищах руслового типа активно проявляется русловая эрозия. Такие водоемы, как правило, обладают вытянутой в плане формой с выраженной верховой зоной, которая формируется под воздействием гидрологического режима, близкого к русловому.

Репозиторий ВГУ

В этой зоне скорости стоковых течений достигают 0,1–0,3 м/с, что оказывает определенное влияние на береговые склоны и их разрушение. Эрозионные берега получили распространение в северной и центральной частях республики. Объем размывов береговых кромок составляет 1,80–3,20 м^3/м. Ширина эрозионных бичевников изменяется в пределах 0,80–1,50 м. В табл. 4.4 приводится характеристика эрозионных берегов ряда водохранилищ.

Таблица 4.4

Характеристика эрозионных берегов водохранилищ
(по Современная .., 1991)

Водохранилище	Преобладающие отложения	Протяженность, км	Высота, м	Объем размыва, м^3/м	Ширина бичевника, м
Заславское	Песок среднезернистый, мелкий гравий	0,50	1,0	1,20	3,0
Криница	Песок среднезернистый	0,20	1,70	1,40	3,20
Дрозды	Песок крупнозернистый	1,50	1,20	1,50	2,70
Волковичи	Песок мелкозернистый	0,60	0,50	0,50	2,0
Комсомольское озеро	Песок среднезернистый	1,20	0,70	1,0	1,80
Петровичское	То же	0,70	1,0	1,20	2,50
Бобруйковское	Песок мелкозернистый	0,40	1,10	1,30	2,0

В условиях отсутствия дернового покрова и значительных уклонов поверхности откосов развивается плоскостная эрозия береговых склонов. В некоторых случаях после создания водохранилищ в местах старых оврагов или балок изменение базиса эрозии активизирует овражную деятельность (вдхр. Дубровское и Волковичи на Минской возвышенности, Лешня на Мозырской возвышенности). На ряде водоемов (вдхр. Карачунка, Криница, Дрозды, Чижовское) после их заполнения овраги образовались на участках береговой линии, которая подвержена активной абразии. Рост оврагов происходит на второй и третьей стадиях формирования абразионных склонов. Форма поперечного профиля оврагов близка V-образной, глубина отдельных форм колеблется в интервале 1,5–2,5 м, длина – 15,0–40,0 м.

На берегах водохранилищ линейная эрозия может проявляться также в виде мелких промоин глубиной в устье 0,5–1,0 м и длиной до 5–10 м.

Репозиторий ВГУ

Впоследствии, как показали наблюдения (Современная динамика .., 1991), промоины-борозды могут переходить в овраги (вдхр. Криница, Карачунка и др.).

Практически на всех водохранилищах республики имеет место и ледовая эрозия, которая развивается в результате надвигания льда на береговой склон. После стаивания ледового покрова на деформированном береговом склоне остаются вдольбереговые валы высотой 0,5–0,7 м и длиной до 50–100 м. В связи с тем, что движение льда в береговой зоне водохранилищ с последующим его наползанием (под действием ветра и дрейфовых течений) на береговой склон происходит при пониженных уровнях в водоеме, с подъемом воды возникшие экзарационные валы затапливаются и разрушаются ветровым волнением. Одновременно с абразионными процессами происходит и аккумуляция разрушенного материала. Аккумулятивные берега на водохранилищах образуются лишь при наличии абразионных береговых склонов в тех случаях, когда процесс берегоформирования идет продолжительное время. При достижении абразионными берегами устойчивого состояния однонаправленные деформации склона приближаются к нулю, возникают вдольбереговые потоки наносов, которые и ведут в конечном итоге к развитию аккумулятивных форм. В дальнейшем по мере стабилизации процесса абразии устанавливается определенное соотношение протяженностей абразионных и аккумулятивных типов берегов. Преобладание в этот период процесса аккумуляции ведет к общему спрямлению и выработке равновесной, устойчивой береговой линии. Морфометрический показатель $K_м = L_{ак}/L_{абр}$, где $L_{ак}$, $L_{абр}$ соответственно протяженность аккумулятивных и абразионных берегов в водохранилище, показывает, на какой стадии развития находится береговая линия (табл. 4.5).

Длительность стадий абразионно-аккумулятивного выравнивания в общем случае охватывает период от 15 до 30 лет. В условиях водохранилищ с большим уровнем сработки этот период составляет от 25 до 30 лет (вдхр. Заславское, Лепельское, Солигорское), при малых сработках уровня в водоеме – 15–20 лет (вдхр. Осиповичское, Чигиринское, Вяча).

Как показали натурные исследования, на водохранилищах, находящихся в эксплуатации от 5 до 8 лет, при отсутствии вдольберегового потока наносов не происходит и формирование аккумулятивных образований (Современная .., 1991). В то же время на водохранилищах, на берегах которых абразионные процессы развиваются длительное время и береговая отмель имеет ширину до 12–15 м, наблюдается вдольбереговое перемещение наносов, образующее различные аккумулятивные формы. Эти формы слагаются исключительно из песчаного материала различной крупности. Глинистые, тонкодисперсные частицы уносятся в акваторию водоема.

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.5

Соотношение протяженностей абразионных и аккумулятивных берегов водохранилищ Беларуси (по Современная .., 1991)

Водохранилище	Длина абразионных берегов $L_{абр}$, км	Длина аккумулятивных берегов $L_{ак}$, км	Соотношение $K_м = L_{ак}/L_{абр}$
Заславское	3,50	2,30	0,66
Криница	0,80	0,60	0,75
Дрозды	1,20	0,85	0,71
Чижовское	1,10	0,90	0,82
Вяча	1,50	1,30	0,87
Осиповичское	2,0	1,80	0,90
Лепельское	3,0	2,70	0,90
Петровичское	1,10	0,60	0,55
Цнянское	0,50	0,10	0,20

Методика инженерно-геологических исследований берегов естественных и искусственных водоемов, прогноз развития абразии и переработки берегов водохранилищ. Инженерно-геологическое изучение береговых процессов и явлений имеет четкую научно-производственную направленность. Это обусловлено: во-первых, необходимостью оценки влияния интенсивности и размеров отмели и надводного уступа на устойчивость склонов, нарушение которой вызывает или активизирует оползни, обвалы, овражную эрозию; во-вторых, защитой ценных застроенных и осваиваемых территорий от абразии, обоснованием проектирования и строительства берегоукрепительных сооружений и осуществления других мероприятий; в-третьих, необходимостью рационального размещения и обеспечения устойчивости различных объектов на берегу и на верхней части шельфа; и, наконец, в-четвертых, характеристикой мест и интенсивности образования наносов за счет размыва пород в береговых уступах.

В инженерно-геологических целях оценка переработки берегов водоемов проводится путем изучения вышеупомянутых природных и техногенных факторов развития береговых процессов на данной территории. Эти исследования следует выполнять путем проведения инженерно-геологических съемочных работ с обязательным использованием плановых и перспективных аэрофотосъемочных материалов и космических снимков. При этом надо отметить, что изучение инженерно-геологических условий необходимо выполнять в комплексе с проведением инженерно-гидрометеорологических исследований

Репозиторий ВГУ

(для характеристики уровенного и ветроволно-энергетического режимов, течений и движения наносов).

Согласно СНБ 1.02.01–96 «Инженерные изыскания для строительства» при изысканиях в районах развития процессов переработки берегов естественных и искусственных водоемов для предпроектной документации должна проводиться инженерно-геологическая съемка в масштабах: на проектируемых водохранилищах – 1:10000–1:5000; на озерах и эксплуатируемых водохранилищах – 1:5000–1:2000; на прилегающих побережьях – 1:50000–1:25000.

В подготовительный период и в ходе изысканий следует осуществлять сбор и анализировать опубликованные и фондовые (архивные) материалы ранее выполненных изысканий и исследований по переработке берегов и эффективности инженерной защиты, материалы аэрокосмических съемок разных лет, уточнять имеющиеся и получать новые данные о факторах и процессах переработки берегов. Инженерно-геологическая съемка на площадке проектируемого строительства и побережье проводится в пределах зоны возможных деформаций в границах 2–10 км вдоль берега в обе стороны от изучаемой площадки с захватом на реках, как правило, двух излучин вверх и вниз по течению. В необходимых случаях выполняется съемка ключевых участков побережья, сходных по природным условиям с площадками проектируемого строительства, по которым имеются данные о фактической переработке берегов. Стационарные наблюдения за переработкой берегов и определяющими ее факторами проводятся на площадке проектируемого строительства и ключевых участках (если такие наблюдения не ведутся другими организациями), продолжаются без перерыва на стадиях изысканий для проекта и рабочей документации, при необходимости – в период строительства и эксплуатации объектов.

При изысканиях для проекта инженерно-геологическую съемку следует выполнять в масштабах 1:2000–1:1000 – на площадке и ключевых участках побережья, 1:25000–1:10000 – на прилегающем побережье. Съемка должна охватывать площадку и примыкающую к ней прибрежную территорию в зоне воздействия водного объекта и сооружений инженерной защиты на развитие процессов переработки берегов в границах (радиусе) 1–2 км от площадки и (или) с захватом на реках, как правило, одной излучины вверх и вниз по течению. Следует устанавливать количественную характеристику факторов переработки берегов, интенсивность переработки в пространстве и во времени в ненарушенных, природных условиях, а также при строительстве и эксплуатации объекта, приводить рекомендации инженерно-геологического характера по инженерной защите.

При изысканиях для рабочей документации должны уточняться полученные ранее данные, включая прогнозную оценку и параметры процессов переработки берегов, необходимые для расчетов сооружений и принятия окончательных проектных решений по инженерной защите.

Репозиторий ВГУ

В настоящее время накоплен значительный опыт по прогнозированию переработки береговых склонов естественных и искусственных водоемов. Существует более 60 разнообразных методов, предложений и рекомендаций по расчету переработки берегов, основанных на результатах натурных и лабораторных исследований, математического моделирования, графоаналитических, энергетических, статистических и других методов.

Анализ береговых процессов, происходящих на водохранилищах бывшего СССР и за рубежом, был отражен в многочисленных публикациях Е.Г. Качугина, Н.Е. Кондратьева, Г.С. Золотарева, Л.Б. Розовского, Б.А. Пышкина, В.Л. Максимчука, Б.С. Цайтца, В.М. Широкова, В.Н. Буровой, Д.П. Финарова, Е.К. Гречищева, Z. Pluta, M. Marchand, P.R. Winckel, Z. Dziewonski, А. Балданжавана и др. Этими авторами рассматривались преимущественно крупные водохранилища. Особое внимание в данных работах уделялось ветро-волновому воздействию, характеристикам размываемых грунтов, слагающих береговой склон, а также геологическому строению берегов.

Исследованием же абразии береговой линии малых равнинных водохранилищ занимались Б.П. Власов, В.Е. Левкевич, П.М. Чистяков, Е.М. Левкевич, Г.П. Сапожников, В.Н. Юхновец, В.Ф. Саплюков, Е.С. Ленартович, Г.М. Базыленко, П.С. Лопух, В.М. Широков, В.М. Сундуков, М.Я. Прыткова, Б.Б. Богословский и др.

Наблюдения за процессами разрушения берегов, как правило, проводились разными авторами в различных физико-географических и инженерно-геологических условиях размещения водохранилищ, а также с учетом многообразия их морфометрических, морфологических и гидрологических характеристик.

В работе В.Л. Максимчука (1981) выполнена классификация основных существующих методов по прогнозированию переработки берегов водохранилищ. Автором выделены группы: энергетические (Е.Г. Качугин, Н.Е. Кондратьев, Е.К. Гречищев и др.); метод натурных аналогий (Л.Б. Розовский, Б.А. Пышкин, Д.П. Финаров и др.); графоаналитический (Г.С. Золотарев, Б.А. Пышкин и др.); статистический (В.Е. Левкевич, Ф.А. Норкус, О.Ф. Оникиенко и др.) и другие методы. При этом каждый из методов имеет свои особенности и специфику в силу преимущественного изучения отдельных сторон развития процесса переработки.

С использованием указанных выше методов осуществлялись расчеты на период 5, 10, 15, 20, 25 и 100 лет эксплуатации водоема. Однако, в соответствии со способом, предложенным Е.Г. Качугиным (1959), наибольшего внимания заслуживают те методы прогноза, которые изучают интенсивность переработки, а не конечную зону, соответствующую конечной стадии процесса, поскольку процессы формирования наблюдаются и в настоящее время. Для условий водохранилищ страны значительный интерес представляет краткосрочный прогноз на 5–20 лет, так как процесс стаби-

Репозиторий ВГУ

лизации, в зависимости от типа водохранилища по уровенному режиму, происходит в течение 5–15 лет эксплуатации водного объекта (Базыленко, 1970; Лопух, 2002).

Исследования сходимости некоторых вышеназванных расчетных методов были проведены в работе В.М. Широкова и др. (1992) для шести малых равнинных водохранилищ Беларуси по 30 расчетным створам, относящимся по уровенному режиму к различным группам водоемов. К первой группе водохранилищ были отнесены водоемы с колебаниями уровней в безледоставный период $A_{бл} > 0{,}5$ м – Заславское, Лепельское; ко второй группе с $A_{бл} < 0{,}5$ м – Криница, Дрозды, Чижовское, Волковичское. Надежность прогноза оценивалась абсолютной (Δ) и относительной (δ) погрешностью, а также их средними значениями ($|\bar{\Delta}|$, $|\bar{\delta}|$):

$$\Delta = y_п - y_н;\ \delta = (y_п - y_н) / y_н \times 100;$$

$$|\bar{\Delta}| = |\bar{\Delta}_1| + |\bar{\Delta}_2| + \ldots + |\bar{\Delta}_n| / n;\ |\bar{\delta}| = |\bar{\delta}_1| + |\bar{\delta}_2| + \ldots + |\bar{\delta}_n| / n,$$

где $y_п$, $y_н$ – прогнозные и натурные значения элементов профиля переработки; n – количество створов.

Адекватность результатов прогноза натурным данным определялась по значениям $|\bar{\delta}|$, которые в соответствии с работами В.К. Епишина и В.Н. Экзарьяна (1979) при удовлетворительном прогнозе не должны превышать 25%.

В табл. 4.6 приведены расчетные значения $|\bar{\Delta}|$ и $|\bar{\delta}|$ для различных методик. Из этой таблицы видно, что указанные значения варьируют в широких пределах, причем наблюдается существенное расхождение между прогнозными и натурными данными как в сторону завышения, так и в сторону занижения. Наибольшую сходимость по этим параметрам для обеих групп водохранилищ показали энергетические методы (Качугин, 1959, 1961), по параметру в условиях водоемов второй группы – методы аналогий (Булах, 1958) и энергетические (Качугин, 1959; Кондратьев, 1956). Наиболее приемлемыми, и то лишь применительно ко второй группе водохранилищ, можно считать методы Е.Г. Качугина (Епишин, Экзарьян, 1979) и Б.А. Пышкина (Рекомендации .., 1986).

Практически каждый метод дает отклонения, причем относительные погрешности $|\bar{\delta}|$ в большинстве случаев превышают 20%, а с увеличением объемов и площадей зеркала водохранилищ наблюдается тенденция к уменьшению $|\bar{\delta}|$ (Широков и др., 1992). Данный вывод полностью согласуется с результатами, полученными В.В. Пендиным (1977). Сравнительная оценка погрешности методов прогноза переработки берегов, выполненная этим автором, показывает, что при прогнозе переработки методом Е.Г. Качугина краткосрочные прогнозы на период 5 лет имеют наилучшее

Репозиторий ВГУ

приближение к натурным данным; при прогнозировании на срок от 10 до 15 лет наименьшие погрешности получены по способу Б.А. Пышкина.

Таблица 4.6

Абсолютная и относительная погрешности прогноза переработки берегов водохранилищ Беларуси (по В.М. Широкову и др., 1992)

Автор метода	Группа 1 ($A_{бл}$ > 0,5 м)				Группа 2 ($A_{бл}$ < 0,5 м)							
	Заславское		Лепельское		Криница		Дрозды		Чижовское		Волковичское	
	$\lvert\bar{\Delta}\rvert$, м	$\lvert\bar{\delta}\rvert$,%	$\lvert\bar{\Delta}\rvert$, м	$\lvert\bar{\delta}\rvert$,%	$\lvert\bar{\Delta}\rvert$, м	$\lvert\bar{\delta}\rvert$,%	$\lvert\bar{\Delta}\rvert$, м	$\lvert\bar{\delta}\rvert$,%	$\lvert\bar{\Delta}\rvert$, м	$\lvert\bar{\delta}\rvert$,%	$\lvert\bar{\Delta}\rvert$, м	$\lvert\bar{\delta}\rvert$,%
Е.Г. Качугин	88,1	1039	53,7	753	47,0	47	0,95	49	36,3	283	16,2	48
Н.Е. Кондратьев	44,1	327	2,9	36	13,1	52	3,3	6	3,7	65	2,0	55
Б.А. Пышкин	46,5	61	42,0	1098	3,5	48	8,4	204	3,36	40	17,7	50
Б.В. Поляков	13,7	101	9,4	55	2,1	33	2,6	64	5,98	107	0,95	27
Г.Ф. Красножон	2,9	22	54,0	350	3,4	48	3,4	45	11,1	206	0,85	23
С.Л. Вендров, Б.А. Попов	176	1308	196	4328	325	5663	294	7469	198	2132	74	446
В.Л. Булах	–	–	–	–	3,7	51	–	–	5,07	92	6,8	199

Анализу и обобщению причин невысокой надежности существующих методов прогноза посвящены работы В.В. Дмитриева (1974) и В.В. Пендина (1977), в которых были выделены основные группы погрешностей, ведущих к несовпадению прогнозных и фактических данных (Гущин, 1966). Выделены следующие причины:

– связанные с недооценкой берегообразующих факторов и условий;

– неточность расчетных схем;

– отсутствие критериев выбора исходных данных;

– не учитывающие изменение влияния отдельных берегоформирующих факторов во времени.

Кроме того, необходимо отметить, что в соответствии с работой В.К. Епишина, В.Н. Экзарьяна (1979) при оценке надежности (применимости) того или иного метода следует учитывать тот факт, что погрешность метода ΔM равна алгебраической сумме погрешностей, которые накоплены за всю процедуру прогноза, т.е.

$$\Delta M=\sum_{i=2}^{n} \Delta M_i \text{ или } \Delta M=\delta-(\Delta П+\Delta O+\Delta t).$$

Это означает, что для того, чтобы оценить надежность метода прогноза, необходимо, по выражению В.В. Дмитриева (1974), «...очистить от всех компонентов ошибки».

Компонента ΔM является случайной погрешностью и наиболее часто допускается в полевых условиях при съемке берега. Погрешность $\Delta П$ оп-

Репозиторий ВГУ

ределяется и зависит от интуиции специалиста, выполняющего прогноз, она может иметь как знак «–» так и «+». В теории ошибок приведенные погрешности требуется обязательно исключать. В условиях малых водохранилищ это требование достигалось тщательным закреплением створов стационарными реперами и многократной повторяемостью промеров (Широков и др., 1992).

Погрешность ΔO учитывает однородность и подобие условий, рассматриваемых тем или иным методом прогноза и натурными условиями конкретного объекта (створа, участка, водохранилища и т.д.). Для ее исключения проводилось фильтрование расчетных и прогнозных данных с соблюдением требований адекватности параметров модели (расчетной схемы) и объекта прогноза. Например, высота берега $H_{бм} \approx H_{бн}$; $h_{1\%\,м} \approx h_{1\%\,н}$ и т.д.

Последняя компонента уравнения (Δt) обеспечивается периодом прогноза: чем больше срок прогноза t, тем больше погрешность. На малых водохранилищах период прогноза ограничивается 10–15 годами.

С учетом изложенного следует указать, что на малых водохранилищах сохраняется соотношение $\Delta M \approx \delta$. В случае наличия случайной погрешности прогноза истинная величина, полученная в результате прогноза, может быть представлена:

$$M_{ист} = k_с\, \Delta M = k_с\, \delta,$$

где $k_с$ – коэффициент, зависящий от степени соответствия фактических значений прогнозным, в случае, когда $k_с = 1$,

$$M_{ист} = \Delta M.$$

При оценке надежности прогнозов необходимо отметить особенности геоморфологического строения берегов равнинных водохранилищ. Наибольшую протяженность имеют берега, сложенные аллювиальными отложениями, представленные песками различной крупности, супесями, суглинками, глинами. В связи с этим при составлении прогнозов, с целью уменьшения погрешностей $\Delta M'$ и ΔO на исследуемых берегах водохранилищ, следует выделять участки и створы, имеющие близкие литологические разности пород, а также ветроволновые характеристики.

По причине того, что территория страны приурочена к областям, рельеф которых формировался под воздействием плейстоценовых ледников или же вне границ современного оледенения, водохранилища создаются в слаборазвитых долинах, берега которых сложены ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Сравнительно небольшой врез долин северных равнинных рек ведет к тому, что после образования на них водохранилищ равновесие их берегов нарушается значительно реже, чем, к примеру, в предгорных и горных районах. Кроме того, на масштабность, интенсивность и динамику процессов абразии и других явлений значи-

Репозиторий ВГУ

тельное влияние оказывают линейные размеры водных объектов. Водохранилища Беларуси часто обладают изометрической формой, что во многом определяет различие в погрешностях прогнозов. Так, на водохранилищах, имеющих чашу удлиненной формы, характеризуемой коэффициентом удлиненности $k_{удл}$, господствующие направления ветров обычно направлены под острым углом к берегу, что ведет к смыву вдольбереговыми течениями аккумулятивного слоя с береговой отмели и к уменьшению ее ширины и соответственно к возрастанию погрешностей прогноза (Левкевич, 1989).

По мнению В.М. Широкова и др. (1992), основными критериями применимости тех или иных методов прогноза переработки берегов являются их обоснованность, надежность, достоверность и простота расчетов, чему в большей степени, чем другие, соответствуют методы Е.Г. Качугина и Б.А. Пышкина, которые могут быть использованы для берегов высотой 5–15 м, сложенных песчаными отложениями. Однако точность этих методов не всегда соответствует предъявляемым требованиям, они не учитывают всего многообразия факторов переработки берегов и эксплуатации малых водохранилищ как отдельно, так и в каскаде.

В.Е. Левкевич (1984) для оценки переформирования берегов водохранилищ Беларуси предлагал использовать вероятностно-статистический метод, который, по его мнению, учитывает всю полноту и взаимосвязь основных берегоформирующих факторов и условий. Однако изменение гидрологического режима (обеспеченность активных уровней в безледный период, высота поднятия уровня воды) в период эксплуатации водохранилищ в расчетах этого метода не учитывается, что указывает на недостаточную полноту данного метода прогноза.

Основная задача расчета переработки берегов состоит в том, чтобы на основе анализа всех факторов и условий найти конечную устойчивую форму нового берега, образовавшегося при изменении гидрологических условий (подъем уровня – для естественных озер; изменение обеспеченности активных уровней и амплитуды колебания – для искусственных водных объектов) в создаваемом или существующем водохранилище. Помочь в этом могут стационарные многолетние режимные наблюдения. Обоснованность их организации и использования заключается в том, что:

– в любом водохранилище при достаточно длительном периоде его эксплуатации в результате взаимодействия берега с разрушающими факторами последний приходит в соответствие с новыми гидрологическими условиями и принимает форму равновесия, соответствующую осредненному многолетнему разрушающему воздействию всех берегоформирующих факторов;

– по мере увеличения срока эксплуатации водохранилища характер процессов, возникающих в береговой зоне, будет приближаться к характеру

Репозиторий ВГУ

процессов, происходящих на подобных водоемах с продолжительным процессом эксплуатации;

– при достаточно длительном периоде эксплуатации конечная форма поперечного профиля берега водохранилища (профиль равновесия) будет аналогична профилю берега существующего водоема, находящегося в сходных условиях. Аналогия будет тем ближе и точнее, чем ближе будут совпадать естественные условия объектов-аналогов.

Мероприятия и сооружения для защиты берегов водоемов от подмыва и разрушения. Оценка угрожаемости подмыва и разрушения берегов морей, озер и водохранилищ всегда должна завершаться инженерно-геологическим обоснованием проектов и выбором инженерных мероприятий по локализации распространения опасных явлений, предупреждению их развития или защите от их вредного влияния на конкретных участках. Это необходимо для обеспечения устойчивости и нормальной эксплуатации территорий существующих и проектируемых объектов различного назначения (Королев, 2013).

Создание водохранилищ требует возведения подпорных сооружений – плотин, производства на отдельных участках побережья берегоукрепительных работ, а также других защитных мероприятий в зоне подтопления и затопления. На водохранилищах наливного типа осуществляется строительство подпорных дамб по периметру водоема. В большинстве случаев возводятся однородные плотины из мелкозернистого или среднезернистого песка или плотины из песков с глинистым экраном и ядром и креплением верхового откоса защитными покрытиями (Левкевич, Юхновец, 1976; Соболевский, 1965). Для защиты верховых откосов дамб и плотин, а также размываемых берегов водохранилищ применяются различные типы берегозащитных сооружений, которые по характеру взаимодействия с волнением и потоками наносов делятся на активные и пассивные.

Активные берегозащитные сооружения представлены бунами, различными конструкциями волноломов, а также искусственными пляжами и биологическим креплением откосов (Максимчук, 1981).

К пассивному типу сооружений следует отнести волнобойные стенки, дамбы обвалования с закрепленным верховым (со стороны акватории водохранилища) откосом, одежды естественных береговых склонов и откосов напорных сооружений.

В зависимости от основного материала, из которого возводятся берегозащитные конструкции, все сооружения делятся на земляные, бетонные, каменные, железо- и асфальтобетонные, деревянные, биологические, из искусственных материалов, комбинированные.

На малых водохранилищах в настоящее время применяются следующие типы берегозащитных сооружений: 1) активные – волноломы, искусственные пляжи, биологические крепления; 2) пассивные – дамбы обвалования, волнобойные стенки, одежды берегов и откосов земляных гидротехнических сооружений.

Репозиторий ВГУ

Ниже подробнее остановимся на отмеченных типах берегозащитных сооружений и их эксплуатации в условиях малых водохранилищ Беларуси.

Из активных берегозащитных сооружений наиболее часто применяются искусственные пляжи, а также уплотненные, верховые незакрепленные откосы подпорных сооружений дамб и плотин, реже волноломы и биологические крепления (рис. 4.13).

а

б

Рис. 4.13. **Искусственный пляж (*а*) и дамба (*б*) на Вилейском водохранилище** (по http://pike.by, 2015)

Репозиторий ВГУ

В настоящее время дамбы и плотины рассматриваемого профиля с уплотненными верховыми откосами достаточно широко используются в водохозяйственном строительстве Беларуси.

На ряде объектов осуществлено строительство отмеченных типов подпорных сооружений, которые достаточно хорошо зарекомендовали себя в эксплуатации. Так, конструкции распластанного профиля применены при строительстве водохранилищ Селец, Рудня, Зельва, Левки, Горочичи, Загатье, Муровно и ряда других. Строительство сооружений такого типа осуществляется преимущественно с применением сухоройных механизмов, реже – с использованием гидронамыва, например, водохозяйственный комплекс на р. Ясельда. Сооружения, отмеченные выше, привлекают строителей технологичностью, простотой, экономичностью по сравнению с дамбами и плотинами обжатого профиля с креплением верхового откоса. Кроме того, конструкции распластанного профиля могут возводиться на слабых основаниях. Это особенно важно в случае строительства сооружений в зоне Полесья и в сходных с ним геологических условиях (Широков и др., 1992).

Искусственные пляжи как сооружения инженерной защиты также достаточно часто применяются в практике берегозащитных мероприятий. Достаточно отметить, что более чем на 15 водохранилищах Беларуси построены эти сооружения и в течение ряда лет хорошо себя зарекомендовали в эксплуатации. Некоторые характеристики берегозащитных пляжей, находящихся в эксплуатации различное время и в разных гидрологических и грунтовых условиях, приведены в табл. 4.7.

Волнолом является оградительным сооружением, которое предназначено для защиты от ветровых волн акваторий портов, береговой линии участков водохранилищ. Волноломы бывают оградительными и берегозащитными. Волнолом – это сооружение, не сочленяющееся с берегом, у которого осуществляется разрушение береговых волн.

Таблица 4.7

Характеристика берегозащитных пляжей некоторых водохранилищ Беларуси
(по В.М. Широкову и др., 1992)

Водохранилище	Грунт (песок)	Ширина пляжа, м		Коэффициент откоса
		надводной части	подводной части	
Заславское	Крупный	10–30	10–15	30–50
Криница	Средний	5–10	5–7	7–10
Дрозды	Крупный	5–10	5–7	10–30
Вяча	Средний	5–30	5–16	7–30
Волковичское	Мелкий	15–30	7–12	10–15
Дубровское	Средний	10–15	10–15	7–10
Раубичи	–//–	10–15	10–15	7–10

Репозиторий ВГУ

Окончание табл. 4.7

Солигорское	Мелкий	10–15	10–15	10–15
Головное	Средний	7–10	6–7	7–15
Петровичское	Мелкий	10–15	7–10	7–10
Карачунка	–//–	10–15	10–15	7–15
Бобруйковское	–//–	15–25	15–20	10–15

Волноломы оградительного типа эксплуатируются на Вилейском и Заславском водохранилищах. Они представляют собой сооружения откосного профиля, т.е. безнапорные дамбы, отсыпанные из грунта с защитным железобетонным покрытием откосов. Такие конструкции хорошо зарекомендовали себя в эксплуатации при интенсивных колебаниях уровня в верхнем бьефе водохранилищ в течение сезона (Вилейское водохранилище имеет амплитуду колебания уровней до 3,5 м, Заславское – до 1,5 м) и интенсивном волнении (высота 1%-ной обеспеченности волны в системе по Вилейскому водохранилищу составляла до 1,5 м, а Заславскому – 1,2 м).

Берегозащитные волноломы в порядке эксперимента применялись на Солигорском водохранилище. Они представляли собой плавающие волноломы – бревна и пакеты бревен, расположенные на плаву параллельно урезу воды и закрепленные тросами. Наряду с плавучими волноломами на некоторых малых водохранилищах использовался подводный волнолом в виде тонких стенок (Левкевич, Лопух, 1990).

Из биологических типов креплений берегов и откосов дамб и плотин в условиях малых водохранилищ неплохо зарекомендовала себя посадка ивы (вдхр. Коммунар, Загатье и др.).

Из пассивных способов защиты откосов подпорных сооружений и берегов наиболее распространенными являются дамбы обвалования и одежды берегов и откосов, реже – волнобойные стенки.

Дамбы обвалования используются в качестве защитного мероприятия при отчленении образовавшихся мелководий на водохранилищах руслового типа (вдхр. Вилейское, Заславское, Дрозды, Солигорское, Красная Слобода) или же при строительстве водных объектов наливного типа (вдхр. Загатье, Смолевичское, Коммунар и т.д.). Высота дамб обвалования варьирует в широких пределах и редко превышает 5–7 м. Профиль дамб обвалования – наиболее часто распластанный, с суженным верховым откосом, реже обжатого типа с одеждой в виде бетонных или железобетонных покрытий (рис. 4.14).

На водохранилищах Беларуси для защиты верховых откосов плотин и дамб, а также естественных, подвергаемых переработке берегов, применяются различные типы креплений, некоторые из них эксплуатируются более полувека.

Бетонные и железобетонные покрытия используются в виде монолитных плит, бетонируемых на месте и сборно-монолитных (Левкевич, Юхновец, 1976; Левкевич, Сапожников, 1977).

Репозиторий ВГУ

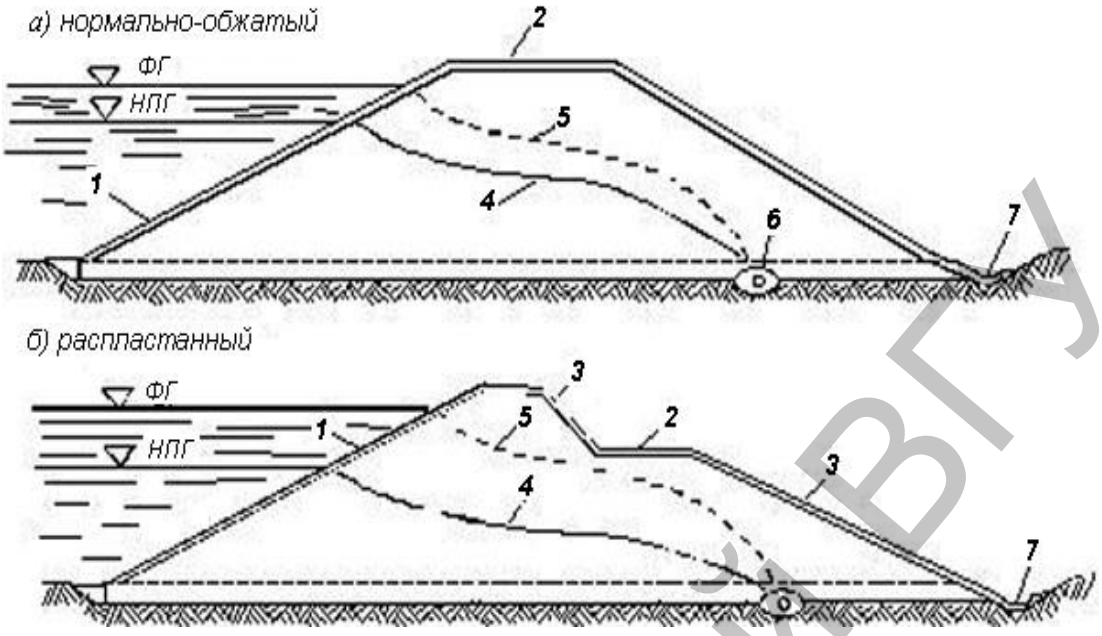


Рис. 4.14. **Схематические профили дамб обвалования (незатопляемых).**
1 – защитные покрытия откосов; *2* – одежда проезжей части дороги; *3* – одерновка или посев трав; *4* – кривая депрессии при нормальном подпорном горизонте (НПГ); *5* – кривая депрессии в половодье; *6* – трубчатый дренаж дамбы; *7* – кювет

Монолитные крепления выполняются из плит толщиной до 20 см на слое гравия толщиной 10–15 см. Плиты разрезаются температурно-осадочными швами по всей высоте откоса. Расстояние между швами 5–10 см.

Сборно-монолитные крепления выполняются из отделочных плит размерами 4,0×1,75 см. Слой гравийной подготовки до 20 см. Каменное мощение устраивается в виде одиночной или двойной мостовой на слое гравия 15–20 см.

Каменная наброска применялась при креплении берегов и откосов плотин на водохранилищах Чижовском и Осиповичском. Использовался камень диаметром до 30 см (табл. 4.8).

Таблица 4.8

Типы пассивных берегозащитных сооружений на малых водохранилищах
(по В.М. Широкову и др., 1992)

Водохранилище	Год ввода в эксплуатац.	Глубина, м	Тип сооруже-ния	Тип крепления	Наиболь-шая длина разгона волны, км
		средняя/максимальная			
Заславское	1957	3,5/8,0	Плотина	Монолитная плита	5,0
Криница	1975	1,5	–//–	Моноплиты	1,0
Дрозды	1976	2,0	–//–	–//–	0,5

Репозиторий ВГУ

Окончание табл. 4.8

Осиповичское	1953	1,5/8,5	–//–	Мощение, наброска	1,5
Вяча	1966	4,0/5,0	–//–	Моноплиты	0,8
Качинка	1966	2,0	–//–	–//–	0,4
Волковичское	1967	3,3/9,0	–//–	–//–	1,2
Солигорское	1968	2,5/5,0	–//–	Сборно-монолитные	10,0
Любанское	1966	1,7	–//–	Моноплиты	3,0
Вилейское	1973	5,0/9,0	–//–	–//–	10,0
Лепельское	1953	1,0/2,7	Берега	–//–	3,5
Вийковское	1952	2,5	Плотина	Мощение, монолитная плита	2,9
Чижовское	1952	2,5	Берега	Наброска	1,5
Млынокское	1978	3,0/4,0	Плотина	Монолитная плита	4,0

Обследование объектов с различными типами креплений показало, что бетонные и железобетонные крепления за время эксплуатации зарекомендовали себя как надежное средство защиты откосов. Однако в некоторых случаях наблюдались повреждения этих типов креплений. Одной из причин повреждений явилось плохое уплотнение швов, некачественное выполнение гравийной подготовки, что в итоге привело к выносу грунта из-под плит и последующему разрушению.

Каменные покрытия типа мостовой при небольших разгонах волны 0,4–0,6 км крепления находятся в хорошем состоянии и являются надежной защитой откосов. Однако в случае разгонов волны более 1,5–2,0 км (вдхр. Заславское) откосы ограждающей дамбы, закрепленные каменной мостовой, были разрушены. На плотине Осиповичского водохранилища было применено мощение из камня диаметром 25–35 см. Крепление в процессе эксплуатации разрушалось, последующий ремонт состоял в заполнении мест разрушения каменной наброской камнем диаметром до 30 см. В настоящее время они работают удовлетворительно. В хорошем состоянии находятся и крепления, выполненные на размываемых берегах Чижовского водохранилища в виде каменной наброски.

Волнобойные стенки, созданные из монолитного железобетона, были построены и в настоящее время находятся в хорошем состоянии на водохранилищах Криница, Дрозды и Цнянское. Волнобойная стенка из металлического шпунта выполнена на Заславском водохранилище. Сооружения этого типа достаточно дорогостоящие. На малых водохранилищах волнобойные стенки используются редко (Широков и др., 1992).

Репозиторий ВГУ

4.3. ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Общие положения. *Под общим термином «эрозионные процессы» понимается группа процессов разрушения горных пород и почв под действием водных потоков.* Эти процессы проявляются в виде: механического воздействия потока, уносящего твердые частицы породы; растворения горных пород водой (коррозии); истирания и обтачивания ложа потока переносимыми водой частицами (корразии); температурного воздействия потока на льдосодержащие породы (термоэрозии); возбуждения электрических зарядов противоположного знака в системе «вода–твердые тела», что способствует суспензированию мелких частиц. Следует заметить, что в зарубежной литературе под термином «эрозия» часто понимается непосредственная деструктивная деятельность моря, ветра, ледников и др. Отсюда происхождение таких терминов, как «ветровая эрозия», «ледниковая эрозия», «морская эрозия» и т.п. К этой же группе относится и термин «эрозия почвы» (Королев, 2004).

Эрозия – это один из главных факторов формирования рельефа земной поверхности. Принято выделять плоскостную (поверхностную) эрозию, приводящую к сглаживанию неровностей и уменьшающую расчлененность рельефа, и линейную, наоборот, увеличивающую расчлененность рельефа и приводящую к образованию оврагов и переформированию речных долин. Линейная эрозия может быть разделена на глубинную и боковую, расширяющую борта долин рек путем меандрирования или смещения русла. Везде, где имеется сток, происходит естественная нормальная эрозия. Однако рассматривать работу текучих вод только как разрушительную было бы неправильно. В геоморфологии принято говорить о флювиальных процессах, сущность которых сводится к тому, что в одних местах происходит размыв (эрозия) горных пород и почв водными потоками, а в других – перенос и отложение продуктов размыва (аккумуляция). Это свидетельствует о тесном переплетении данных процессов во времени и в пространстве. Поэтому лишь условно можно выделять в чистом виде эрозионные (овраги, балки, речные долины) и аккумулятивные (конусы выноса оврагов и балок, террасы и дельты рек) формы рельефа. Вместе с тем следует отметить, что эрозионные и эрозионно-аккумулятивные формы распространены шире, чем аккумулятивные, так как значительная часть наносов выносится реками в моря и океаны.

Известно, что «живая сила» водных потоков пропорциональна произведению массы воды на половину квадрата скорости течения ($P_в = mv^2 / 2$). Масса стекающей воды при прочих равных условиях зависит от водосборной площади, а скорость потока определяется высотой и крутизной склонов, т.е. величиной уклонов (i). При увеличении этих параметров закономерно увеличивается и скорость стекающей воды. Следовательно, чем больше водосборные площади, чем выше они расположены

Репозиторий ВГУ

относительно местных базисов эрозии и чем выше и круче склоны, т.е. сильнее расчленен рельеф, тем интенсивнее должен развиваться эрозионный процесс. Однако верным этот вывод становится лишь при определенных геологических условиях – наличии значительного объема размывающихся горных пород, так как, например, в горных районах в условиях «благоприятного» для эрозии рельефа темпы смыва со склонов часто опережают процессы выветривания и накопления рыхлого материала.

По законам гидравлики (закон Эра) масса (или объем) частиц, передвигаемых текущей водой, изменяется пропорционально шестой степени скорости. Так, если скорость воды удвоится, то перемещаемые ею частицы могут быть по массе или объему в 64 раза больше. Как отмечает Н.И. Сус (1949), этот закон справедлив только для идеальных условий, которых в природе никогда не бывает. Тем не менее имеется достаточно данных, чтобы утверждать, что количество материала, которое может перемещаться водой в естественных условиях, изменяется пропорционально четвертой степени изменения скорости. Следовательно, если скорость стекающей воды удвоится, то количество сносимого материала увеличится в 16 раз. Все это указывает на ведущую роль рельефа местности в разрушительной работе эрозии.

Согласно наблюдениям, если склоны имеют крутизну до 2°, смыв рыхлого материала идет слабо. При крутизне склонов от 2 до 4–5° смыв и размыв становятся достаточно заметными. При крутизне склонов от 4–5 до 7–8° эти процессы проявляются интенсивно и повсеместно. На склонах с крутизной более 8° происходит усиление линейной эрозии, а при 15° она становится преобладающей. Следует заметить, что указанные примеры имеют отношение к эрозионным процессам, вызванным временными водотоками, которые формируются за счет дождевых и талых вод и питают постоянные водотоки – реки и ручьи, для которых, в свою очередь, характерно непрерывное взаимодействие между горными породами и текучей водой в виде речной (русловой) донной и боковой эрозии. Режим движения воды в постоянных водотоках, как правило, является турбулентным, поскольку скорость течения в них превышает 0,5–2,5 м/с (для сравнения, скорости при ламинарном течении составляют порядка 0,1–0,7 м/с) (Иванов, Тржцинский, 2001).

Каждый из названных видов эрозионной деятельности имеет большое значение для формирования инженерно-геологических условий территорий, поэтому они изучаются в отдельности, хотя переходы из одного вида в другой происходят постепенно, без резких границ и строгих классификационных признаков, определяя тем самым непрерывность эрозионного процесса.

В отдельности изучаются и флювиальные процессы в геоморфологии, так как они наряду с непрерывностью имеют прерывистый характер (Кондратьев и др., 1982). Их прерывность выражается в том, что эти процессы

Репозиторий ВГУ

подразделяются на структурные уровни, относящиеся друг к другу как часть целого. Они качественно отличны друг от друга, поскольку охватывают разные по размеру площади, проявляют себя в рельефе за неодинаковые промежутки времени и приводят к образованию форм, различающихся по своим размерам, степени динамичности и возрасту. В табл. 4.9 приведены основные виды флювиальных процессов и их результаты.

Таблица 4.9

Типы водотоков и результаты их эрозионной деятельности
(по Динамическая .., 1992)

Основные типы водотоков		Ведущие флювиальные процессы	Главные флювиальные формы и элементы рельефа		Флювиальные (потоковые) отложения
Постоянные	Русловые	Русловой	Эрозия Аккумуляция	Русла и долины постоянных водотоков Днища долин (поймы и террасы), дельты	Аллювиальные
Временные	Русловые	Русловой	Эрозия Аккумуляция	Русла и долины временных водотоков Днища долин временных водотоков, конусы выноса	Пролювиальные
	Нерусловые	Нерусловой (делювиальный)	Эрозия Аккумуляция	Склоны делювиального смыва Склоны делювиального накопления	Делювиальные

Несмотря на значительные различия между отдельными видами эрозии, всем им присущи некоторые общие принципиальные черты. Все они зависят в первую очередь от геолого-геоморфологических условий, а многие факторы их проявления сходны по своему воздействию.

Согласно И.П. Иванову и Ю.Б. Тржцинскому (2001) эрозионный процесс является результатом динамического взаимодействия поверхностных водотоков и геологической среды, причем первые выступают в качестве возбудителя этого взаимодействия. Воздействие водотока определяется количественным показателем – кинетической энергией (силой) движущейся воды, величина которой зависит от природной обстановки, характеризующейся конкретными климатическими, геоморфологическими и гидрологическими условиями. Однако под влиянием интенсивной инженерно-хозяйственной деятельности природная обстановка постоянно претерпевает дополнительные изменения рельефа, режима поверхностного стока и т.д. Все природные и техногенные изменения в конечном итоге сказываются на силе возбудителя эрозионного

Репозиторий ВГУ

процесса $P_в$, которая имеет решающее значение, так как склоны занимают 4/5 поверхности суши. Кроме того, на разрушающую способность водотока большое влияние оказывает количество взвешенных минеральных частиц.

Геологическая среда, воспринимая конкретное внешнее воздействие водотока, реагирует на него своими свойствами, характеризующими ее устойчивость (или чувствительность) к этому воздействию, т.е. сопротивлением размыву или смыву. Как и любое сопротивление горных пород, их размываемость является интегральным свойством, зависящим от целого ряда условий и факторов, характеризующих состав, состояние и свойства размываемых пород, их залегание, доступность в обнажениях, транспортабельность и т.п. К природным условиям, формирующим сопротивление горных пород размыву в условиях их естественного залегания, относят геологические условия (состав, трещиноватость, выветрелость, плотность, структурные связи, условия залегания и др.), орогидрографию местности, определяющую доступность пород к воздействию, неотектоническую обстановку, изменяющую положение местного базиса эрозии и уклон русла водотока, а также освоенность территории и связанные с ней проблемы рационального использования и охраны земельных ресурсов. В качестве факторов, влияющих на развитие эрозии, в первую очередь следует отметить те из них, которые сказываются на изменении воздействия поверхностного водотока. При этом геологическая среда, в которой происходит эрозионный процесс, находится под влиянием этих же факторов, поскольку они вызывают изменения отдельных ее компонентов, а следовательно, и среды в целом.

Результаты различных видов эрозии также имеют некоторые общие черты. Они заключаются в следующем (Иванов, Тржцинский, 2001):

1. Разрушение горных пород поверхностными водотоками с последующим выносом разрушенного материала в виде твердой минеральной фазы и растворенных соединений.

2. Транспортировка и аккумуляция разрушенных горных пород в виде аллювиальных, делювиальных и пролювиальных отложений в системе поверхностных водотоков и в виде илов в озерах, морях и океанах.

3. Формирование естественных форм рельефа территории (русел, долин, оврагов, балок, рытвин).

4. Подготовка склонов различных эрозионных форм к возникновению и развитию на них гравитационных процессов в результате эрозионной подрезки.

5. Резкое увеличение масштабов проявления техногенной эрозии под влиянием разнообразной деятельности человека во многих регионах мира.

Репозиторий ВГУ

4.3.1. Плоскостная эрозия

Общие положения. Данный процесс распространен повсеместно, там, где выпадают достаточно интенсивные осадки, и является одним из наиболее значительных процессов как по массе и скорости перемещаемого материала, так и по площади развития. Атмосферные осадки в виде дождей или талая вода стекают по естественным склонам и искусственным откосам любой крутизны и формируют на их поверхности либо пластовые, либо струйчатые (ручейковые) потоки разной разрушительной силы. Толщина таких потоков может изменяться от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров в зависимости от особенностей строения и морфологии склонов. В результате струйчатого размыва на склонах образуется временная эрозионная или ручейковая сеть (рис. 4.15), обладающая различной способностью транспорта продуктов размыва. По эрозионно-транспортной способности выделяется несколько типов ручейковой сети (табл. 4.10).

Развитие того или иного типа ручейковой сети определяет баланс продуктов размыва на различных участках склона, складывающийся из поступления и выноса. Так, в привершинных частях склонов, где нет поступления материала с лежащих выше участков, всегда расположена зона смыва. Интенсивность последнего возрастает с увеличением крутизны склона. По мере насыщения потока продуктами эрозии (при постоянном уклоне) на склоне возникают зоны транзита, где смыв отсутствует. У подножия склонов ручейки образуют многочисленные сливающиеся конусы выноса, на которых происходит потеря скорости водным потоком и аккумулируется значительная часть взвешенного материала. Таким образом формируются делювиальные шлейфы из материала, снесенного с вышерасположенных частей склона. Некоторая часть твердого материала продолжает транспортироваться во взвешенном состоянии поверхностными водами и попадает в речную сеть. Существует достаточно большое количество опубликованных данных по интенсивности смыва (Беляускас и др., 1984; Герасименко, 1987; Медведев, 1968; Якушко, Рудова, 1982; Ярошевич, 1969; Karczewski, 1985 и др.), однако они справедливы лишь для конкретных, незначительных по площади участков. Так, например, по данным О.Ф. Якушко и Г.П. Рудовой (1982), плоскостной смыв на Новогрудской, Минской возвышенностях и Горецкой равнине в Беларуси может достигать и даже превышать 2 мм/год; в Литве ежегодный смыв составляет порядка 1,5–4,7 мм/год; в Польше, по данным результатов наблюдений на стационаре «Шимбарк», величина смыва достигает 3 мм/год (Gil, 1976), а в пределах Северо-Польской низменности на распаханных поверхностях превышает 5 мм/год (Karczewski, 1985).

Репозиторий ВГУ

Рис. 4.15. **Ручейковая сеть на склоне. Минский район**
(по А.А. Лепешеву и др., 2014)

Условия и факторы развития плоскостной эрозии. Развитие и динамика данного процесса определяется климатическими, геологическими и геоморфологическими условиями, характером растительного и почвенного покрова на склонах, интенсивностью техногенных воздействий на грунты склонов.

Климатические особенности определяют количество выпадающих осадков в виде дождя или снега, их частоту и интенсивность, характер и скорость снеготаяния и т.д. Все эти факторы в первую очередь сказываются на плоскостной эрозии. Особенно активизируют плоскостной смыв обильные осадки или резкое снеготаяние. Чем значительнее слой осадков, тем больше при прочих равных условиях опасность развития эрозии. Кроме того, при ливнях большой интенсивности капли крупных размеров обладают (за счет большей скорости падения) высокой кинетической энергией и производят максимальный эрозионный эффект. Поэтому во многих районах мира плоскостной смыв имеет сезонный характер, достигая наибольшей интенсивности в весеннее или осеннее время.

Геологические условия проявляются, прежде всего, через состав поверхностных отложений, их водопрочность, водопроницаемость и др. По этим свойствам грунты подразделяют на легко-, средне- и трудноразмываемые. К легкоразмываемым относят лессы, лессовидные суглинки и супеси, пески и др. К среднеразмываемым – плотные глины, мергели и др. Известняки, песчаники, другие скальные и полускальные грунты относят к трудноразмываемым.

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.10

Основные характеристики ручейковой сети, развивающейся на используемых в сельском хозяйстве склонах (Инструкция .., 1979)

Тип ручейковой сети	Краткая характеристика ручейковой сети	Длина ручейков, км	Площадь водосбора, км^2
I	Временная ручейковая сеть в приводораздельной части склона с относительно ровной поверхностью и равномерным уклоном; местоположение струй случайно и непостоянно; после каждой распашки уничтожается	<0,1	<0,05
II	Временная ручейковая сеть на расположенной ниже части склона с относительно ровной поверхностью и равномерным уклоном, образуется слиянием ручейков типа I; местоположение зависит от формы склона и случайных причин; при распашке уничтожается	0,1–0,3	0,05–0,25
III	Временная ручейковая сеть, выраженная в рельефе (приурочена к ложбинам стока), образуется в результат слияния потоков типа II и впадения в них потоков типа I; уничтожается при распашке	0,3–2,0	0,25–2,0

Об устойчивости грунтов к смыву судят и по допустимой неразмывающей скорости – максимальной скорости водного потока, при которой не происходит отрыв частиц и их перемещение. Допустимые неразмывающие скорости течения воды для некоторых грунтов приведены в табл. 4.11.

Таблица 4.11

Допустимая неразмывающая скорость для различных грунтов
(по Н.Н. Иванову .., 1988)

Вид грунта	Плотность скелета грунта, г/см^3	Допустимая неразмывающая скорость, м/с
Пески мелкие	–	0,3–0,55
Суглинки легкие	<1,5	0,4–0,6
Суглинки легкие	>1,5	0,6–0,7
Суглинки тяжелые	<1,5	0,6–0,8
Суглинки тяжелые	>1,5	0,7–1,0
Глины средней плотности	1,2–1,6	0,8–1,2
Глины плотные	1,6–2,0	1,2–1,5
Известняки	–	2,5–4,0

Репозиторий ВГУ

Песчаные породы с высокой водопроницаемостью практически не подвергаются водной эрозии, но весьма склонны к дефляции. Моренные суглинки более устойчивы к смыву и размыву, чем лессовидные. Эрозионно податливыми являются слоистые грунтовые толщи, сложенные сверху маломощными песками, тонкими супесями и суглинками, подстилаемыми плотными глинами или песчаниками.

Чаще всего плоскостной смыв происходит по поверхности массивов, сложенных пылеватыми суглинистыми и супесчаными грунтами. Особенно интенсивно он возникает в массивах лессовых пород.

Геоморфологические особенности по существу служат основным фактором развития плоскостной эрозии. Длина и крутизна склона, величина водораздела, форма поверхности склона определяют степень развития эрозионного процесса. Чем протяженнее склон и больше его крутизна, тем на большей площади и с большей интенсивностью развивается эрозия. При увеличении длины склона в 2 раза смыв почв может возрастать в 1,4–1,5 раза (Сурмач, 1976). Однако, как показывают натурные исследования, интенсивность плоскостного смыва по мере увеличения длины склона возрастает по-разному. Смыв почвы при увеличении линии стока в 2 раза может возрастать в пределах от 1,1 до 1,5 раза. Такие расхождения в оценке влияния длины склона связаны с целым рядом факторов. Основное же влияние оказывают характер поверхности, влажность и инфильтрационная способность почвенного слоя, которые находятся в тесной зависимости от способов его обработки.

Интенсивность плоскостного смыва в значительной степени определяется формой склона. Наибольшее развитие плоскостной эрозии наблюдается на выпуклых участках склонов, наименьшее – на вогнутых. Прямые склоны повторяют в ослабленной форме картину развития эрозии на выпуклых склонах. Здесь плоскостной смыв проявляется от водораздела до половины или двух третей склона, ниже по склону он сменяется аккумуляцией.

Экспозиция склонов способствует как усилению, так и ослаблению плоскостного смыва. Это связано с различным нагреванием склонов, неодинаковой мощностью снежного покрова и другими факторами. В разных климатических условиях влияние экспозиции склона на смыв происходит по-разному. В северных районах, на склонах северной экспозиции, запасы снега и глубина промерзания грунтов больше, чем на южных. Поэтому здесь по мере таяния снега происходит постепенный смыв грунтов, который превышает смыв на склонах южной экспозиции. В южных районах, тем более на склонах южной экспозиции, поверхность грунтового массива освобождается от снега быстрее, происходит интенсивный смыв верхних слоев. На северных же склонах в связи с меньшим притоком солнечной радиации интенсивность снеготаяния несколько ниже, чем на южных,

Репозиторий ВГУ

при этом талые воды успевают впитаться в грунтовую толщу и эрозия проявляется несколько слабее.

Плоскостная эрозия развивается преимущественно на оголенных, не задернованных склонах. *Почвы* и *растительность* являются факторами, препятствующими развитию плоскостного смыва. Растительный покров выполняет исключительно важную защитную роль, скрепляя поверхностный грунтовый слой на склоне корневыми системами; наземная масса растений замедляет скорость поверхностного стока воды, способствует лучшему ее впитыванию. Там, где имеется растительный покров, больше накапливается снега; в результате грунтовый массив меньше промерзает, весной быстрее оттаивает, становится водопроницаемым и меньше подвергается плоскостному смыву.

К свойствам почв, снижающим развитие плоскостной эрозии, относятся: оструктуренность и водопрочность структуры, повышенная мощность гумусового слоя, высокая катионная емкость поглощения и степень насыщенности почв катионами оснований, в первую очередь кальцием; достаточная водопроницаемость, невысокие плотность и пористость, постоянное наличие в верхнем слое влаги, превышающей максимально-молекулярную влагоемкость, и т.д. Наиболее устойчивы к водной эрозии черноземы, а наименее – дерново-подзолистые почвы и сероземы.

Не меньшее влияние на развитие плоскостного смыва, чем природные факторы, оказывает *инженерно-хозяйственная деятельность человека*. Она либо способствует его развитию, либо направлена на предупреждение этого процесса. Благоприятствуют эрозии уничтожение растительного покрова на склонах, распахивание склонов, нарушение технических условий строительства и эксплуатации инженерных сооружений.

Известно, что вспашка вдоль склонов значительно усиливает плоскостной смыв. Перевыпас скота ведет к деградации луговых ландшафтов на пастбищах, истощению почв, снижению содержания гумуса. Этому также способствует выбивание копытами почвенного покрова на склонах. В результате на склонах интенсифицируется выветривание почв, вслед за которым быстро развивается ветровая и водная склоновая эрозия. При перевыпасе скота формируется и микротеррасирование склонов – результат многократного передвижения стад животных по одному и тому же месту склона с образованием многочисленных троп, выбитых копытами. В литературе описаны различные случаи, когда вырубка лесов, сведение растительности на склонах (в том числе сжигание сухой травы или лесные пожары) приводили к развитию плоскостной эрозии.

Активному развитию плоскостного смыва часто подвержены техногенные откосные сооружения – дорожные выемки, насыпи, карьеры, земляные плотины, дамбы, отвалы и терриконы и др. В результате длительного, порой незаметного для наблюдателя, развития эрозионного процесса наступают ситуации, угрожающие устойчивости и нормальной эксплуатации

Репозиторий ВГУ

этих сооружений, а вымываемый материал заиливает и заполняет дорожные водоотводящие и дренажные сооружения, водоемы, проезжую часть дорог, земельные угодья. Особенно сильно впечатляют результаты склоновой эрозии после проливных дождей и быстрого снеготаяния.

Распространение плоскостной эрозии на территории Беларуси. Плоскостной смыв – один из наиболее активных современных геологических процессов в республике. Здесь он наблюдается при крутизне поверхности от 1° и более и изменяется от 0 до 7–10 мм/год, при средних значениях для региона 0,42 мм/год. На краевых ледниковых возвышенностях, сложенных с поверхности часто легкоразмываемыми песчаными, супесчаными и лессовидными отложениями, плоскостной смыв в среднем измеряется 1,4–4 мм/год (Матвеев, 1990). Максимальные величины сноса могут достигать 8 мм/год и более (рис. 4.16).

Рис. 4.16. **Схематическая карта проявления плоскостного смыва на территории Беларуси, мм/год** (по Современная .., 1991)

Так, на Гродненской возвышенности значения плоскостного смыва составляют в среднем 4,8 мм/год, Волковысской – 6, Новогрудской – 5,6, Минской – 11,2, Ошмянской – 4,5, Оршанской – 8,8 мм/год. Повышенные значения плоскостного смыва также характерны для краевых ледниковых

Репозиторий ВГУ

комплексов Поозерья (0,8–6 мм/год) и Мозырской гряды (1,6–7,2 мм/год), а на участках Горецкой и Могилевской равнин, где развиты мощные лессовидные отложения, этот показатель достигает 10,4 мм/год (Современная .., 1991). Минимальные же значения или полное отсутствие плоскостной эрозии отмечаются на равнинах и низменных пространствах Полесья, Полоцкой, Неманской и других низин (0,6–0,008 мм/год).

Рис. 4.17. **Схематическая карта сезонного проявления плоскостного смыва на территории Беларуси, мм:** *а* – весенний период; *б* – летне-осенний период (по Современная .., 1991)

А.В. Матвеевым с сотрудниками (Современная .., 1991) установлен сезонный характер проявления плоскостного смыва. Результаты этих ис-

Репозиторий ВГУ

следований показывают, что в период весеннего снеготаяния (рис. 4.17, *а*) максимальный снос возможен на возвышенностях центральной и северной Беларуси, где он достигает 0,8–2,4 мм, а при экстремальных условиях 4–4,8 мм. Минимальные значения смыва характерны в этот период для юго-западной, южной и юго-восточной частей республики, где только на наиболее расчлененных участках (Загородье, Мозырская гряда) эрозия на склонах может достигать 0,08–0,8 мм, реже более.

Для летне-осеннего периода, когда смыв осуществляется за счет дождевых осадков, его интенсивность преимущественно составляет 0,04–0,8 мм, на склонах, используемых под пропашные культуры, – 1,6–2,4 мм/год. При выпадении очень сильных и продолжительных ливней объем сносимых отложений увеличивается в 2–2,5 раза. Максимальные значения плоскостной эрозии в летне-осенний период характерны для центральной и восточной частей республики, а также для Мозырской возвышенности (рис. 4.17, *б*). На Минской, Оршанской и Новогрудской возвышенностях, Могилевской и Горецкой равнинах, Мозырской гряде смыв нередко превышает за сезон 0,8 мм, достигая иногда 4–5,6 мм. На остальной территории величина смыва колеблется до 0,08 мм.

На основе анализа климатических, геолого-геоморфологических условий, хозяйственного освоения земель А.И. Павловским (1994) выполнена типизация территории Беларуси по интенсивности и условиям развития плоскостной эрозии. Согласно этой типизации в пределах страны выделено 6 типов земель с проявлением плоскостной эрозии (табл. 4.12).

Таблица 4.12

Основные характеристики типов земель с развитием плоскостной эрозии
(по А.И. Павловскому .., 1994)

Тип земель по интенсивности эрозии	Величина смыва почв со склонов, мм			Крутизна склонов, град	Длина склонов, км	Вертикальное расчленение, м/км^2	Горизонтальное расчленение, км/км^2	Допустимые неразмывающие скорости поверхностных отложений, м/с	Величина атмосферных осадков, мм/год	Запасы воды в снежном покрове к моменту снеготаяния, мм	Модуль среднегодового поверхностного стока, л/с·км^2	Распаханность территории, %
	за год	за весенний период	за летне-осенний период									
1	0,08	0,04	0,04	1,5	0,2	7,5	0,3	0,42	600	49,5	5,6	30
2	0,12	0,064	0,056	2,5	0,25	12,5	0,5	0,75	625	63,8	6,9	35
3	0,52	0,28	0,16	3,5	0,35	15	0,6	0,55	610	54,6	6,3	35
4	1,6	0,8	0,5	4,5	0,45	20	0,65	0,60	650	55,4	6,5	40
5	3,2	1,8	0,92	5	0,6	25	0,75	0,65	660	60,0	6,6	45
6	4,0	2,0	1,6	6	0,65	30	0,95	0,71	675	69,2	6,7	45

Репозиторий ВГУ

Тип 1 – характерен для равнин Предполесья (Пружанская, Костюковичская моренно-водно-ледниковые, Коссовская, Стрешинская, Тереховская водно-ледниковые равнины) и Полесья (Загородье и территории, прилегающие к Мозырской возвышенности).

Тип 2 – широко распространен на севере республики (Лучосинская ледниково-озерная равнина, Шумилинская моренная равнина, Чашникская водно-ледниковая низина, Вилейская моренно-водно-ледниковая низина, Кривичская моренная равнина и т.д.), встречается в Центральной Беларуси (Верхнеберезинская водно-ледниковая равнина, Лидская моренная равнина и т.д.), а также небольшими участками на остальной территории.

Тип 3 – распространен на территориях, прилегающих к крупным краевым ледниковым комплексам (периферические части Браславской, Оршанской, Минской, Копыльской, Лукомльской и других возвышенностей), а также на некоторых участках Центральноберезинской водно-ледниковой равнины, Лидской моренной равнины и др.

Тип 4 – земли этого типа встречаются в пределах почти всех краевых ледниковых возвышенностей (Браславской, Минской, Городокской, Новогрудской, Слонимской, Волковысской и др.), а также на краевых ледниковых комплексах Костюковичской моренно-водно-ледниковой равнины, Заборской, Могилевской водно-ледниковых равнин.

Типы 5, 6 – приурочены к крупным ледниковым комплексам Минской, Ошмянской, Гродненской, Волковысской, Новогрудской, Витебской, Оршанской и Мозырской возвышенностей, а также к краевым образованиям на Могилевской и Горецкой равнинах.

В целом следует отметить, что с плоскостной эрозией на территории страны связываются значительные преобразования земной поверхности. В частности, установлено, что высота возвышенностей юга Беларуси за счет процессов плоскостного смыва уменьшилась на 15–20 м, а в северной части на 3–5 м, при этом образовались шлейфы делювиально-пролювиальных отложений мощностью от 2 до 5 м (Матвеев, 1990).

Изучение и прогноз динамики плоскостной эрозии. В инженерно-геологических целях изучение динамики плоскостной эрозии предполагает количественную оценку основных факторов, влияющих на этот процесс. Согласно СНБ 2.03.01–98 основными количественными параметрами при оценке динамики и развития плоскостной эрозии являются: 1) площадная пораженность территории, %; 2) скорость развития плоскостной эрозии, $м^3$/га год.

Скорость плоскостного смыва может быть точно определена по длительным наблюдениям за реперами, закрепленными на склоне. Менее точно, но зато быстро, ее можно установить по смыву грунта возле многолетних растений, корни которых обнажены. Такой подход к определению скорости плоскостной эрозии впервые был использован в 1933 г. Л.Т. Земляницким (Земляницкий, 1937). Позже эту же идею применили С.К. Горе-

Репозиторий ВГУ

лов (1974), Ю.Г. Жаркова, В.Н. Петров (1974), Р.Е. Переслегина (1982, 1990), Л.А. Володина, С.Н. Чернышев (2014) и др.

Плоскостная эрозия не относится к категории чрезвычайно опасных геологических процессов, однако ее проявления могут иметь серьезные последствия для многих инженерных сооружений и, в особенности, состояния сельскохозяйственных угодий. Согласно СНБ 2.03.01–98 «Геофизика опасных природных воздействий» территории, подверженные плоскостной эрозии, подразделяются на три категории (табл. 4.13).

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: $V_x = \sqrt{cxkJ}$, 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 (Королев, 2004).

Таблица 4.13

Категории опасности проявления плоскостной эрозии

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	–	>50	50–30	30–10
Скорость развития, м^3/га год	–	15–10	10–5	5–2

Крутизна склона (i) имеет существенное значение для формирования скорости движения минеральных частиц. Наблюдения на склонах в Хибинах с крутизной от 2 до 28° показали, что изменения скоростей движения наиболее подвижной пылеватой фракции (мелкозема) составляют от 2,5 до 50 см в год. Полученные опытным путем данные позволяют определить размеры обломков, переносимых водными потоками разной скорости, и сделать прогнозы о возможности их переноса на различных участках склона с известным геологическим строением при определенной скорости потока V_x. Так, например, 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 (Иванов, Тржцинский, 2001).

В качестве критерия предварительных прогнозов можно использовать эмпирически скорректированный закон Эра: $M = AV^4$. При прочих равных условиях разрыхленный материал в большей степени подвержен склоновому процессу, в котором принимают участие размыв, вымывание, выдувание и развевание, осыпание и оплывание. Все эти перемещения минеральной фазы

Репозиторий ВГУ

пород происходят параллельно с их выветриванием, которое и в данном случае играет роль подготовительного процесса (Инженерная .., 2013).

Эмпирические модели поверхностной эрозии базируются на простом соотношении (Зорина и др., 2002)

$$W = RK\,(LS)\,CP,$$

где W – модуль смыва почвы определенной обеспеченности (обычно в т/га за год); R – функция влияния осадков, представленная среднемноголетним эрозионным потенциалом дождя, комплексно учитывающая интенсивность, слой и энергию капель; K – фактор эродируемости или противоэрозионной стойкости почвы; LS – фактор рельефа, представленный функцией влияния крутизны и длины (иногда плюс формы и экспозиции) склона; C – фактор комплексного влияния растительности и технологии хозяйственного использования территории; P – коэффициент влияния противоэрозионных мероприятий.

Техногенное воздействие на развитие плоскостной эрозии оценивается при исследовании техногенной составляющей данного процесса. При этом количественно оценивается микротеррасирование склона (количество троп на 100 м^2 или степень выбитости копытами почв), определяется уменьшение запаса гумуса в почвах, мощности гумусового горизонта и т.п.

Мероприятия по инженерной защите от плоскостной эрозии. Борьба с плоскостным смывом является весьма сложной, трудоемкой, требует изменения традиционной технологии ведения сельскохозяйственных работ. Большая распространенность процессов плоскостного смыва на территории Беларуси часто затрудняет проведение защитных мероприятий. В настоящее время масштабы выполняемых защитных мероприятий незначительны, а ущерб, наносимый земельному фонду страны, велик. Защита больших пространств инженерными сооружениями, а также управление процессом размыва и переноса разрушенных пород и почв крайне затруднительны, так как требуется не только выполнение технических мероприятий, но и контроль исполнения технических регламентов.

Покрытия, изоляция, отвод и регуляция поверхностных вод, а также другие подобные мероприятия можно применять только локально для защиты небольших по площади естественных склонов и искусственных откосов, на которых необходимо обеспечить безопасность жизнедеятельности. Для остальных территорий возможен единственно реальный принципиальный подход – предупреждение и ограничение размыва, контроль соблюдения правил ведения строительных, горнодобывающих и сельскохозяйственных работ, соблюдение норм землепользования (Королев, 2013). На территориях, потенциально подверженных процессу плоскостной эрозии, необходимо поддерживать естественный или создавать искусственный растительный (травянистый, кустарниковый или древесный) покров, ограничивать площади искусственных обнажений, регулировать поверхностный сток. Из превентивных мероприятий наиболее приемлемыми счита-

Репозиторий ВГУ

ются рациональное ведение сельского хозяйства, исключающее перевыпас скота, применение правильной агротехники на распахиваемых склонах и т.п. Хорошо зарекомендовал себя искусственный посев быстрорастущих трав на эродированных склонах, а также террасирование склонов с последующей посадкой древесной или кустарниковой растительности (Иванов, Тржцинский, 2001).

В настоящее время глубоко разработаны противоэрозионные мероприятия, направленные на защиту почв. Согласно существующей классификации они делятся на четыре группы (Заславский, 1979): организационно-хозяйственные, агротехнические, лесомелиоративные и гидротехнические.

Организационно-хозяйственные мероприятия предназначены для обеспечения правильного сочетания и применения тех или иных противоэрозионных мероприятий. Сюда входят проектирование и контроль за функционированием систем. Как известно, кондиционное проектирование невозможно без достоверного прогноза, поэтому изучение природных условий и их влияния на развитие смыва является важнейшей задачей этой группы.

Агротехнические противоэрозионные мероприятия подразделяются на следующие подгруппы: 1) водозадерживающие; 2) водопоглощающие; 3) водосбросные; 4) повышающие противоэрозионную стойкость почв; 5) защищающие почву от непосредственного воздействия дождя и стока; 6) комплексные.

К водозадерживающим мероприятиям относят создание противоэрозионного нанорельефа (лунок, валков, борозд, канав, террас), обработку и посев поперек склона, контурное обвалование и др. (рис. 4.18).

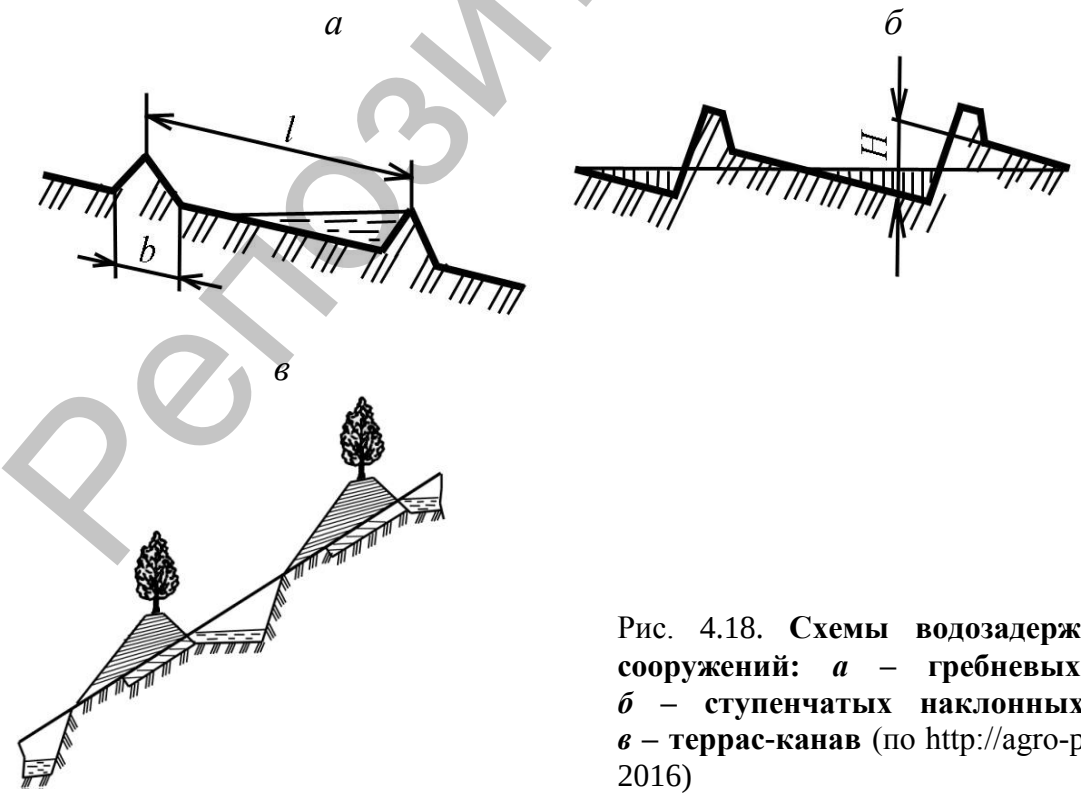


Рис. 4.18. **Схемы водозадерживающих сооружений: *а* – гребневых террас; *б* – ступенчатых наклонных террас; *в* – террас-канав** (по http://agro-portal24.ru, 2016)

Репозиторий ВГУ

Водопоглощающие мероприятия направлены на увеличение инфильтрационной способности почв. Сюда входят все виды щелевания, полосное рыхление, кротование и др.

Водосбросные мероприятия проводятся для обеспечения отвода поверхностных вод. Для этой цели служат водоотводящие борозды, залуженные водосборы и распылители стока. Повышение противоэрозионной устойчивости проводится путем увеличения почвенных агрегатов и сцепления между ними. Для защиты почв от воздействия дождя и поверхностного стока применяется полосное и сплошное мульчирование.

Комплексные мероприятия включают все приемы, способствующие повышению почвозащитных свойств растительности.

Из лесомелиоративных мероприятий для борьбы с плоскостным смывом чаще всего используются посадки кустарниковых и лесокустарниковых полос, закладываемых поперек склонов на пашне, а также лесные и кустарниковые насаждения на сильносмытых и размытых склоновых землях.

Гидротехнические мероприятия направлены на отвод дождевых и талых вод с водосборных площадей. Для этого сооружаются водоотводящие и водонаправляющие валы, нагорные канавы и др.

В практике дорожного строительства среди мер, направленных на борьбу с поверхностным смывом со склонов и откосов наряду с часто применяемыми гидротехническими мероприятиями широкое развитие получили биологические, химические и инженерные методы защиты.

Биологическая защита осуществляется с помощью естественного дерна, травосеянием, искусственными дерновыми коврами.

Химические меры борьбы основаны на применении материалов, обладающих вяжущими свойствами (битумные и латексные эмульсии, битумно-латексные смеси), а также искусственных полимеро-структуро-преобразователей, которые формируют в грунтах водопрочные агрегаты, увеличивая при этом водопоглощение и уменьшая сток воды. Оструктуренные грунты менее подвержены воздействию дождевых капель, а смыв с откосов уменьшается в 10–20 раз.

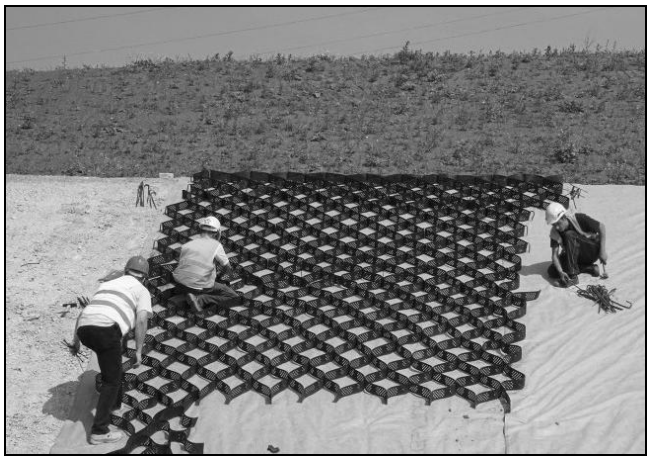


Рис. 4.19. **Укрепление эрозионного склона георешеткой** (по http://samdizajner.com.ua, 2016)

Инженерные противоэрозионные мероприятия основаны на применении для укрепления откосов решетчатых конструкций – георешеток, пленочных и нетканых материалов – геокомпозитов (рис. 4.19).

Репозиторий ВГУ

4.3.2. Овражная эрозия

Общие положения. *Оврагообразование – это экзогенный процесс размыва горных пород и почв на склоне с образованием единичных, вытянутых вдоль склона депрессий или целой системы отрицательных форм рельефа – оврагов.*

В своем развитии овраги проявляют одну важную специфическую особенность: зарождаясь на склонах, они постепенно «пятятся» и могут выйти на водораздельное пространство, расчленив его, уничтожая при этом земельные угодья, леса, создавая угрозу для устойчивости зданий и сооружений и усложняя инженерно-геологические условия освоения территорий (Иванов, Тржцинский, 2001).

Овраги имеют весьма широкое распространение и давно являются объектом исследования геологов, географов и строителей. Они получили развитие в странах СНГ, Европы, Ближнего Востока, в Индии, Пакистане, Китае, США и Канаде, Южной Африке и Австралии, особенно в тех районах мира, где имеют распространение лессовые породы.

Образование оврагов проходит закономерно через несколько стадий. В инженерной геологии принята схема С.С. Соболева, предложенная им в 1947 году. В соответствии с этой схемой образование оврага происходит в четыре стадии, в результате которых вырабатывается его продольный профиль (рис. 4.20).

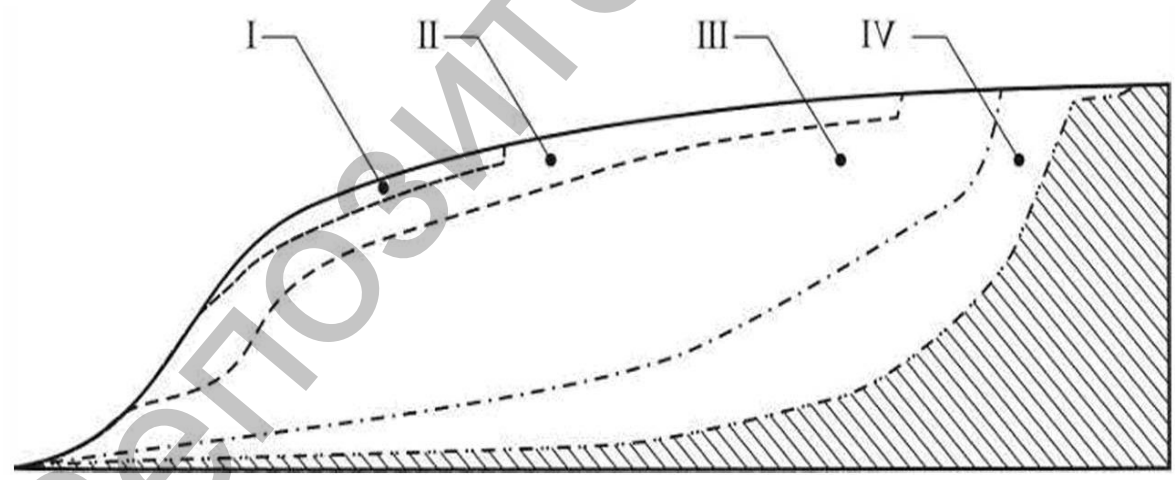


Рис. 4.20. **Стадии развития продольного профиля оврага**
(по М.В. Веретенниковой, 1998).
Стадии: I – промоины или рытвины; II – врезания оврага вершиной;
III – выработки профиля равновесия; IV – затухания

I. Стадия промоины или рытвины – начальная стадия оврагообразования, в которой как результат струйчатой эрозии на склоне образуется треугольное или трапециевидное углубление небольшой протяженности и

Репозиторий ВГУ

глубины (30–50 см) с продольным профилем, повторяющим профиль склона. Длительность этой стадии характеризуется коротким промежутком времени (1–3 года).

II. Стадия вреза оврага вершиной – активная стадия роста оврага. В вершине образуется уступ вследствие размыва стекающей водой, устье находится выше базиса эрозии, глубина оврага достигает 10–30 м, поперечный профиль имеет, как правило, V-образную форму, склоны крутые, обрывистые, обнаженные, пораженные склоновыми гравитационными процессами. На этой стадии происходят разветвление оврагов (формирование отвершков) и создание овражной системы.

III. Стадия профиля равновесия, началом которой является момент достижения устьем оврага отметки 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 водоток, который продолжает углублять и расширять овраг. Глубина оврага на этой стадии может достигать 20–30 м. Его склоны постепенно сглаживаются и покрываются растительностью.

IV. Стадия затухания. Она начинается после окончательной выработки продольного профиля равновесия, при этом углубление оврага и его рост прекращаются. Наблюдаются расширение его дна и формирование овражного аллювия. Склоны оврага покрываются делювиальными образованиями, осыпями, а на их поверхности формируется почва и растительный покров. В таком виде овраг уже называется балкой.

Выносимый из оврагов и балок материал, если он не уносится рекой, откладывается в устьях, образуя конусы выноса. Материал, слагающий конусы выноса временных водотоков, А.П. Павлов назвал пролювием. Состав пролювия зависит от характера осадков, слагающих склон, прорезаемый оврагом или балкой, стадии развития оврага и характера стока дождевых и талых вод. В целом для него характерны плохая сортировка материала, слабая окатанность обломков, уменьшение размера частиц от вершины конуса выноса к его основанию и от его осевой линии к краям.

На достаточно длинных склонах можно наблюдать все стадии развития на одном и том же овраге, поскольку они в перечисленной последовательности пространственно перемещаются навстречу течению водного потока: промоина, обрыв, участки с профилем равновесия, участки затухания (у устья). Когда вершина оврага достигнет водораздела, дальнейший рост в длину прекращается, уступ в его вершине выполаживается. Следует заметить, что рассмотренная выше схема характерна для открытого способа образования линейных форм эрозии. Однако существует и закрытый, или

Репозиторий ВГУ

тоннельный, способ формирования оврагов, получивший широкое распространение в районах развития лессов и лессовидных пород и связанный с проявлением суффозионно-просадочных процессов (рис. 4.21).

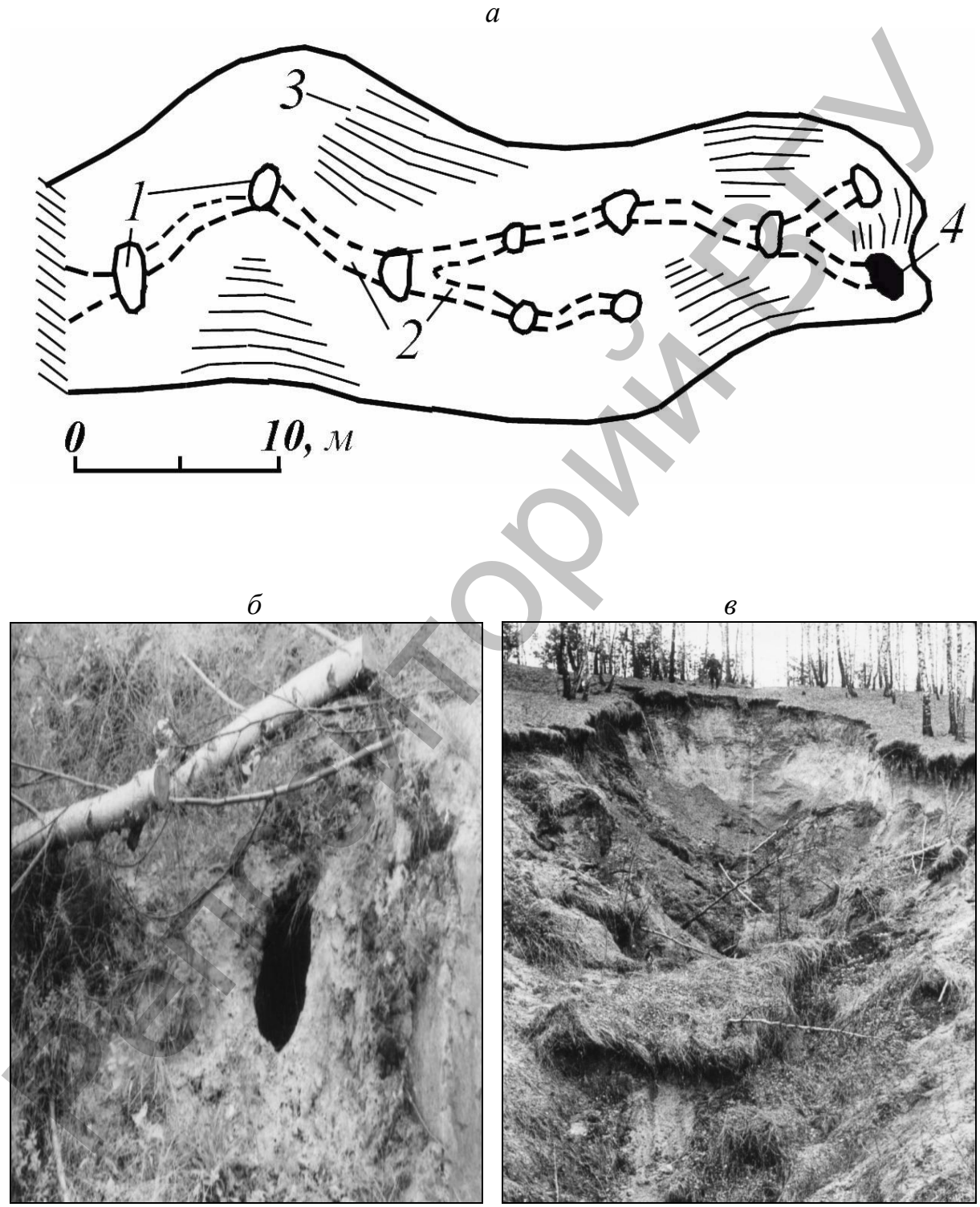


Рис. 4.21. **Схема (*а*) и формы проявления тоннельной эрозии: *б*) суффозионный колодец; *в*) суффозионно-просадочный овраг** (по А.И. Павловскому, 1994).
1 – колодцы; *2* – связывающие их тоннели; *3* – оползни и осыпи; *4* – водобойный колодец

Репозиторий ВГУ

Условия и факторы развития овражной эрозии. Выделение рассмотренных выше стадий процесса оврагообразования является весьма схематичным и зависит от геолого-геоморфологических и климатических условий и влияния различных природных и техногенных факторов.

Так, во время ливневых дождей и паводков в оврагах значительно увеличивается водная масса, что приводит к резкому росту интенсивности эрозионного процесса и вызывает разрушение сельскохозяйственных угодий, построек, дорожных трасс и т.д. При этом могут измениться направления роста оврагов, появиться новые рытвины и борозды, что в зависимости от местных природных условий и видов человеческой деятельности ведет в конечном итоге к формированию различных типов овражно-балочных систем: линейных, ромбовидных, булавовидных, дельтовидных, древовидных, перистых, веерообразных, парного ветвления и др., на склонах которых создаются условия для возникновения оползней, новых эрозионных форм и т.п.

Условия и факторы оврагообразования принципиально те же, что и обусловливающие плоскостную эрозию. Энергия (сила) водного потока ($Э_{вп} = mv^2/2$) определяется климатическими (m) и геоморфологическими ($v = f(i)$) условиями, а последние во многом зависят от геологической обстановки (состава пород, условий их залегания, степени выветрелости, режима подземных вод, неотектонических особенностей региона и др.).

Чем больше энергия рельефа (превышение над местным базисом эрозии), тем, при прочих равных условиях, более интенсивно идет процесс оврагообразования, так как при этом возрастает скорость движения воды. Горные районы наиболее отвечают этому условию, однако там, как правило, на поверхность выходят прочные скальные и полускальные грунты (Иванов, Тржцинский, 2001).

Овраги образуются только в легко размываемых горных породах. Свойства пород во многом определяют форму оврагов (например, в лессовых породах овраги имеют крутые склоны). Большое значение в развитии оврагообразования, как и плоскостной эрозии, имеет характеристика сопротивления пород размыву, показателем которой является допустимая неразмывающая скорость (ДНС) водного потока (табл. 4.11).

На основании анализа комплекса различных условий и факторов Г.К. Бондариком с сотрудниками (2007) установлены некоторые особенности развития овражных форм, заключающиеся в следующем:

1. Интенсивность овражной эрозии изменяется на различных этапах развития оврага, что связано как с внешними причинами процесса (количеством осадков, высотой половодья и др.), так и с изменением условий, в которых он протекает (вскрытие оврагом в бортах и в русле пород с различными ДНС, изменение уклона поверхности и др.). Темпы роста оврага

Репозиторий ВГУ

во времени асимметричны. В течение незначительного периода времени происходит резкое увеличение основных параметров оврага (длины, ширины, объема и глубины), а после достижения максимума следует длительный спад темпов оврагообразования. Скорости линейного роста оврагов варьируются в интервале от 10 до 150 м/год, а среднегодовой прирост в разных регионах – от 0,7 до 10 м/год.

2. Увеличение размеров оврага в разные периоды происходит с различной интенсивностью. Быстрее всего овраг вырабатывает свою длину. Когда объем оврага достигает 40% своей предельной величины, его удлинение практически прекращается. В этот период овраг расширяется, происходит формирование отвершков, что приводит к потере земельных угодий, сравнимых с потерями за счет линейного роста.

3. Форма профиля равновесия зависит от площади водосбора оврага, степени сопротивления грунтов эрозионному размыву и всей совокупности гидрометеорологических характеристик водосборного бассейна. Минимальные уклоны профиля равновесия формируются при больших водосборных площадях, на легкоразмываемых породах в условиях избыточного увлажнения. На склонах незначительной длины образуются овраги с профилями равновесия значительной крутизны. Крутые профили равновесия характерны также для оврагов, врезанных в породы с высокими значениями ДНС.

По генезису овраги обычно делятся на естественные (природные) и природно-техногенные. Первые из них формируются в зонах с водосборами большой площади, где образуются потоки воды с большими расходами и скоростями. В качестве спускового механизма начала оврагообразования при этом могут служить подмыв берега реки, формирование воронок различного происхождения на склоне, трещин закола у бровки склона и другие природные процессы. Вторые образуются при непосредственной инженерно-хозяйственной деятельности человека. Согласно Г.К. Бондарику и др. (2007), в зависимости от типа и интенсивности хозяйственного освоения территории выделяются следующие три группы оврагов, образование которых связано с распашкой территории и сведением растительности, созданием искусственных преград стока при дорожном строительстве, межевании и т.д., воздействием вод промышленного стока, формирующегося при строительных работах, разработке месторождений полезных ископаемых и др.

Распространение овражной эрозии на территории Беларуси. В пределах Беларуси с работой временных линейных водотоков связано формирование густой сети оврагов и балок, площадь которой по оценочным данным составляет около 14 тыс. км^2 или примерно 7% всей территории страны. Наиболее широко линейная эрозия проявляется на краевых ледниковых возвышенностях: Минской, Новогрудской, Ошмянской, Грод-

Репозиторий ВГУ

ненской, Оршанской, Витебской, Волковысской и др., а также на значительных участках Могилевской и Горецкой равнин и в прибортовых частях крупных речных долин (рр. Днепр, Неман, Западная Двина, Березина, Сож и др.). Это обусловлено, прежде всего, природными особенностями данных территорий, а именно значительным перепадом высотных отметок на участках различных геоморфологических элементов (до 50 м и более), длиной склонов до 0,2–1,0 км и более, их крутизной 3–10° и более, пестрым составом покровных отложений с преобладанием легкоразмываемых песков, супесей и лессовидных супесчано-суглинистых образований, значительным количеством осадков в течение года (более 600 мм) и длительным хозяйственным освоением. На этих участках плотность и густота овражно-балочной сети достигают максимальных значений – плотность 4–6 шт./км^2, реже до 7–10 шт./км^2, а густота – 0,7–0,9 км/км^2 (рис. 4.22), на отдельных площадях Новогрудской и Мозырской возвышенностях до 5–7 км/км^2. В наименьшей степени эрозии временных водотоков подвержены участки Загородья, Высоковской и Чечерской равнин, где плотность эрозионных форм не превышает 1 шт./км^2, а густота эрозионной сети измеряется 0,1–0,4 км/км^2, в то время как на остальной территории с распространением овражно-балочного рельефа эти показатели составляют соответственно 1–2 шт./км^2 и 0,4–0,5 км/км^2.

По расчетам современные средние скорости овражной эрозии изменяются в пределах 0,3–3,5 м/год (Матвеев, 1990). Наиболее интенсивный рост оврагов отмечен на Мозырской, Новогрудской возвышенностях, Могилевской и Горецкой равнинах. Здесь измеренные средние скорости составляют порядка 0,9–3,5 м/год.

По возрастному и морфологическому признакам формы линейной эрозии в пределах Беларуси довольно разнообразны (табл. 4.14). Наиболее широко развиты молодые, активно растущие формы, представляющие собой короткие крутостенные глубокие промоины с висячими устьями или различные по размерам овраги (рис. 4.23), приуроченные большей частью к береговому уступу надпойменных террас или участкам пересечения долинами рек возвышенностей и имеющие резко выраженные бровки, крутые, обнаженные и интенсивно обрушающиеся склоны. Довольно часто такие овраги в привершинной части имеют форму амфитеатра, а в средней и особенно нижней – V-образную форму, часто с крутым падением тальвега. Длина оврагов обычно составляет 100–150, реже 200–300 м (до 1 км), глубина – до 20–30 м, а ширина по верху – до 30–50 м (Павловский, 1986). Нередко активные овраги возникают при повторном цикле эрозии, когда они врезаются в ложбины стока ледниковых вод и днища древних балок. Обычно такие овраги имеют разветвленную форму, иногда линейно-вытянутую с многочисленными зарождающимися отвершками как в вершинах, так и вдоль склонов оврагов.

Репозиторий ВГУ

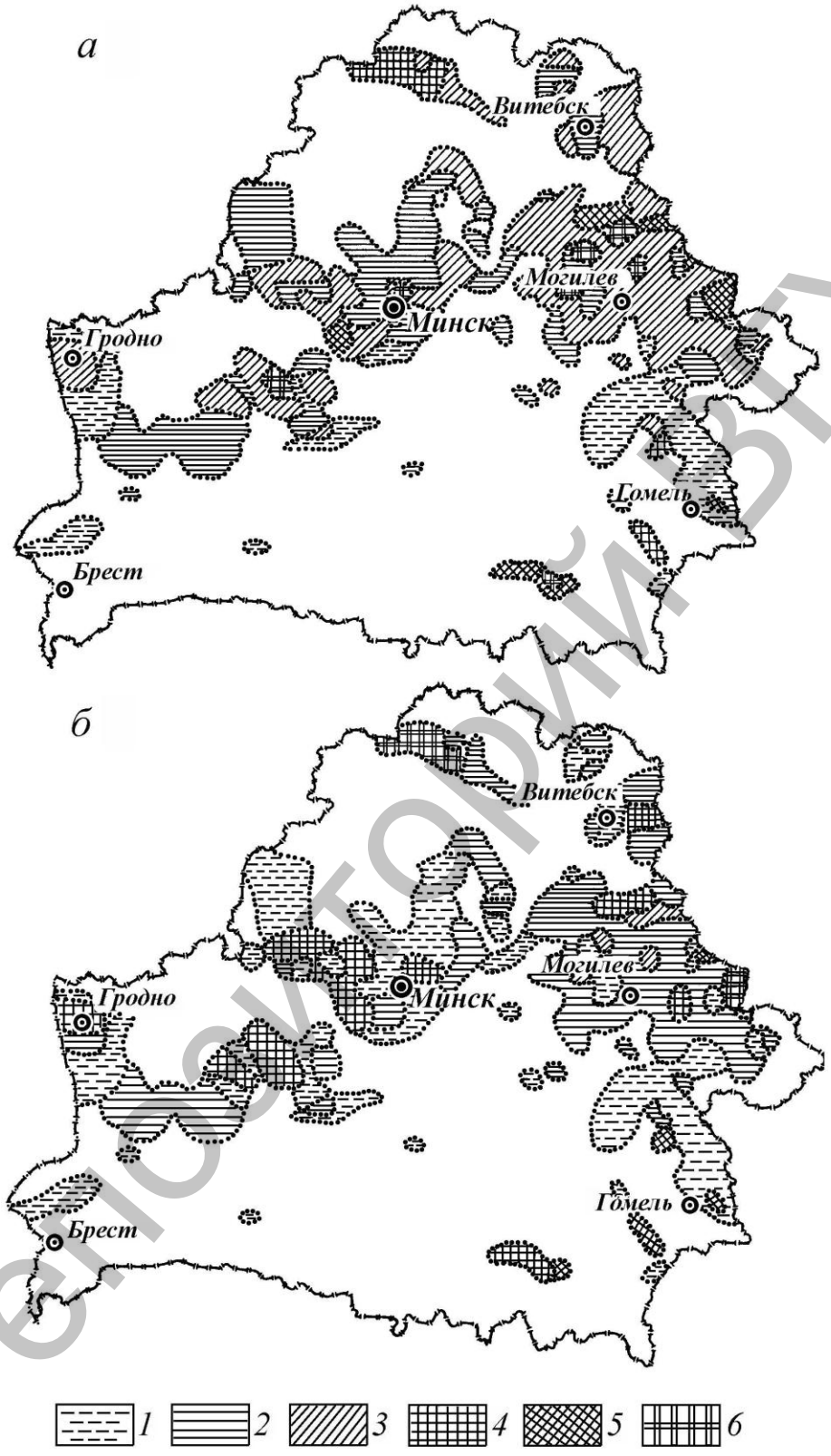


Рис. 4.22. **Схематические карты плотности (*а*) и густоты (*б*) форм линейной эрозии** (по Современная .., 1991).

Плотность, шт./км^2: *1* – до 1,0; *2* – 1,1–2,0; *3* – 2,1–4,0; *4* – 4,1–6,0; *5* – 6,1–7,0; *6* – более 7,0. Густота, км/км^2: *1* – 0,40 и менее; *2* – 0,41–0,50; *3* – 0,51–0,60; *4* – 0,61–0,70; *5* – 0,71–0,80; *6* – 0,81 и более.

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.14

Морфологическая характеристика основных современных форм линейной эрозии на территории Беларуси

(по А.И. Павловскому, 1994)

Формы линейной эрозии	Стадии развития	Местоположение в рельефе	Параметры				
			длина, м	глубина, м	ширина, м	площадь водосбора, км^2	поперечный профиль
Промоина	I	Повсеместно	$\frac{15-50^*}{100}$	$\frac{0,3-1}{2}$	$\frac{0,5-3}{5}$	0,5	
Овраг	II–III	Склоны холмов, балок и т.д., днища балок	$\frac{100-500}{1500}$	$\frac{5-20}{30}$	$\frac{10-30}{50}$	$\frac{0,5-2}{4}$	
Балка	IV	Склоны возвышенностей речных долин	$\frac{1000-2000}{3000}$	$\frac{10-20}{35}$	$\frac{50-100}{400}$	$\frac{1,5-3}{4}$	
Овражно-балочная система	I–IV	То же	$\frac{2000-2500}{5500}$	$\frac{20-40}{50}$	$\frac{80-150}{500}$	$\frac{2-5}{10}$	

*В числителе – преобладающие значения, в знаменателе – максимальные.

Не менее широко развиты относительно старые, в значительной своей части заросшие овраги. Длина их обычно 0,3–0,5 км, местами до 1,5 км, а глубина – 20–30 м. Поперечный профиль оврагов чаще U-образный, реже V-образный, по форме явно преобладают линейно-вытянутые и булавовидные разновидности, днище хорошо выражено, обычно залесено или задерновано (рис. 4.24). Склоны в большинстве мест закреплены растительностью. Процессы эрозии в таких оврагах протекают обычно локально, растут овражные формы в естественных условиях медленно. Более крупные овраги, длиной до 2,0–2,5 км (максимально до 5,5 км) и глубиной вреза до 50 м, встречаются существенно реже.

Образование оврагов во всех районах Беларуси резко усиливается при хозяйственном освоении территорий. Это подчеркивали В.П. Ермолаев (1984), Г.А. Колпашников и др. (1975, 1977), А.В. Матвеев (1990), А.В. Матвеев и др. (1997), А.И. Павловский (1986) и многие другие. Особенно резко усиливается рост оврагов в населенных пунктах. Об этом свидетельствует опыт застройки Гродно, Мозыря, Орши, Шклова и многих других (рис. 4.25).

Репозиторий ВГУ

а *б*

Рис. 4.23. **Активные овраги Новогрудской (*а*) и Витебской (*б*) возвышенностей** (по А.А. Лепешеву и др., 2014; А.Н. Галкину, 2006)

а *б*

Рис. 4.24. **Старые заросшие овраги Мозырской (*а*) и Минской (*б*) возвышенностей** (по А.И. Павловскому, 2005; А.А. Лепешеву и др., 2014)

Характер и форма оврагов на используемых в хозяйстве землях довольно близки к таковым в естественных условиях, но скорость их катастрофически возрастает, и в условиях интенсивного техногенного воздействия она может увеличиваться в десятки раз.

Изучение и прогноз динамики овражной эрозии. В инженерно-геологическом изучении овражной эрозии нет особой специфики, и здесь приемлемы все известные методические и технические приемы, используемые в исследованиях других экзогенных геологических процессов:

рекогносцировочное обследование местности, инженерно-геологическая съемка, геодезические измерения, дешифрирование топографических карт, космо- и аэрофотоснимков, стационарные наблюдения. Все эти работы регламентированы СНБ 1.02.01–96 «Инженерные изыскания для строительства».

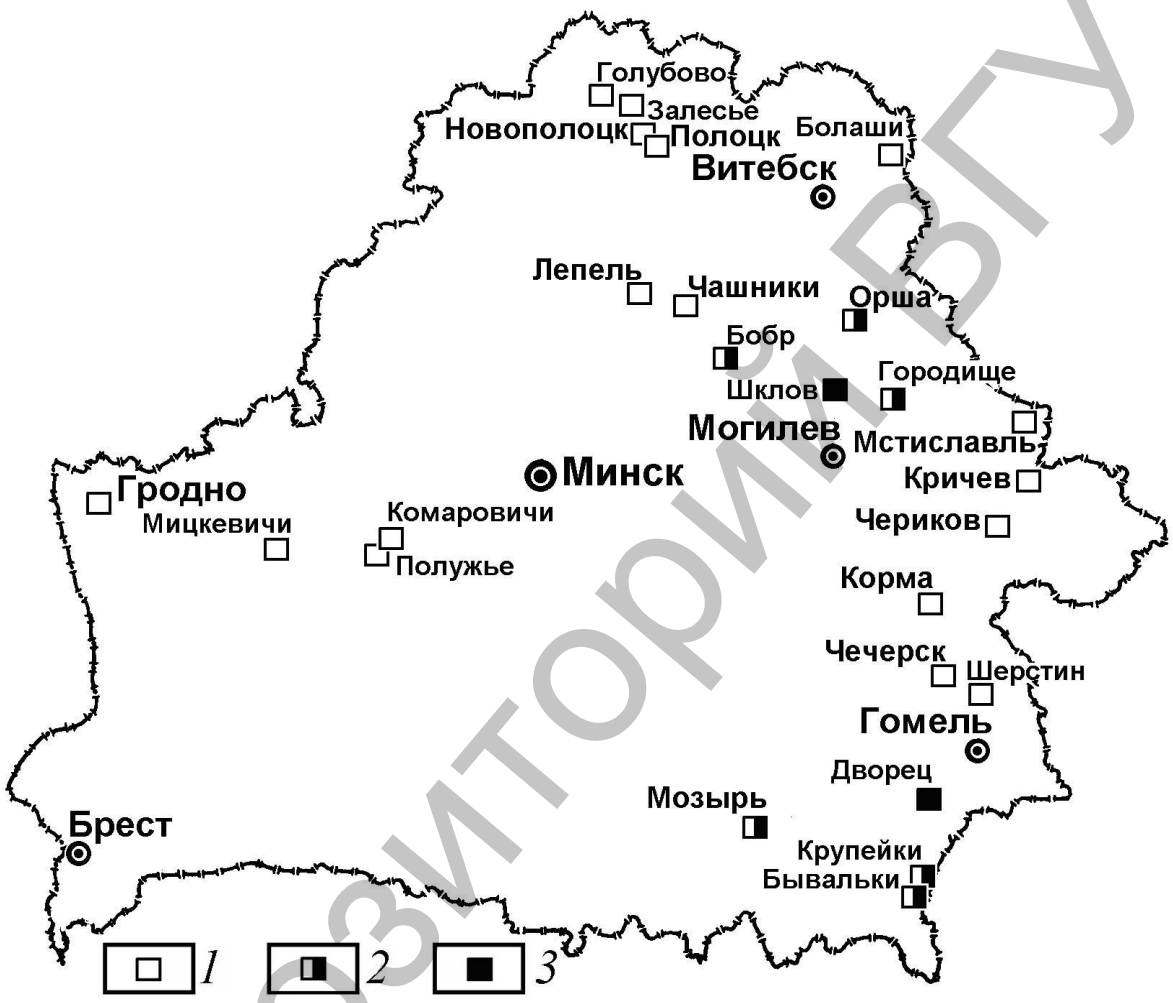


Рис. 4.25. **Схема населенных пунктов Беларуси, подверженных овражной эрозии** (по А.Н. Галкину и др., 2006). Категории состояния населенных пунктов: *1* – для более точной оценки воздействия эрозии необходимо провести детальные инженерно-геологические изыскания; *2* – находятся в зоне возможного воздействия эрозии и требуется применение мер безопасности профилактического характера; *3* – подвержены активному воздействию эрозии и требуется принятие конструктивных мер безопасности (защита, перенос объектов)

Репозиторий ВГУ

При инженерно-геологическом изучении процесса овраго- образования должны быть охарактеризованы водосборное пространство, параметры оврагов – длина, ширина по верху и по низу в разных сечениях, глубина оврага в этих сечениях, боковые ответвления. Кроме того, отме-

чаются места размыва, разрыва дернины на склоне, уступы в русле оврага, мощность и характер овражного аллювия.

Оценка овражно-балочной интенсивности и пораженности проводится с помощью нескольких количественных показателей. Среди них выделяют:

1. *Степень эрозионной расчлененности* (C_n, м^3/га) представляет собой отношение приращения общего объема растущих оврагов за год, десятилетие или столетие к площади их водосборов, определяемых повторными аэро- или фототеодолитными съемками (Золотарев, 1983).

2. *Коэффициент овражно-балочного расчленения* $K_{об}$ (по С.С. Соболеву), или *густота овражной сети* (овражного расчленения), представляющий собой отношение суммарной длины оврагов, балок и мелких речных долин к общей площади исследуемой территории (км/км^2):

$$K_{об} = \frac{\sum_{1}^{n} l_i}{S_0},$$

где l – длина эрозионных форм, км; n – количество этих форм; S_0 – площадь изучаемой территории, км^2.

3. *Коэффициент овражно-балочной пораженности* ($K_п$):

$$K_П = \frac{\sum_{1}^{n} S_i}{S_0},$$

где S_i – площадь эрозионной формы по сечению на дневной поверхности, км^2.

4. *Объем грунтовой массы* (V_0), вынесенной оврагом, дает полное представление об интенсивности оврагообразования, так как для его определения используются все параметры оврага – глубина, ширина и длина (Попов, 1951):

$$V_0 = \frac{1}{2n}\left[(a_1+b_1)h_1 + (a_2+b_2)h_2 + \ldots + (a_n + b_n)h_n\right]l_0,$$

где a и b – ширина оврага по верху и по низу в разных сечениях; h – глубина оврага в этих сечениях; l_0 – общая длина оврага; n – число сечений, в которых проводились измерения.

В соответствии со значением V_0, по А.С. Козменко (1957), овраги принято подразделять на пять классов (табл. 4.15).

5. *Показатель плотности* овражной эрозии определяется как отношение количества эрозионных форм к площади исследуемой территории, шт./км^2:

$$П = N/S_0,$$

где N – количество овражных эрозионных форм.

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.15

Классы оврагов по объему вынесенного грунта (по А.С. Козменко, 1957)

Класс оврага	Характеристика оврага	Объем вынесенного грунта, V_0, 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

6. *Средняя длина* оврагов $l_{ср}$, км:

$$l_{ср} = K_{об}/П.$$

Важной характеристикой оврагов является также их среднегодовой прирост, который служит индикатором интенсивности проявления линейной эрозии. Например, М.Н. Заславский (1979) предлагает следующую оценку интенсивности роста оврагов:

1. Слабая – среднегодовой прирост оврагов до 0,5 м.
2. Средняя – от 0,5 до 1 м/год.
3. Сильная – от 1 до 2 м/год.
4. Очень сильная – от 2 до 5 м/год.
5. Чрезвычайно сильная – более 5 м/год.

Оценка овражной эрозии, количественно-временной прогноз ее развития на той или иной территории является сложной научно-технической задачей. Только целенаправленные наблюдения, накопление информации о развитии эрозионных процессов за длительные (сотни и тысячи лет) отрезки времени с учетом вероятных режимов водотоков позволяют сделать региональный прогноз. Краткосрочные прогнозы на годы и десятки лет могут основываться на материалах стационарных исследований на специальных полигонах. В этом случае используются следующие методы: метод аналогий; расчетные методы (по оценке стока и выноса частиц); натурные исследования твердого стока; данные мониторинга. Прогноз динамики оврагообразования может быть отражен на специальных постоянно действующих картографических моделях (Инженерная .., 2013).

Для прогнозирования опасности от оврагообразования может использоваться предложенный Е.Ф. Зориной (1998) потенциал оврагообразования – предельно возможное количество оврагов и максимальная протяженность овражной сети, которые определяются исходя из расчетного числа оврагообразующих водосборных бассейнов и тех предельных параметров овражных форм, которые могут на них образоваться. Разность между потенциалом оврагообразования и его современной реализацией

Репозиторий ВГУ

можно рассматривать как опасность продолжения процесса. По Е.Ф. Зориной (1998), выделяются следующие категории опасности овражной эрозии (табл. 4.16).

Таблица 4.16

Категории и показатели опасности овражной эрозии (по Е.Ф. Зориной, 1998)

Категории по степени опасности	Интенсивность линейного роста, м/год		Основные показатели овражной опасности					
	сред.	макс.	Плотность, шт./км^2			Густота, км/км^2		
			Совр.	Прогн.	Потен.	Совр.	Прогн.	Потен.
Опасная	3—8	500	0,11—0,5 0,51—2,0 2,1—5,0	>5 3,1—5,0 ≤3	10—5	0,02—0,1 0,11—0,5 0,51—1,3	≥ 3 1,1—1,5 ≤3	6—4
Умеренно опасная	1—2	250—500	≤0,1 0,11—0,5 0,51—2,0	>5 3,1—5,0 ≤3	7—2,5	0,02 0,02—0,1 0,11—0,5	5,1—3,0 1,1—1,5 ≤1,0	3—0,6
Малоопасная	0,2—0,5	50—250	<0,1 0,11—0,5	3,1—5,0 ≤3,0	5—1	<0,02 0,02—0,1	1,1—1,5 <1,0	1,5—0,1
Незначительно опасная	·0,1	50	<0,1	<3,0	≤3,0	<0,02	<1,0	≤1,0

Согласно СНБ 2.03.01–98 по ряду факторов можно выделить три категории опасности, характеризующие развитие линейных эрозионных процессов: весьма опасные, опасные и умеренно опасные (табл. 4.17).

Таблица 4.17

Категории опасности проявления овражной эрозии

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	–	>50	50–30	30–10
Площадь одиночного оврага, км^2	–	3,0–0,1	0,1–0,05	<0,05
Скорость развития, м/год	–	15–1	10–1	5–1

В заключение следует отметить, что в пределах Беларуси по сложившимся природно-хозяйственным условиям и интенсивности развития плоскостной и линейной эрозии, согласно исследованиям А.В. Матвеева с сотрудниками (Современная .., 1991), выделяется три типа территорий (рис. 4.26).

Репозиторий БГУ

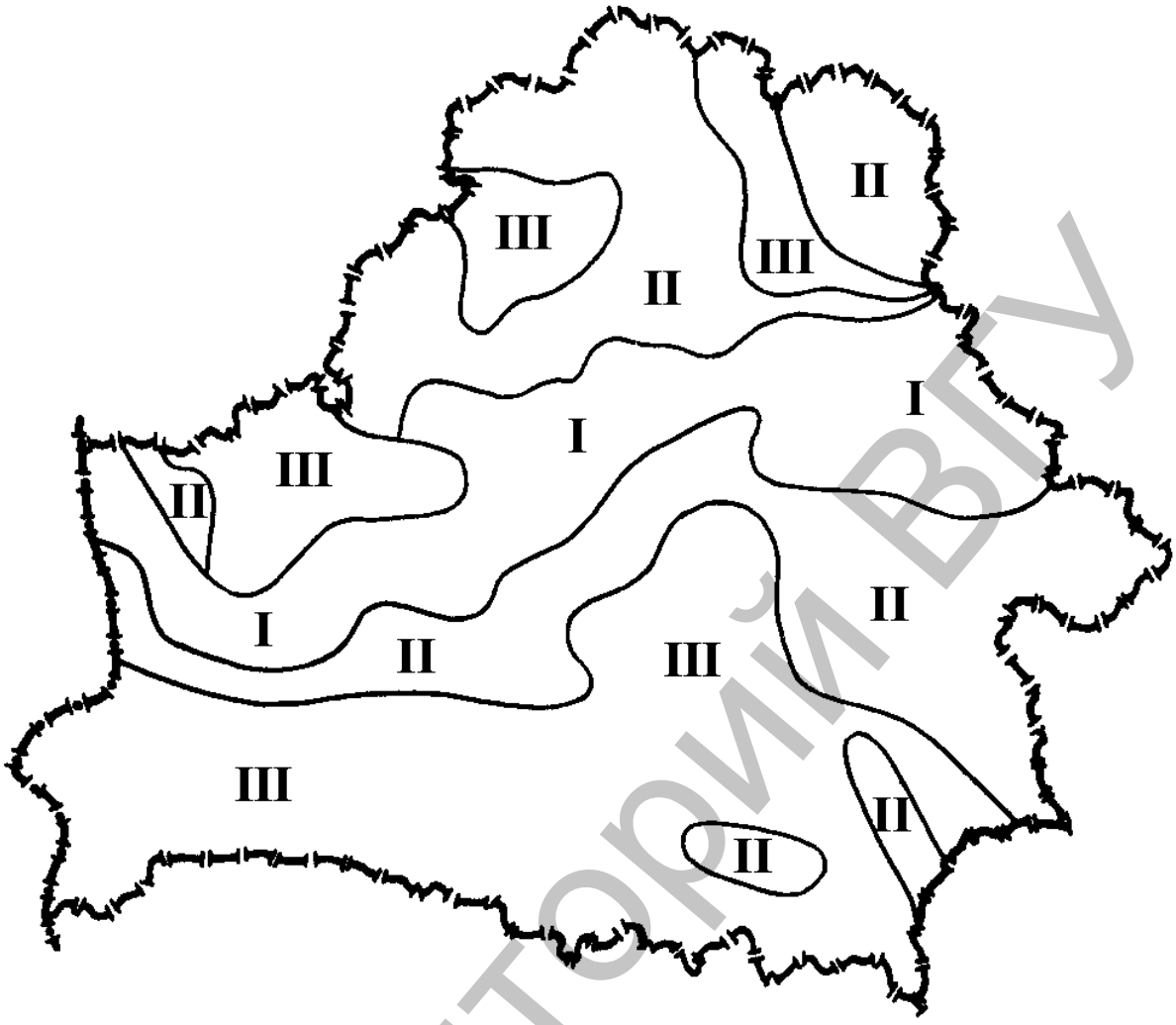


Рис. 4.26. **Схема типизации территории Беларуси по интенсивности и условиям развития плоскостной и линейной эрозии** (по Современная .., 1991)

Первый из них охватывает преимущественно центральную часть Беларуси и характеризуется сильным проявлением эрозионных процессов и высоким потенциалом их развития.

Второй включает большую часть равнин Предполесья и некоторые возвышенности и равнины Белорусского Поозерья, отличается слабым и средним проявлением плоскостной и линейной эрозии, а также незначительным потенциалом их развития.

Третий тип, охватывающий Неманскую и Полоцкую низины, Центральноберезинскую равнину и территорию Белорусского Полесья, характеризуется отсутствием или локальным (очаговым) проявлением плоскостного смыва и овражной эрозии и низким потенциалом их развития.

Мероприятия по инженерной защите от овражной эрозии. Согласно И.П. Иванову и Ю.Б. Тржцинскому (2001) данные мероприятия

Репозиторий ВГУ

можно подразделить на две основные группы: 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, как и при борьбе с плоскостным смывом, сводятся к лесонасаждениям и травопосевам, регулирующим поверхностный сток и укрепляющим поверхностные горизонты почв и горных пород. Эти же работы следует выполнять и с целью сохранения естественного растительного покрова (многолетних трав, кустарников, лесов).

Гидротехнические водоулавливающие, водоудерживающие и водорегулирующие сооружения строятся с целью перехвата и отвода поверхностного стока или с целью его спуска в зону аэрации. К таким сооружениям относятся канавы, лотки, дамбы, валы, плотины и др. Наиболее целесообразна комплексная схема противоэрозионных гидротехнических мероприятий на едином водосборе для одной овражной системы. Подобная схема показана на рис. 4.27.

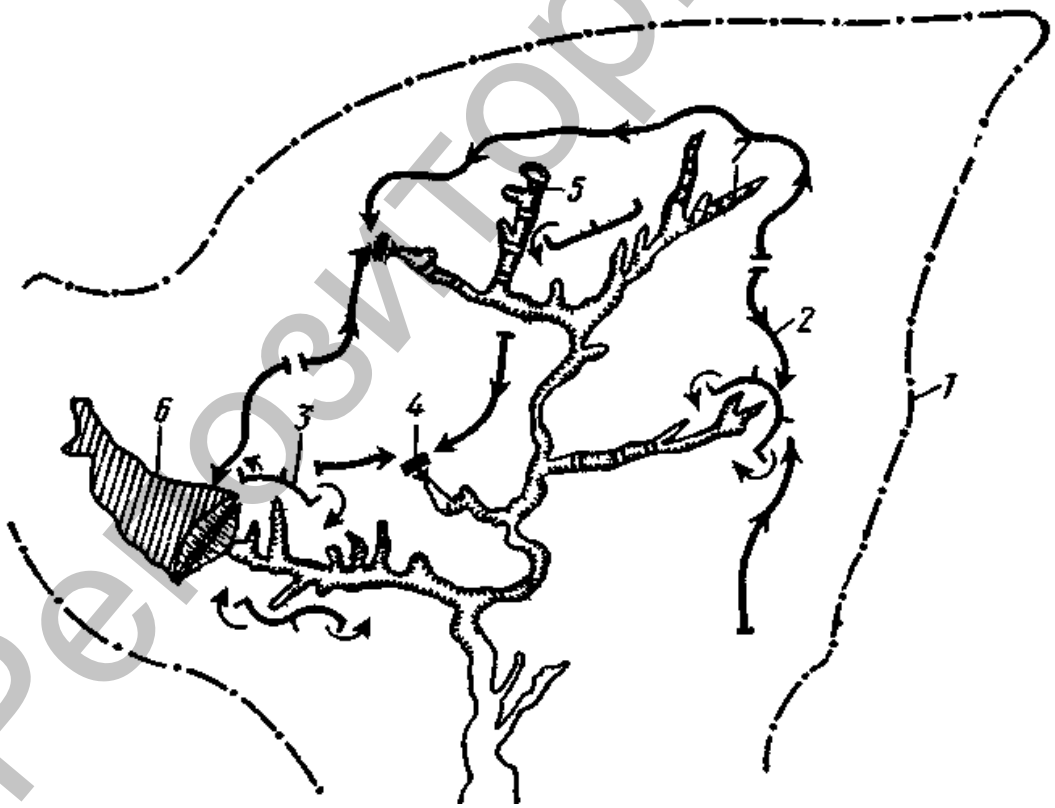


Рис. 4.27. **Схема размещения гидротехнических сооружений противоэрозионного назначения в пределах единого водосбора** (по http://www.neudov.net, 2016).
1 – границы водосборной площади; *2* – водоотводные валы-канавы; *3* – водозадерживающие валы; *4* – водосбросные сооружения; *5* – донные запруды; *6* – противоэрозионный пруд; *7* – выполаживание оврагов

Репозиторий ВГУ

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, мощение 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 (Королев, 2013).

И, наконец, самое главное – на территориях, подверженных интенсивной эрозии, необходимо соблюдать нормы и правила землепользования, агротехники, строительства различных сооружений, предусматривающие предупреждение возникновения и развития оврагов, и своевременно осуществлять профилактику защитных инженерных сооружений.

4.3.3. Речная эрозия

Общие положения. Реки, производя на своем пути огромную геологическую работу, служат объектом исследования большого круга специалистов (географов, геологов, гидрологов, строителей, энергетиков и многих других). Однако необходимо отметить, что наиболее разносторонним и комплексным является инженерно-геологическое изучение рек, которое включает большой круг вопросов, начиная от специфики речной эрозии и заканчивая свойствами аллювиальных отложений и морфологией речных долин, и определяет условия строительства крупных гидротехнических, транспортных сооружений и городских агломераций и многих других объектов.

Под речной эрозией понимается разрушение берегов и дна русла постоянных водных потоков. Параллельно с размывом берегов происходят транспортировка минеральных масс и их аккумуляция во впадинах и водоемах. Эрозионная работа речных потоков развивается по законам гидродинамики в процессе взаимодействия текучей воды, разрушающей берега и русло потока, и сопротивления эрозионному размыву слагающих ложе потока горных пород. Геологическая работа водного потока, способствующая формированию речной долины, представляет собой сложный процесс, включающий механическое разрушение горных пород в ложе потока, снос со склонов продуктов выветривания пород, а также перенос и накопление продуктов разрушения (Бондарик и др., 2007).

Обломочный материал, переносимый водой, формирует твердый сток, который оказывает значительное влияние на разрушительную силу водного потока. Твердый сток провоцирует процесс водной корразии,

Репозиторий ВГУ

представляющий собой механическое истирание дна и берегов реки влекомыми водой обломками.

В начальной стадии речная эрозия проявляется в углублении и расширении ложа потока, в результате чего происходит формирование *русла, под которым понимается линейное углубление в земной поверхности, образуемое водой по пути движения потока*. Основной результат работы водного потока – образование речных долин.

В развитии процесса речной эрозии можно выделить три стадии, последовательно сменяющие друг друга по мере выполаживания уклона русла. Первая – *стадия молодости долины реки* – характеризуется невыработанным продольным профилем, глубинной эрозией и углублением долины. Глубинная эрозия проявляется в вертикальном врезании русла реки, в результате чего постепенно разрабатывается продольный профиль потока. На этой стадии продольный профиль реки представляет собой ломаную линию с очень изменчивыми уклонами на разных участках. Там, где ложе потока имеет более крутые уклоны, глубинная эрозия будет развиваться активнее, нежели на отрезках с пологими уклонами. Таким образом, поток, неравномерно врезаясь в ложе, будет постепенно выравнивать его уклон. В конечном итоге ложе потока примет вид плавной вогнутой прямой, полого снижающейся к базису эрозии и имеющей значительную крутизну в верхней части. Подобный профиль получил название «выработанный». Глубинная эрозия доминирует до тех пор, пока ложе не выработает такой профиль, при котором большая часть энергии потока не будет уравновешена сопротивлением грунтов ложа эрозионному размыву, а остальная ее часть станет расходоваться на перенос твердого стока и боковую эрозию. Такой профиль ложа называют предельной эрозионной кривой, для достижения которой требуется очень длительное время. Условия развития речной эрозии обычно изменяются быстрее, чем формируется предельная эрозионная кривая, поэтому предела врезания долина реки практически никогда не достигает.

На второй стадии – *стадии зрелости долины реки* (при выработанном продольном профиле) – доминирует боковая эрозионная деятельность. При прочих равных условиях выработанный профиль формируется сначала в низовьях потока. Одновременно с этим начинается аккумуляция – образование аллювия на дне долины и формирование поймы. В дальнейшем выработанный профиль поднимается все выше по течению реки, при этом вверх смещается и аккумулятивная деятельность потока воды, т.е. происходит регрессивная, или попятная, эрозия. Таким образом, в общем случае развитие эрозионного процесса происходит от устья реки к ее истоку. При приближении формы профиля русла к предельной эрозионной кривой глубинная эрозия постепенно затухает, и на смену ей приходит боковая, реализующаяся в размыве речных берегов и сопровождающаяся расширением русла и всей долины реки. Расширение русла способствует

Репозиторий ВГУ

снижению скорости потока и его транспортирующей способности, что в свою очередь приводит к отложению на дне русла аллювия. Во время паводков аллювиальные отложения могут накапливаться и вне русла, постепенно формируя пойму реки (рис. 4.28).

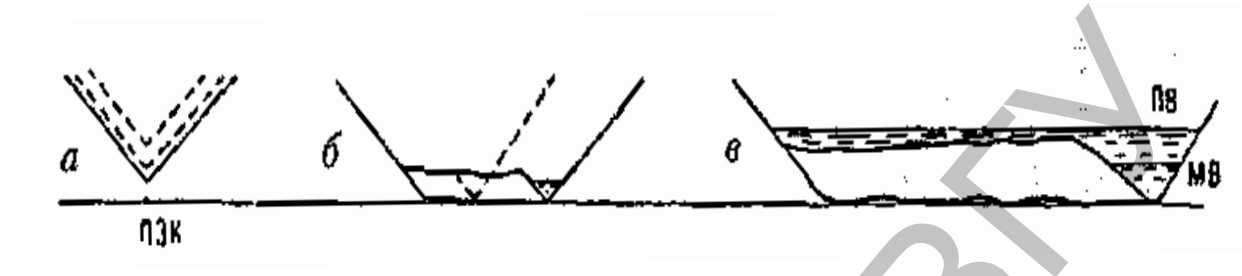


Рис. 4.28. **Переход глубинной эрозии в боковую** (по Д.С. Кизевальтеру и др., 1981). *а* – развитие глубинной эрозии; ПЭК – положение предельной эрозионной кривой; *б* – развитие боковой эрозии и начало образования аллювия; *в* – дальнейшее развитие боковой эрозии с образованием поймы; ПВ – уровень паводковых вод; МВ – уровень меженных вод

Третья стадия характеризуется затуханием эрозионного процесса при достижении предельного выравнивания профиля. Возникает очень широкая пойма, в пределах которой блуждает извилистое русло реки. Это стадия старости долины.

Последовательность стадийного развития процесса речной эрозии может быть нарушена за счет неотектонических движений земной коры или собственных колебаний базиса эрозии. Изменения относительного положения базиса эрозии и уровня истока реки меняют уклон и величину водной энергии потока. Увеличение разности уровней истока и базиса эрозии ведет к возобновлению глубинной эрозии, к омоложению уже хорошо разработанной долины, т.е. к врезанию в ее широкое днище новой узкой более глубокой долины. Уменьшение этой разности приводит к падению энергии потока и усилению аккумуляции. Важнейшим следствием омоложения долин является образование речных надпойменных террас – остатков прежнего днища долины с залегающим на нем покровом аллювия (рис. 4.29).

Таким образом, основная причина процесса речной эрозии – размывающая деятельность вод постоянных водотоков. Важнейшую роль при оценке интенсивности процесса эрозии играют гидродинамические особенности потока, обусловленные его турбулентностью. Структура водного потока имеет принципиальные отличия в горных и равнинных реках. В условиях горного потока наблюдаются высокие скорости течения и вихреобразные движения воды, которые совершаются чрезвычайно неустойчиво, беспорядочно и в связи с этим как бы осредняются по всему потоку, что в конечном итоге приводит к более равномерному распределению энергии

Репозиторий ВГУ

в поперечном сечении реки. У равнинных рек скорости движения воды значительно меньше, но больше количество водной массы. Поток здесь характеризуется упорядоченно-турбулентным движением воды, что резко повышает значение его гидродинамических особенностей в формировании долины реки. Необходимо отметить также гидрологические параметры потока, связанные с режимом паводковых и меженных уровней воды в реке. Гидродинамические особенности потоков во многом предопределяют характер проявления эрозионного процесса. Для горных рек характерны преимущественно глубинная эрозия и транспортировка грубообломочного материала. Равнинным рекам свойственны боковая эрозия и перенос песчаного и глинистого материала.

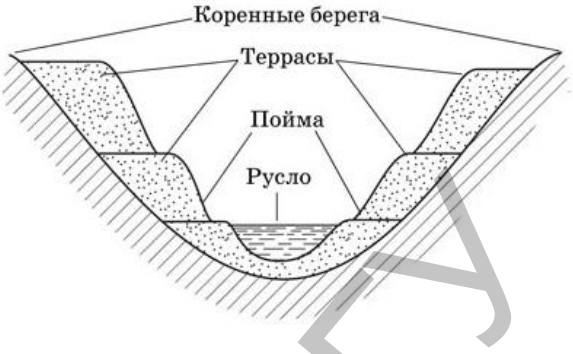


Рис. 4.29. **Образование надпойменных террас в результате глубинной эрозии реки** (по В.В. Барабанову и др., 2010)

Кроме того, на равнинных реках северного полушария эрозионному размыву больше подвержен правый берег, что объясняется действием сил Кориолиса, горизонтальная составляющая которых в северном полушарии направлена вправо относительно направления движения, а в южном полушарии влево. Это обстоятельство объясняет различие в строении правого и левого берегов рек, текущих в меридиональном направлении: правый берег, как правило, более высокий и крутой, чем левый. Наглядным примером проявления асимметрии долин могут служить долины крупнейших рек Русской равнины – Днепра, Дона и Волги.

Условия и факторы, определяющие эрозионную деятельность рек. Рассмотренные выше закономерности отражают лишь самые общие черты развития процесса речной эрозии. Конкретное развитие данного процесса зависит от многих факторов, связанных как с особенностями природных обстановок, так и хозяйственной деятельностью человека.

Основной фактор эрозионного процесса – это речной водный поток, обладающий определенной силой, которая зависит от гидрологического режима реки и ее продольного профиля. В периоды меженных и осенне-зимних уровней и расходов речной поток сосредоточен в наиболее глубоководной части русла – меженном русле. В периоды половодий и паводков вследствие значительного повышения уровней и возрастания расходов, иногда во многие десятки и даже сотни раз, речной поток заполняет целиком все русло реки и разливается на пойму. Именно в эти периоды значительного подъема уровней, возрастания расходов и увеличения скоростей течения рек получает наибольшее развитие эрозия, и особенно та, при которой происходит интенсивное разрушение берегов. Эрозионные процессы протекают не только в периоды половодий и паводков,

Репозиторий ВГУ

но и при более низких уровнях, меньших расходах и скоростях, однако в эти периоды темпы их замедленны, исключая участки, сложенные легко размокаемыми и размываемыми горными породами (Ломтадзе, 1977).

Выше было отмечено, что «живая сила» водных потоков пропорциональна произведению массы воды на половину квадрата скорости течения. Отсюда следует, что чем больше расход воды в реке и чем выше скорость ее течения, тем более значительна совершаемая ею работа. Сравнивая величину живой силы реки *P* с весом рыхлого материала, переносимого рекой, *G*, т.е. расходом твердого стока, можно судить о характере работы, совершаемой рекой в том или ином поперечном ее сечении или на том или ином ее участке (Горшков, Якушова, 1973). Если возможности *P* превышают *G*, преобладает эрозия; при соответствии *P* и *G* наблюдается равновесие между эрозией и аккумуляцией; если *P* недостаточно для переноса *G,* преобладает аккумуляция. Это соотношение для одной и той же реки изменяется от места к месту.

Работа реки на каком-либо участке определяется рядом условий, главными из которых являются особенности гидрологического режима, строение речной долины, состав и свойства горных пород, слагающих русло и берега, развитие сопутствующих геологических процессов.

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

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

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

где x – атмосферные осадки; q – конденсация; y – речной сток; z – суммарное испарение с суши и водоемов; $\pm u$ – накопление (+) и расходование (–) влаги в горных породах речного бассейна; $\pm\omega$ – приток (+) и отток (–) подземных вод в пределах речного бассейна. Практически это уравнение работает в виде $x = y+z$ (Ломтадзе, 1977; Иванов, Тржцинский, 2001). Для разных районов питание рек может осуществляться в основном за счет таяния снегов или ледника и дождей. Поэтому принято различать реки с преобладанием: 1) снегового питания; 2) дождевого питания и 3) ледникового питания. Большое распространение имеют также реки с подземным (грунтовым) питанием. Следует заметить, что реки Беларуси обладают смешанным питанием, для которых существенное, а в зимнее время часто исключительное значение имеет подземное питание.

Периоды половодий и паводков на равнинных реках со снеговым питанием приурочены к весенним месяцам; на реках с дождевым питанием – это весна и осень; на реках с ледниковым питанием – лето. Эти пе-

Репозиторий ВГУ

риоды характеризуются подъемом уровня воды в реках от 2–3 до 8–10 м и более по сравнению с наинизшими (меженными) уровнями, который, как следствие, ведет к увеличению водной массы и скорости ее перемещения, что, в конечном итоге, активизирует развитие эрозионных процессов.

Таким образом, режим питания рек и их гидрологические особенности – важнейшие факторы эрозионной деятельности рек. Периоды половодий и паводков, сопровождающиеся повышением уровней, увеличением расходов и скоростей течения рек, служат периодами интенсивного проявления эрозионных процессов и разрушения территорий. Поэтому без выяснения и учета всех особенностей рек немыслимы оценка и прогноз эрозионных процессов.

Не менее важным фактором эрозионной деятельности рек являются строение их долин, размеры и форма водосборных бассейнов. Например, долины рек на участках выполаживания продольного профиля более широки, боковая эрозия здесь преобладает над глубинной. Именно здесь река образует излучины, меандры, подмывает и разрушает берега. Склоны долины на таких участках более пологие, террасированные, одностороннего или двустороннего развития, мощность рыхлых отложений значительная. Долины рек здесь сложены преимущественно мощными толщами рыхлых отложений. В то же время долины рек на участках увеличения уклона обычно более узкие, нередко каньонообразные. Здесь преобладает глубинная эрозия, мощность рыхлых отложений мала, река часто непосредственно размывает коренные породы. На таких участках встречаются водопады, пороги, перекаты, шиверы, в руслах рек преобладает грубый, а на горных реках крупнообломочный валунно-глыбовый материал. Склоны речных долин здесь высокие, крутые, террасы отсутствуют или развиты слабо.

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

Большое влияние на развитие эрозионных процессов в речных долинах оказывают региональные и местные особенности их геологического

Репозиторий ВГУ

строения. Особенно это касается состава и состояния горных пород, слагающих русло и берега реки. Наиболее сильно разрушаются песчаные и супесчаные берега. Берега, сложенные в нижней части различными по дисперсности суглинками, размываются с меньшей скоростью. При этом характерно, что суглинистые отложения поймы размываются более интенсивно по сравнению с аналогичными по составу отложениями первой и второй надпойменных террас, поскольку первые являются наименее плотными. Еще с меньшей скоростью размываются берега, сложенные среднечетвертичными моренными суглинками. Об устойчивости грунтов к эрозионному размыву реки, как и временных водотоков, судят, как правило, по допустимой неразмывающей скорости водных потоков, при которой не происходит отрыв частиц породы и их перемещение (табл. 4.11). Существенное значение при этом, как и при подмыве и разрушении берегов морей, озер и водохранилищ, имеют условия залегания горных пород, новейшие и современные тектонические движения, а также сопутствующие им экзогенные геологические процессы (выветривание горных пород, оползни, суффозия, вынос рыхлого материала из оврагов и притоков и др.). Геологические процессы либо подготавливают условия для подмыва и разрушения берегов, либо создают препятствия, их защищающие (выносы и накопления рыхлого материала).

Важнейшим фактором, воздействующим на режим рек и соответственно на их живую силу, является хозяйственная деятельность человека. Она проявляется как в регулировании стока рек путем строительства плотин и создания водохранилищ, так и в проведении различных мероприятий в руслах, на берегах рек и на площадях водосборных бассейнов. Дноуглубительные работы, расчистка русел, разработка рыхлого материала на берегах, островах и в руслах рек для строительных нужд, устройство струенаправляющих и берегоукрепительных сооружений, мощных водозаборов и т.д. существенно влияют на изменение гидрологического режима рек и соответственно на их эрозионную деятельность. Большое воздействие оказывают мероприятия, осуществляемые в пределах водосборных бассейнов: уничтожение или насаждение лесов, осушение болот, постройка прудов, снегозадержание на полях, орошение полей и другие комплексные агротехнические и гидромелиоративные работы (Ломтадзе, 1977).

Распространение речной эрозии на территории Беларуси. В условиях страны по интенсивности эрозионно-аккумулятивной деятельности и грандиозности созданных форм рельефа работа рек не имеет себе равных среди современных геологических процессов. Результатом этой деятельности является густая сеть речных долин, общая протяженность которой составляет около 90 тыс км.

Представления о размерах образованных форм и объемах аллювиальных аккумуляций могут быть получены при рассмотрении параметров наиболее крупных долин (Матвеев и др., 1997). Например, по имеющимся

Репозиторий ВГУ

данным (Вознячук, Вальчик, 1978; Горецкий, 1970; Государственный .., 1978; Современная .., 1991), Западная Двина на территории республики выработала долину протяженностью 328 км. Глубина ее вреза за голоценовое время в основном изменяется от 20 до 40 м, ширина – от 3–4 до 10–15 км. Значительная часть долины заполнена аллювием, мощность которого колеблется от 0,5–1 до 8–10 м (иногда до 16 м). Общий объем эродированного рекой материала составляет 1,1 млрд м^3, объем отложенного аллювия – 0,5 млрд м^3.

Долина Немана имеет в Беларуси протяженность 459 км. Глубина голоценового вреза составляет преимущественно 10–40 м, а ширина – от 0,1–0,5 до 4–5 км. Мощность аллювия 3–9 м. Рекой эродировано около 19 млрд м^3 отложений, а объем аккумулятивной деятельности оценивается 7,5 млрд м^3.

Долина Днепра на территории республики имеет длину 700 км. Глубина вреза за голоцен варьирует от 17 до 35 м, ширина – от сотен метров до 5 км и более. Мощность пойменного аллювия составляет 10–20 м. Общий объем эродированных отложений примерно достигает 70 млрд м^3, а аллювия – 52,5 млрд м^3.

Значительная эрозионно-аккумулятивная работа производится крупными притоками Днепра – Припятью, Березиной и Сожем. Так, глубина вреза Припяти при выработке поймы, прослеживающейся на расстоянии 548 км, изменяется в интервале 5–12 м, ширина – от 1–2 до 16–18 км. Мощность аллювия варьирует от 10 до 18 м. Полный объем выработанной долины достигает 44 млрд м^3, в том числе 34 млрд м^3 в настоящее время заполнено аллювием.

Река Березина – единственный из крупных водотоков (длина 613 км), который начинается и заканчивается в Беларуси. Пойменная часть ее долины имеет ширину от нескольких сотен метров до 3–5 км и более. Врез за голоцен в основном составил 19–25 м, мощность накопленного за это время аллювия достигает 15–18 м. Объем выработанной долины составляет 29 млрд м^3, а количество отложенного в ней аллювия – 22,5 млрд м^3.

Долина Сожа протягивается в пределах республики на 493 км, ее пойменный врез достиг 12–25 м. Ширина сформированной за голоценовое время террасы варьирует от 1–2 км до 5–6 км, мощность аллювия в среднем составляет 8–10 м (до 15 м). Общий объем вреза измеряется примерно 31 млрд м^3, а объем накопившегося в пойме аллювия достигает 19 млрд м^3.

Остальные реки Беларуси имеют меньшие параметры долин, но тем не менее эффект их геологической деятельности весьма значителен. При достаточно большом количестве водотоков – 20,8 тыс. суммарный объем эродированного ими материала составляет 163 млрд м^3, а отложенного аллювия – 104 млрд м^3.

Для подавляющей части рек региона характерна активная боковая эрозия. Глубинная эрозия наиболее часто наблюдается на реках Белорус-

Репозиторий ВГУ

ского Поозерья, а также в пределах территорий, испытывающих современные тектонические поднятия (например, на отдельных участках долин рр. Сож, Днепр и др.).

Большинство крупных рек страны имеет крутой, подмываемый правый берег. Интенсивный подмыв и разрушение правобережных склонов речных долин особенно ярко выражены в долине р. Днепр. Эрозионная деятельность реки развита вдоль русла, где в местах дугообразных и коленообразных изгибов подмывается уступ пойменной, а иногда и надпойменных террас и коренных отложений. Участки подмывов наблюдаются на всем протяжении среднего и нижнего течения Днепра и представляют собой обрывистые уступы крутизной 40–90º и высотой 2,5–6,0 м (рис. 4.30). Эрозионные процессы действуют круглогодично, но наибольшее развитие они получают в периоды половодий и паводков, когда происходит увеличение расхода и скорости течения реки. Уровни рек поднимаются на 3,5–5,5 и более метров, в результате чего пойма затапливается и происходит разрушение и подмыв уступов террас и склонов коренных берегов.

Рис. 4.30. **Подмыв правого берега р. Днепр у д. Переделка Речицкого района Гомельской области** (по Е.Ю. Трацевской, 2007)

Там, где пойма отсутствует и склоны террас и коренного берега отделяются от воды лишь узким, затапливаемым в половодье бечевником, происходит их разрушение в результате бокового подмыва, сопровождающееся часто осыпями, обвалами, оползнями и другими процессами. При этом следует заметить, что русла и берега подавляющей части рек Беларуси

Репозиторий ВГУ

сложены слаболитифицированными породами, вследствие чего достаточно легко поддаются размыву.

Эрозионно-аккумулятивная деятельность рек на территории республики проявляется сравнительно равномерно. Так, если в качестве показателя интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов принять коэффициент горизонтального расчленения рельефа (в среднем по региону он равняется 0,44 км/км^2), то можно заметить, что для территорий, дренируемых реками балтийского бассейна, этот показатель характеризуется преимущественно величинами 0,5–1 км/км^2 (пределы колебаний 0,25–1,5 км/км^2), а для территорий, имеющих сток в Черное море, – 0,25–0,75 км/км^2 (0,25–1,75 км/км^2). Однако при оценке особенностей дифференциации эрозионно-аккумулятивных процессов по площади следует учесть, что пойменные террасы рек балтийского бассейна значительно уже, врез водотоков и мощность аллювия меньше, чем у рек черноморского бассейна (Современная .., 1991). К тому же в настоящее время в речных долинах севера и северо-запада республики эрозионные процессы протекают несколько активнее, чем на юге и юго-востоке, в то время как интенсивность аккумуляции изменяется в обратной зависимости.

В целом реками за пределы Беларуси ежегодно выносится около 8 млн т веществ в растворенном и взвешенном состоянии, что дает величину среднегодовой денудации поверхности 0,03 мм.

Изучение и прогноз динамики речной эрозии. Изучение, характеристика динамики процессов речной эрозии производятся в процессе проведения инженерно-геологической съемки, натурных, включая режимные, наблюдений, а также с помощью дистанционных аэрокосмических методов. Основными количественными параметрами, характеризующими скорость боковой речной эрозии, являются скорость отступания берега (м/год), а также протяженность (в погонных метрах) эрозионных участков вдоль русла реки. Наряду с этими параметрами при оценке территорий пораженностью речной эрозией, согласно СНБ 2.03.01–98, рассчитывают площадь поражения территории (%) и объем относительно одновременных деформаций пород (млн м^3/год).

Прогнозная оценка интенсивности проявления процесса эрозии может быть осуществлена на основе использования близких по физической сущности показателей: числа Лохтина (*Л*) и коэффициента стабильности Н.И. Маккавеева (K_c). Первое из них – *число Лохтина* – определяется по формуле: $Л = d/I$, где d – крупность аллювия (донных отложений), мм; I – уклон русла, %. *Коэффициент стабильности* (K_c) рассчитывается по формуле: $K_c = d/bI$, где b – ширина русла реки, м.

С помощью этих показателей, характеризующих устойчивость русла по отношению к эрозионным процессам, разработана классификация по оценке опасности проявления русловых процессов (табл. 4.18).

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.18

Классификация участков рек по опасности русловых процессов (горизонтальных деформаций) и степени устойчивости русел (по Г.К. Бондарику и др., 2007)

Степень опасности русловых процессов (характеристика устойчивости русел)	Показатель опасности, баллы	Показатель устойчивости		Скорость размыва (намыва) берегов, м/год	Максимально возможные размывы берегов, м/год
		Л	K_c		
Высокая (неустойчивые русла)	4	<2	<6	>10	>50
Повышенная (слабоустойчивые русла)	3	2–5	6–15	5–10	>20
Умеренная (относительно устойчивые русла)	2	5–10	15–20	2–5	>10
Слабая (устойчивые русла)	1	10–50	20–100	<2	>5
Отсутствие опасности (абсолютно устойчивые русла)	0	>50	>100	Размыва нет	

Для общей прогнозной оценки интенсивности размыва речных берегов можно воспользоваться формулой К.М. Берковича

$$C = KQ^2I/dH_6,$$

где C – скорость размыва берега, м/год; Q – среднегодовой расход воды, м^3/с; I – уклон русла; d – средний диаметр частиц пород, слагающих берег, мм; H_6 – высота берега над меженным уровнем воды в реке, м; K – коэффициент, имеющий размерность (м^3/с)$^{-1}$ и зависящий от размера реки: при Q>5000 м^3/с и ширине реки >15000 м (крупнейшие реки) он равен $0{,}95\times10^{-5}$, при Q<300 м^3/с и ширине реки <50 м (малые реки) – $5{,}5\times10^{-3}$.

При отсутствии необходимых для расчета данных, характеризующих параметры процесса речной эрозии, можно воспользоваться ориентировочными оценками интенсивности процесса в зависимости от состава пород, слагающих берега рек (табл. 4.19).

Опасность русловых процессов (табл. 4.20), связанная с техногенной деятельностью, согласно Е.Ф. Зориной (Природные .., 2002), оценивается в баллах.

Речная эрозия не относится к категории катастрофических ЭГП, однако ее проявления могут иметь серьезные последствия для многих инженерных сооружений. Согласно СНБ 2.03.01–98, по отдельным показателям оценки степени опасности можно выделить три категории опасности, связанные с развитием речной эрозии: весьма опасные, опасные и умеренно опасные (табл. 4.21).

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.19

Скорости размыва берегов рек с различным геологическим строением (по Р.С. Чалову, 2000)

Характеристика размыва	Скорости размыва берегов (м/год), сложенных			
	пескамии супесями	суглинками	глинами	торфами
Очень сильный	>10	>5	>2	>1
Сильный	5–10	2–5	1–2	0,5–1
Средний	2–5	1–2	0,5–1	0,2–0,5
Слабый	<2	<1	<0,5	<0,2

Таблица 4.20

Опасность русловых процессов, связанная с антропогенными изменениями русел рек (по Природные .., 2002)

Степень опасности русловых процессов	Баллы	Малые реки	Средние и большие реки		
		Антропогенная измененность	Пораженность опасными явлениями, % длины реки	Врезание русла в нижних бьефах гидроузлов, при разработке русловых карьеров, проведении дноуглубительных и выправительных работ, см/год	Аккумуляция наносов в зонах переменного подпора и выше водохранилищ, см/год
Повышенная	3	полная	>30	>5	>5
Умеренная	2	частичная	5—30	3—5	3—5
Слабая	1	локальная	<5	<3	<3
Опасность отсутствует	0	отсутствует	0	0	0

Мероприятия по инженерной защите от речной эрозии. Активная речная эрозия является существенным фактором, влияющим на расположенные в речной долине инженерные сооружения. Известны многочисленные случаи, когда приходилось переносить дальше от берега те или иные сооружения и даже города.

Согласно И.П. Иванову и Ю.Б. Тржцинскому (2001) противоэрозионная защита берегов рек может рассматриваться только на локальном уровне при угрожаемости или риске нарушения устойчивости сооружений или условий их нормального функционирования. Сложную и многофакторную геологическую работу рек нельзя контролировать, а управлять ею или направлять тем более. Инженерная защита существует и развивается, но не ради самого ограничения эрозионной деятельности рек, а в связи с необходимостью обеспечения безопасности жизнедеятельности в речных долинах и придолинных полосах.

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.21

Категории опасности проявления речной эрозии

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	–	>10	5–10	<5
Протяженность берега, в пределах которого относительно одновременно происходит развитие процесса, км	–	>400	200–400	<200
Объем относительно одновременных деформаций пород, млн $м^3$/год	–	0,3–0,2	до 0,08	до 0,04
Скорость развития, м/год	–	>3	3–1	1–0,1

Как и для других видов эрозии, защитные мероприятия от речной эрозии 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.). К профилактическим мероприятиям относится и регулирование водного режима реки, особенно в периоды весенних и осенних половодий, т.к. большинство рек уже имеет зарегулированный сток.

Второе направление включает строительство защитных сооружений. Капитальные сооружения строятся для борьбы с боковой эрозией, гравитационными явлениями на береговых склонах и на участках, угрожающих устойчивости зданий и сооружений. Эти объекты чаще всего представлены подпорными стенками, банкетами, пригрузочными призмами. При этом капитальные сооружения от наводнений – плотины и дамбы – не следует рассматривать как противоэрозионные (Иванов, Тржцинский, 2001).

Одним из активных методов борьбы с боковой эрозией является строительство струенаправляющей стенки, располагающейся под углом к направлению течения реки и отклоняющей его от берега (рис. 4.31). Для этих же целей возводят защитные дамбы и буны, регулирующие направление течения реки. В отдельных случаях интенсивная боковая эрозия заставляет переносить сооружения подальше от берега.

Для борьбы с донной речной эрозией (ниже меженного уровня) применяют укрепление дна каменной наброской и фашинными тюфяками, загруженными камнем. Донная эрозия особенно опасна для опор мостов, поэтому они должны иметь достаточное заглубление.

Репозиторий ВГУ

При строительстве мостовых переходов через реки создаются защитные мероприятия, которые выводят отдельные участки из-под воздействия речного потока. Аналогичная ситуация, но в больших масштабах, складывается в населенных пунктах, особенно в крупных городах, в пределах которых реки «одеваются» в камень в виде набережных, пристаней, подпорных стенок и других защитных сооружений (рис. 4.32). Под защитой оказываются и эрозионные речные склоны, вдоль которых проходят транспортные магистрали, в том числе водо-, газо- и нефтепроводы. На многих реках ограничение их эрозионного воздействия связано со строительством защитных сооружений от гравитационных процессов и явлений на склонах (Королев, 2013).

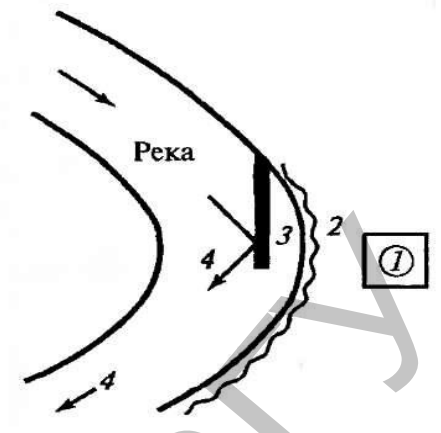


Рис. 4.31. **Струенаправляющая стенка в русле реки** (по В.П. Ананьеву, А.Д. Потапову, 2005).
1 – здание; 2 – размываемый берег; 3 – струенаправляющая стенка; 4 – течение реки

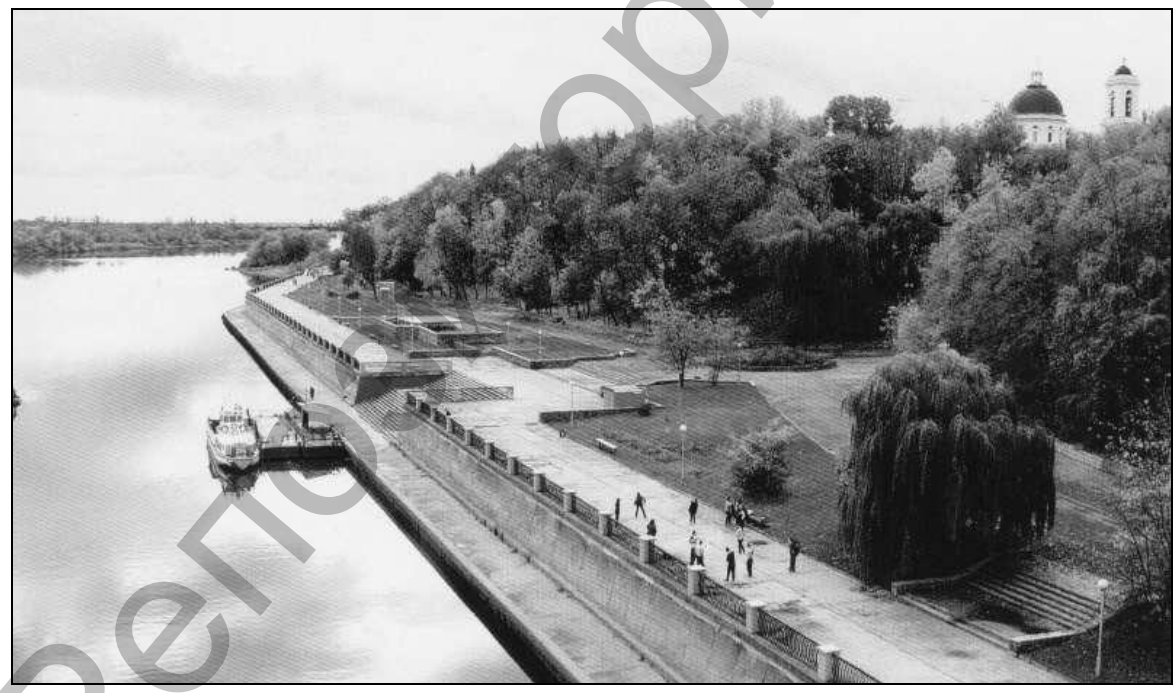


Рис. 4.32. **Набережная Сожа в Гомеле** (по http://lsdsat.narod.ru, 2003)

Сложная ситуация на реках обычно связана с весенним паводком, активизирующим процессы эрозии. При этом необходимо учитывать движение льда, так как заторы могут вызвать резкий подъем уровня реки и затопление прибрежных территорий. Заторы следует разрушать, а в местах их образования заранее производить обваловывание берегов.

Репозиторий ВГУ

4.4. ГРАВИТАЦИОННЫЕ СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Общие положения. *Под гравитационными склоновыми процессами понимают денудационно-аккумулятивные экзогенные геологические процессы на естественных склонах и искусственных откосах, проявляющиеся в виде смещенного грунтового материала на более низкие гипсометрические уровни под действием силы тяжести без существенного влияния каких-либо транспортирующих агентов* (Опасные .., 1999).

В зависимости от геологического строения естественного склона или искусственного откоса на нем может возникнуть движение отдельных частиц или частей слагающих его пород, которое определяет подход к его изучению, оценкам и прогнозам. Основными генетическими видами гравитационных склоновых процессов являются оползни, обвалы и осыпи, к которым нередко добавляют поверхностную и глубинную ползучесть, десерпцию, солифлюкцию, осовы, курумы и некоторые другие процессы и явления. Так, в классификации физико-геологических явлений Ф.П. Саваренского (Саваренский, 1939) из гравитационных склоновых процессов присутствуют только оползни, которые относятся к явлениям, связанным с деятельностью подземных и поверхностных вод на склонах. И.В. Попов в своей классификации (Попов, 1959) выделяет явления, связанные с действием веса пород, к которым относит обвалы, осыпи и оползни. Кроме того, к этой категории геологических явлений И.В. Попов причисляет осовы и курумы. В классификации экзогенных геологических процессов и явлений В.Д. Ломтадзе (Ломтадзе, 1977) выделяются оползни и обвалы, образующиеся под действием гравитационных сил. В общей классификации геологических и инженерно-геологических процессов и явлений Г.С. Золотарева (Золотарев, 1983) выделяются гравитационные склоновые процессы, к которым относятся обвально-осыпные, оползневые разных типов, десерпционные, солифлюкционные, сложные и переходные, а также трещины бортового отпора и нетектонические складчатые деформации. В общей классификации экзогенных геологических процессов А.И. Шеко (Шеко и др., 1994) кроме оползней, обвалов и осыпей к склоновым процессам относятся снежные лавины и ледники.

Существует целый ряд классификаций только гравитационных склоновых процессов. Например, Н.Н. Маслов (1955) предложил классифицировать гравитационные процессы по характеру и скорости деформации склонов. В этой классификации выделяются формы нарушения устойчивости склонов, определяются характер и скорость деформации и характеризуется природная обстановка ее возникновения. Дорожно-исследовательское бюро США (1958) подразделяет гравитационные склоновые процессы по типам движения горных пород и их составу. В этой классификации выделяются три типа движения: обвал,

Репозиторий ВГУ

скольжение, течение. В классификации используется предложение К. Терцаги (1950) делать различие между оползнями и пластическим течением. В.Д. Ломтадзе (1977) приводит классификацию гравитационных явлений по виду, способу движения масс горных пород, т.е. по механизму того или иного процесса. В ней выделяются типы гравитационных явлений: оползни, оползни-обвалы, обвалы и осыпи, которые, в свою очередь, подразделяются на отдельные виды явлений. Так, среди оползней выделяются структурные (асеквентные, консеквентные и инсеквентные), пластические и структурно-пластические, среди обвалов – собственно обвалы и вывалы и т.д. Для более полной характеристики и оценки каждого явления в классификации дополнительно приведены три основных признака, позволяющие учитывать причину нарушения равновесия масс горных пород, динамику развития явления и его масштаб. В классификации приведен также перечень инженерных мероприятий, применяемых для предупреждения развития гравитационных явлений или локализации их вредного влияния.

Наиболее полной классификацией гравитационных склоновых процессов является схема, предложенная Г.С. Золотаревым (1983). В этой классификации на основе генетических признаков выделяются четыре группы процессов и явлений: обвальные, оползневые, десерпционно-солифлюкционные и специфические смещения. Деление процессов на группы выполнено по механизму смещения. Для обвальных процессов характерно скатывание пород вниз по склону, перемещение оползней происходит путем скольжения пород по сформированной поверхности, десерпционные процессы осуществляются в результате вязкого течения. По этой классификации к гравитационным склоновым процессам относятся обвалы, осыпи, вывалы, развалы, обломочно-глыбовые лавины, оползни-обвалы, осовы, разнообразные по механизму смещения оползни, сейсмически возбужденные потоки и лавины, курумы, солифлюкция, а также специфические смещения, причиной которых служит гравитация. В пределах группы выделяются подгруппы, типы и виды процессов. Так, в группе оползней выделены четыре подгруппы: оползни выдавливания, консеквентные, вязкопластические и комбинированные.

Гравитационные склоновые процессы получили широкое развитие на территории Беларуси. Среди них выделяются процессы, протекающие с высокой скоростью (обвалы, осыпи, оползни), и медленное перемещение материала на склонах – крип (рис. 4.33). Наибольшим площадным развитием пользуется последний. Обвалы, осыпи и оползни чаще всего приурочены к долинам крупных рек и некоторых их притоков, особенно на тех участках, где водотоки прорезают возвышенности и гряды. Заметно эти процессы проявляются на площадях развития крупных

Репозиторий ВГУ

овражно-балочных систем, в прибрежной полосе ряда озер и водохранилищ, а также почти во всех карьерах и на некоторых дорожных выемках.

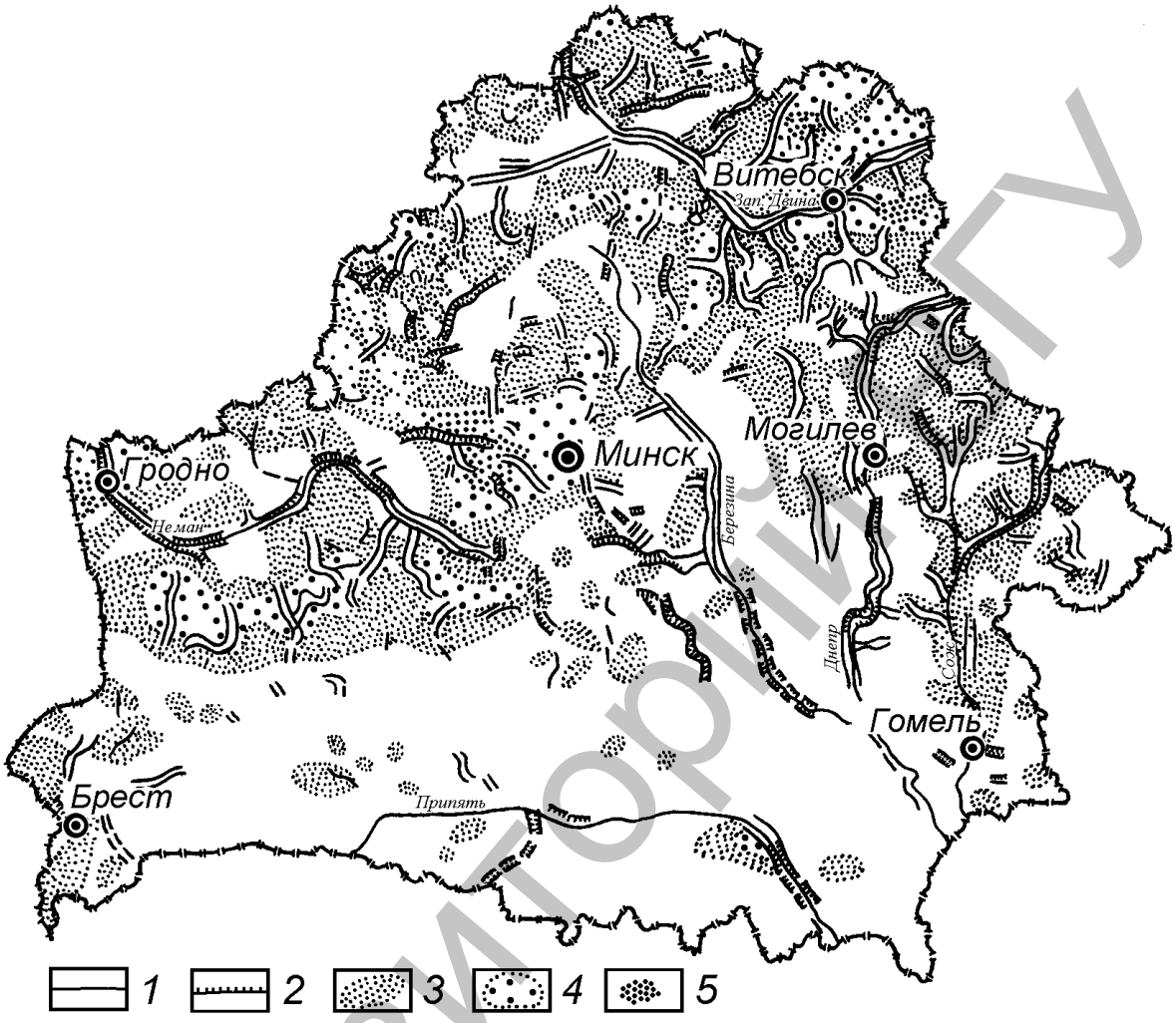


Рис. 4.33. **Схема проявления гравитационных процессов**
(по Современная .., 1991).
1 – оползни; *2* – обвалы и осыпи. Площади распространения и скорости крипа (мм/год): *3* – менее 2,0; *4* – 2,1–4,0; *5* – более 4,0

Основные факторы формирования гравитационных склоновых процессов. Изучение гравитационных склоновых процессов занимает в инженерной геологии одно из центральных мест. Это связано с целым рядом обстоятельств. Во-первых, наличие указанных процессов влияет на оценку инженерно-геологических условий территории и осложняет строительство инженерных сооружений. Во-вторых, гравитационные процессы затрудняют эксплуатацию таких инженерных сооружений, как автомобильные и железные дороги, плотины, здания в городах, расположенных на склонах или на побережье, и т.д. В-третьих, эти процессы нередко имеют опасный или катастрофический характер, наносят

Репозиторий ГГУ

значительный моральный и материальный ущерб. И, наконец, в-четвертых, строительная и хозяйственная деятельность человека нередко является причиной активизации или возникновения новых гравитационных склоновых процессов.

Основной причиной развития рассматриваемых процессов выступает превышение действующих в склоне напряжений над прочностью горных пород, слагающих склон. Формирующиеся при этом склоновые процессы служат рельефообразующим фактором. В то же время их возникновение возможно только при наличии склона.

В своей сущности гравитационные склоновые процессы – это вторичные процессы. Данное обстоятельство означает, что в подготовке условий для их развития принимают участие первичные геологические процессы, т.е. склоновые процессы могут возникать, например, в результате выветривания, вследствие подмыва берега, в результате землетрясений, из-за хозяйственной деятельности человека и т.д.

Многочисленные факторы, обусловливающие развитие гравитационных склоновых процессов, по характеру действия могут быть объединены в следующие группы (Золотарев, 1983; Фоменко, 2014).

1. Факторы, создающие среду, в которой развиваются склоновые процессы. Это – комплексы пород; складчатые и разрывные тектонические структуры; литогенетическая, тектоническая и иная трещиноватость пород; степень и режим обводненности; пространственное соотношение тектонических нарушений с ориентировкой и крутизной склона и др. В общем случае, данная группа факторов определяется инженерно-геологическими условиями территории.

2. Факторы, изменяющие состояние и свойства массивов пород. Это – процессы разгрузки и разуплотнения пород, вызываемые эрозионным и абразионным расчленением территории; процессы выветривания и механической суффозии во всем многообразии их действия; процессы выщелачивания и карста; современные тектонические подвижки, вызывающие увеличение раздробленности пород в тектонических и прилегающих к ним зонах; увеличение обводненности пород за счет атмосферных и подземных вод, особенно по трещинам, контактам, прослоям и линзам.

3. Факторы, изменяющие величины и распределение напряжений в породах склона. Сюда относятся все факторы предыдущей группы, так как изменение свойств пород отражается на их напряженном состоянии; изменение высоты и крутизны в результате интенсивных и неравномерных современных тектонических поднятий; развитие процессов глубинной или боковой эрозии, абразии и т.д.; сейсмичность, вызывающая временное, но значительное перераспределение напряжений в породах склона; гидродинамическое давление и взвешивание.

Репозиторий ВГУ

4. Техногенные факторы, воздействующие как на прочность пород склонов, так и на их напряженное состояние в результате создания различных выемок, отвалов, вертикальной планировки, пригрузок от веса сооружений, вибрации от механизмов и взрывов, дополнительного увлажнения за счет неорганизованного стока хозяйственных вод, утечек, поливов и др., разработок открытым и подземным способами месторождений полезных ископаемых, включая газификацию углей, откачку нефти и воды. Для техногенных факторов чаще характерна относительно локальная область действия, но они проявляются в более активной форме. Для каждого из них есть природный аналог, и его действие на возникновение склоновых процессов оценивается через соответствующие показатели и критерии.

В развитии многообразия гравитационных склоновых процессов и явлений прослеживаются как общие закономерности, так и специфические особенности, присущие конкретному геологическому району. Выявляются приуроченность гравитационных склоновых процессов к разным элементам геологической среды и роль отдельных факторов в их формировании.

4.4.1. Оползневой процесс

Общие положения. *Под оползневым процессом понимают смещение грунтовых масс вниз по склону под действием силы тяжести при участии поверхностных и подземных вод в виде скольжения по хорошо выраженной поверхности или зоне.* Его можно определить как последовательность явлений или состояний оползневого тела, а оползневое явление – как фиксированное состояние оползневого тела.

В настоящее время существует множество определений оползневого процесса. Различные авторы по-разному определяют содержание этого понятия. Но, несмотря на данное обстоятельство, общими являются следующие позиции: а) оползневой процесс представляет собой смещение масс горных пород вниз по склону; б) основной движущей силой является вес смещающихся пород; в) движение оползневых масс на склоне происходит в виде скольжения или в отдельных случаях течения; г) смещение оползня возникает без потери контакта между движущимися породами и неподвижным основанием.

Оползни весьма разнообразны по размерам, строению, причинам образования и условиям, способствующим их возникновению и развитию, механизму, динамике процесса и т.д. Существует большое количество классификаций оползневых процессов. Наиболее известные классификации разработаны А.П. Павловым, Ф.П. Саваренским, Н.Н. Масловым, А.М. Дранниковым, И.В. Поповым, Г.С. Золотаревым, В.Д. Ломтадзе, Г.Л. Фисенко, М.К. Рзаевой, К.А. Гулакяном и В.В. Кюнтцелем,

Репозиторий ВГУ

Е.П. Емельяновой, Н.Ф. Петровым и др. В странах Западной Европы и США наибольшей популярностью пользуются классификации К. Терцаги, С. Шарпа, Д. Варнеса. Всего к настоящему времени создано уже более 100 классификаций оползней (Бондарик, 1981).

Ф.П. Саваренским, И.В. Поповым и В.А. Приклонским были предложены главнейшие признаки для описания и классификации оползней (табл. 4.22). Современные инструкции и рекомендации развивают эту разработку, особенно в части техногенных откосных сооружений, а именно освоения человеком оползневых и еще устойчивых склонов, наблюдений и прогнозов, состояния противооползневых мероприятий, оползневой пораженности, опасности и угрожаемости, оползневого ущерба и риска, экологической безопасности, результатов работы геодинамического мониторинга (Бондарик и др., 2007).

Существующие классификации оползневых процессов традиционно разделяются на три группы: общие, региональные и частные.

Общие классификации охватывают все многообразие оползневых процессов и основаны на признаках, характеризующих особенности самого оползневого процесса. Согласно Г.К. Бондарику (1981) общие классификации должны учитывать среду, с которой взаимодействуют геосистемы, основную внутреннюю или внешнюю причину процесса и характер взаимодействия. Из всех опубликованных классификаций к общим можно отнести классификации А.П. Нифонтова, Г.С. Золотарева, Н.Н. Маслова, В.Д. Ломтадзе, Е.П. Емельяновой, В.В. Кюнтцеля, Н.Ф. Петрова и других как учитывающие несколько классификационных признаков.

А.П. Нифонтов (1935) одним из первых провел классификацию оползней по типу и характеру их движения, выделив три группы: движение по поверхности наслоения или по трещинам, движение по неопределенной поверхности, независимо от поверхности наслоения, и движение пластических масс. При этом первые две группы считаются движениями с разрывом сплошности масс, а последняя – без него. В классификации даются характеристики выделенных групп оползней по причинам и морфологическим признакам движения.

Г.С. Золотарев (1983) считает основным классификационным признаком генезис оползней. Разделение оползней на генетические типы проводится по двум взаимосвязанным признакам: механизму смещения оползневых масс и их строению (составу и текстуре). По механизму смещения выделяются группы, а по составу и текстуре – типы и виды.

В общей классификации гравитационных явлений В.Д. Ломтадзе (1977) оползни рассматриваются в трех видах: структурные, пластические и структурно-пластические. Каждый вид характеризуется составом и движением оползневых масс и причинами нарушения устойчивости.

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.22

Главнейшие признаки для описания и классификации оползней
(по Ф.П. Саваренскому, И.В. Попову, В.А. Приклонскому)

Общая конфигурация склона, положение оползня в рельефе и его тип	Возраст и состояние оползня	Внешние морфологические признаки	Внутренние морфологические признаки и строение оползня
Число оползневых ярусов на склоне. Положение оползня в рельефе: наземные, подводные, смешанные. Тип оползня по А.П. Павлову	Современные (приуроченные к современному рельефу): стадия развития. Древние (приуроченные к древнему рельефу): открытые или погребенные	Форма в плане. Характер поверхности склона. Степень обводненности. Состояние древесной растительности на склоне Состояние зданий и сооружений	Форма поверхности скольжения по отношению к строению склона: унаследованные и не унаследованные. Число поверхностей сколь жения. Угол наклона поверхности скольжения в верхней ее части по Ф.П. Саваренскому. Мощность оползня (глубина захвата). Текстура оползня. Литология и возраст оползневых масс и подстилающих пород
Источник обводнения и увлажнения оползневого склона	Причины движения оползня		Силы, вызывающие движение оползневых масс
	Изменения состояния и свойств пород	Изменения конфигурации склона	
Природные воды: атмосферные осадки, поверхностные воды, подземные воды. Хозяйственные и техни ческие воды: утечки, затопление, подтопление, ирригация, фильтрационные потери	Под действием вод. Выветривание. Оттаивание ММП. Тиксотропные изменения	Естественные: эрозия, абразия, переработка берегов, обвалы, смыв. Искусственные: подрезка, террасирование, выемки, насыпи	Естественные: вес пород, давление воды, сейсмические воздействия. Искусственные: статические и динамические нагрузки от зданий, сооружений, транспорта, строительных и горных работ

Классификация Е.П. Емельяновой (1972) предполагает обособление двух групп оползней: нормальные, или истинные, и особенные, или псевдооползни. При этом в первой группе выделяются классы глубоких и поверхностных оползней, а во второй оползни проседания над пустотами, проседания при выплывании и оседания при уплотнении.

Весьма интересной является классификация В.В. Кюнтцеля, предложенная им в 1980 г., в которой выделено шесть типов оползней по механизму оползневого процесса (рис. 4.34). Каждый из этих типов может быть разделен на классы, устанавливаемые по составу, возрасту и генезису

Репозиторий ВГУ

пород основного деформирующегося горизонта, с которыми связаны оползни.

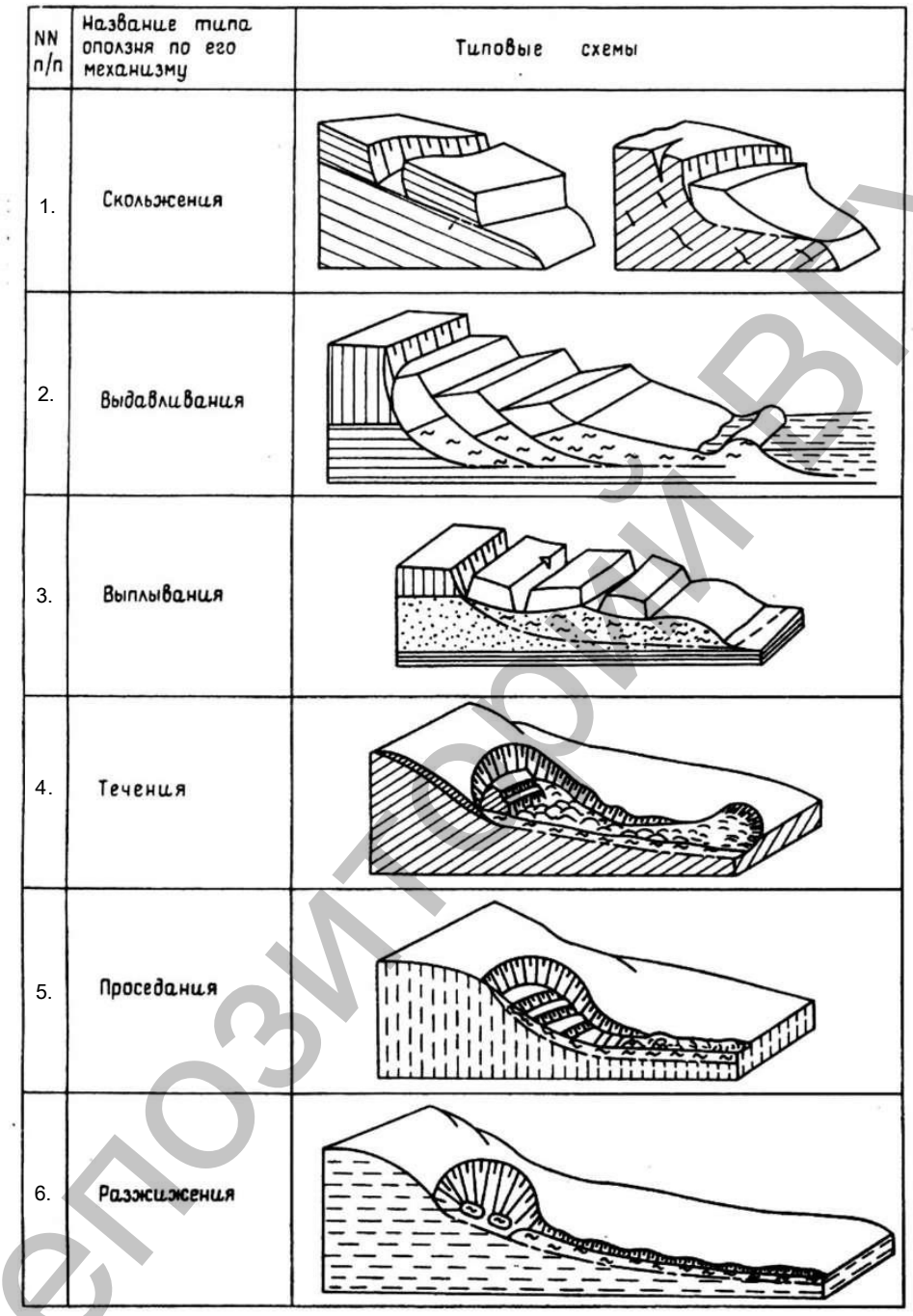


Рис. 4.34. **Классификация типов оползней** (по В.В. Кюнтцелю, 1980)

Сложной, но выдержанной с позиций формальной логики является классификация оползней Н.Ф. Петрова (1987). В этой классификации выделены подклассы оползней по особенностям основания оползневого тела, группы по особенностям зоны деформации и движения оползневого тела, подгруппы по происхождению основного деформирующегося горизонта и типы по сущностному признаку оползней каждой группы или подгруппы.

Репозиторий ВГУ

К типу общих классификаций можно также отнести три классификации, разработанные зарубежными специалистами: К. Терцаги (1950), Дорожно-исследовательского бюро США (1958) и Шведского геотехнического института (1955).

Региональные классификации оползней привязаны к определенным природным условиям (к конкретному региону), насыщены данными детальных исследований факторов процесса и долголетних стационарных наблюдений за динамикой их развития. В инженерной геодинамике даже существует понятие «региональные типы оползней», введенное И.В. Поповым. Региональные классификации позволяют обосновывать программы научных и прикладных исследований, надежность рекомендаций по освоению оползневых районов и по осуществлению противооползневых мероприятий. Многие известные специалисты по оползневым явлениям различных регионов являются авторами региональных классификаций. Это И.С. Рогозин, занимавшийся оползнями Поволжья, Г.С. Золотарев, исследовавший оползневые районы Южного берега Крыма и Поволжья, А.М. Дранников – берега Днепра, Ю.Б. Тржцинский (Восточная Сибирь), В.И. Преснухин (Таджикистан), Р.А. Ниязов (Узбекистан).

Частные классификации довольно многочисленны. Они построены с учетом одного или двух признаков и являются очень конкретными, поэтому служат источником надежной информации и удобны при решении конкретных задач в научном и прикладном аспектах. Так, например, широко известна классификация оползней по ориентировке поверхности скольжения, предложенная Ф.П. Саваренским (1934). По этой классификации оползни подразделяются на асеквентные, консеквентные и инсеквентные. К асеквентным относятся оползни, перемещение которых происходит по цилиндрическим поверхностям скольжения в однородной, неслоистой подстилающей породе. Консеквентными являются оползни, которые перемещаются по имеющимся поверхностям, падающим в сторону склона. К инсеквентным относятся оползни, которые перемещаются по поверхности скольжения, проходящей поперек геологических структур.

В классификации А.П. Павлова все оползни делятся на детрузивные (толкающие), возникающие в верхней части склона и толкающие вниз оползневые массы, и деляпсивные (соскальзывающие), возникающие в нижней части склона при его подрезке и растущие вверх по склону, формируя новые циклы. И.В. Попов делит оползни по возрасту на древние и современные. К древним он относит плейстоценовые, плиоценовые, миоценовые, а к современным – голоценовые, которые уже остановились или еще действуют.

В основе классификаций Н.В. Родионова и И.П. Иванова лежит причина потери устойчивости склонов и откосов. Такие классификации имеют своей целью установить главную причину оползня для обоснования дальнейших действий по управлению оползневым процессом и прекращению воздействия

Репозиторий ВГУ

основного фактора – причины, а также для оценки степени опасности новых проявлений оползня. Н.В. Родионов выделил три основных типа оползней: консистентные, вызванные переувлажнением глинистых отложений, суффозионные, возникающие в результате разрыхления песков за счет выноса из них мелких частиц подземными водами, выходящими на склон, и структурные, движущиеся по напластованию, трещинам, тектоническим нарушениям, падающим в сторону склона. Кроме трех основных типов Н.В. Родионов назвал еще четырех переходных (комбинированных): суффозионно-консистентные, суффозионно-структурные, консистентно-структурные и консистентно-суффозионно-структурные. Маловероятно, что такие сложные оползни проявляются в крупных масштабах в реальных геологических условиях.

И.П. Иванов проанализировал большое количество гравитационных процессов и явлений на естественных склонах, на откосах карьеров, дорожных выемок, земляных насыпей и сгруппировал все нарушения устойчивости этих объектов в 10 типов (табл. 4.23) по главной причине, вызвавшей их возникновение. По мнению автора, выделенные типы обусловлены генезисом оползневого процесса, привязаны к геологическим условиям и выражены формами проявления.

Таблица 4.23

Классификация оползневых явлений на склонах и откосах
(по И.П. Иванову, 1971)

Тип оползня	Основная причина нарушения устойчивости	Характерные формы оползней
Абразионный	Проявляется на берегах морей и искусственных водохранилищ за счет разрушительной деятельности волн	Мелкие обрушения, глубокие вековые оползневые движения
Эрозионный	Вызывается боковой или донной эрозией	Мелкие (вызванные боковой эрозией), глубокие (вызванные донной эрозией)
Консистентный	Вызывается изменением консистенции пород в связи с дополнительным увлажнением	Сплывы, оплывины, поверхностные, цикличные, контактные
Пластический	Является результатом глубинной ползучести естественных склонов	Блоковые, контактные, с выпиранием
Сейсмический	Вызывается землетрясениями или взрывами и динамическими нагрузками	Тиксотропные, структурные, перенапряженные
Дополнительно напряженный	Возникает в результате остаточных напряжений или неотектонических процессов	Горизонтально перенапряженные, неотектонические
Гидронапряженный	Проявляется при изменении режимов поверхностных и подземных вод	Взвешенные, гидродинамические, за счет порового давления

Репозиторий ВГУ

Окончание табл. 4.23

Суффозионный	Проявляется в результате выноса грунтовых частиц из песчано-глинистых отложений	Обрушения, цикличные, провальные
Антропогенный (техногенный)	Вызывается хозяйственной деятельностью человека	Нагруженные, переувлажненные, подработанные и др.
Полигенетический	Связан с воздействием комплекса причин (не всегда выясненных)	Возможны все перечисленные выше разновидности

Морфология оползневых склонов и откосов, строение оползневых тел. Каждый оползневый процесс формирует оползневый участок, границы и форма которого в плане определяются размером оползня и его типом. Сместившиеся массы горных пород образуют тело оползня – оползневые накопления (или оползень). Способ или механизм движения масс горных пород бывает различным, и это определяет вид явления. В одних случаях происходит сползание блока или блоков горных пород (структурные оползни), в других грунтовая масса смещается (ползет) подобно вязкой жидкости по поверхности скольжения (пластические оползни) (Ломтадзе, 1977).

Размеры оползневых массивов, определяющие масштабы явления, могут быть различными – от отдельных срывов, измеряемых единицами кубических метров или первыми их десятками, до объемов, измеряемых десятками и сотнями миллионов кубических метров. Для характеристики и оценки масштаба оползней В.Д. Ломтадзе (1977) предлагает использовать следующую шкалу: малые – отдельные глыбы и небольшие срывы объемом в единицы кубических метров; небольшие – от десятка до 100–200 м^3; средние – от сотен кубических метров до 1000 м^3; большие – от тысячи и десятков тысяч кубических метров до 100–200 тыс. м^3; грандиозные – сотни тысяч кубических метров и более.

Поверхность, по которой происходит отрыв оползневых масс и их смещение, называется поверхностью скольжения, которая является обязательным элементом строения оползня и диагностическим признаком оползневого явления. Оползни могут иметь одну или несколько поверхностей скольжения, что определяет их структуру. Когда существует несколько поверхностей скольжения, внутреннее строение оползня более сложное и характеризует подвижки отдельных частей оползня относительно друг друга. Поверхность скольжения часто имеет толщину, и поэтому ее лучше называть зоной скольжения.

Форма поверхности скольжения в однородных породах чаще вогнутая, близка по форме к круглоцилиндрической; в неоднородных породах она определяется положением и ориентировкой поверхностей и зон ослабления в толще пород, слагающих склон. В качестве таких поверхностей и зон могут выступать поверхность коренных пород или поверхность нижней границы сильновыветрелых пород (элювиальной зоны), поверхность слоя

Репозиторий ВГУ

или прослойка слабых пород (глин, глинистых песчаников, мергелей, углей и др.), поверхности трещин или систем трещин, зоны тектонического дробления, зоны мерзлых пород и др. Форма поверхности скольжения в неоднородных породах часто бывает плоской, плоско-ступенчатой, волнистой или неправильной, образующейся при различном сочетании ориентировки систем трещин и других границ раздела (слоистости, сланцеватости и др.) в породах, слагающих склон.

В зависимости от глубины расположения поверхности скольжения могут смещаться либо только самые поверхностные отложения, например, делювиальные образования, либо при глубоком ее залегании большие массы горных пород. По Ф.П. Саваренскому (1935), различают оползни поверхностные (когда поверхность скольжения расположена на глубине менее 1 м), мелкие – при глубине залегания поверхности скольжения меньше 5 м, глубокие – меньше 20 м и очень глубокие, когда поверхность скольжения расположена на глубине более 20 м.

В зависимости от числа поверхностей скольжения оползневой массив может представлять собой одно целое или состоять из отдельных блоков – частей, т.е. иметь массивное или более сложное строение.

Место выхода поверхности скольжения на дневную поверхность в верхней части склона называется вершиной оползня, а в основании склона – подошвой (рис. 4.35). Выход ее на склоне справа и слева от оси оползня обозначает борта оползня. Подошва оползня совпадает с базисом оползания, который представляет собой линию пересечения поверхности скольжения со склоном. Базис оползания может находиться в основании склона и не совпадать с ним. Приуроченность подошвы оползня к определенному слою или выходу подземных вод способствует выявлению причин формирования оползня.

Образованию оползня обычно предшествует возникновение трещин, различно расположенных на участке и в теле оползня, но вполне закономерно в зависимости от напряжений, развивающихся в горных породах. В верхней части склона у вершины оползня обычно образуются трещины отрыва – крутые, ориентированные дугообразно или по простиранию склона. По таким трещинам обычно происходит смещение масс горных пород, в результате чего висячая плоскость трещин образует в рельефе главный уступ, дугообразно изгибающийся и высотой до нескольких метров. Так, на участке образования оползня возникает характерный оползневый цирк – выемка в склоне, имеющая вид амфитеатра, замыкающегося у вершины оползня (рис. 4.35). Оползневые цирки, расположенные на склоне, разделены между собой межоползневыми гребнями.

Когда трещины отрыва ориентированы по простиранию, вдоль фронта склона, в рельефе возникает ступень. Иногда на склоне образуется несколько таких ступеней, ориентированных более или менее параллельно друг другу. В таких случаях в рельефе в пределах оползневых цирков об-

Репозиторий ВГУ

разуется ступенчатость, т.е. кроме главного уступа еще ряд внутренних уступов, расположенных ниже основного. Вдоль бортов оползня возникают трещины сдвига (скалывания), которые обозначают боковые границы оползня. По этим трещинам образуются сплошные или прерывистые уступы, иногда сливающиеся с уступами в вершине оползня.

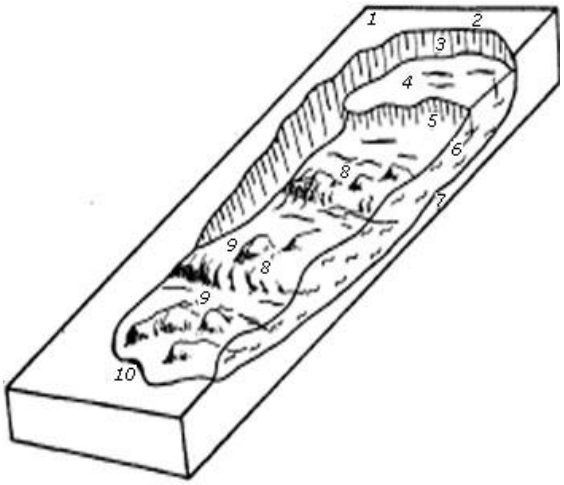


Рис. 4.35. **Строение оползня**
(по В.Д. Ломтадзе, 1977)
1 – оползневой цирк; *2* – бровка главного уступа; *3* – главный уступ; *4* – вершина оползня; *5* – уступ внутренний; *6* – тело оползня; *7* – поверхность скольжения; *8* – неровности рельефа поверхности (валы, бугры и др.); *9* – трещины поперечные, продольные и др.; *10* – подошва оползня

В теле оползня у его вершины, где действуют растягивающие напряжения, возникают ориентированные параллельно склону трещины отрыва. В нижней части, у подошвы оползня, образуются трещины сдвига, так как здесь уменьшается скорость движения оползневых масс, и они тормозят движение масс, надвигающихся сверху. Эти трещины пересекают оползень поперек и ориентированы параллельно склону. В теле оползня часто появляются продольные и косые трещины сдвига вследствие разной скорости смещения масс горных пород вдоль его оси и в прибортовых частях (Ломтадзе, 1977).

Длина оползневого тела измеряется по направлению его движения от трещины отрыва до конца оползневого языка или вала выпирания. Глубина захвата склона оползнем в разных точках оползневого тела определяется по вертикали между точками, лежащими на склоновой поверхности и поверхности скольжения. Мощность оползня в разных точках измеряется по нормали к склоновой поверхности от нее до поверхности скольжения (Инженерная .., 2013).

В плане оползни могут иметь разнообразные очертания, что связано с условиями их образования (рис. 4.36). Наиболее часто встречаются циркообразные оползни, когда главный уступ полукругом окаймляет понижение – амфитеатр в рельефе склона, в пределах которого располагается оползень. Ширина его вдоль склона (*L*) примерно равна длине распространения (*B*). Оползни называют фронтальными, если главный уступ вытянут вдоль склона. Ширина таких оползней по фронту значительно

Репозиторий ВГУ

больше его длины ($L>>B$). Оползни-потоки вытянуты вдоль понижений, спускающихся со склона. Ширина оползня-потока несравненно меньше его длины ($L<<B$).

Рельеф поверхности оползневого тела обычно неровный: волнистый, бугристый, ступенчатый, с западинами. Важной особенностью оползневых участков являются водопроявления в разных формах. Источники подземных вод, постоянные или иссякающие, сосредоточенные или рассеянные, появляются в разных местах оползневого участка: вдоль главного уступа цирка, в его основании, у подошвы оползня или вдоль его бортов. Они образуют скопления воды в западинах, ручейки, мочажины или заболачивают поверхность оползня, склон у его подошвы. Местами здесь из-под оползня наблюдаются сосредоточенные выходы источников со значительным дебитом (Ломтадзе, 1977).

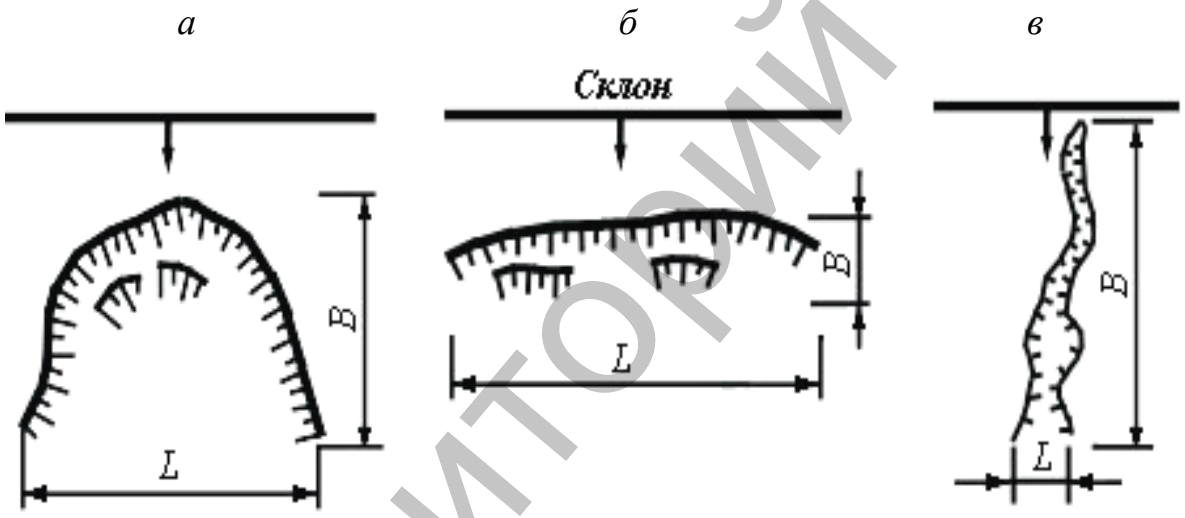


Рис. 4.36. **Форма очертаний оползней в плане** (по В.Д. Ломтадзе, 1977): *а*) циркообразный; *б*) фронтальный; *в*) оползень-поток – глетчерообразный

Важным признаком оползневых смещений являются различные деформации сооружений, расположенных на оползнях или в зоне их действия. Деформации проявляются по-разному: в перекосе и смещении зданий, оград, полотна дорог, в смещении и опрокидывании подпорных и берегоукрепительных сооружений, в раздавливании и разрушении дренажей и поверхностных водоотводов и др.

В качестве индикационных признаков проявления оползневого процесса наиболее часто используются следующие (Бондарик и др., 2007; Фоменко, 2014): 1) оползневые трещины, которые в начальной стадии развития оползня едва заметны, но по мере развития процесса постепенно расширяются, удлиняются и, соединяясь друг с другом, создают сплошную линию отчленения оползневого тела; 2) оползневые цирки; 3) плоскости

Репозиторий ВГУ

срыва, формирующиеся при отрыве массы оползающих пород; 4) валы, образующиеся у подножия склона в результате выпора пород, расположенных у подножия склона, оползающей массой; 5) оползневые уступы – площадки, наклоненные обычно в сторону склона и образующиеся в результате скольжения оползневого тела по криволинейной поверхности; 6) заболоченные участки с развитием болотной растительности в тыловой части уступа оползня, образующиеся за счет скопления атмосферных осадков в углублениях уступов; 7) «пьяный лес» – искривленные деревья, произрастающие на оползневом склоне и принимающие наклонное положение в результате оползневых подвижек; 8) бугристая поверхность, образующаяся в результате эрозионного сглаживания оползневых уступов; 9) несовпадение положения пластов в разрезе склонов и изменение азимутов простирания; 10) наличие большого числа водопроявлений; 11) деформации сооружений, расположенных в зоне влияния оползневого процесса.

Степень выраженности всех этих признаков оползневого процесса будет зависеть от возраста оползня, стадии его развития, активности и динамики явления.

Причины и условия развития оползневого процесса. Любое оползневое смещение масс горных пород обусловливает разрушение склона или откоса. Оно происходит под воздействием силы тяжести и других сил и возможно только тогда, когда сдвигающая (скалывающая) составляющая силы тяжести превысит прочность пород в целом, либо по существующим или потенциальным поверхностям или зонам ослабления, когда будет нарушена устойчивость – предельное равновесие масс горных пород, т.е. когда

$$\Sigma T = f\,\Sigma N + CL,$$

где ΣT – суммарная составляющая силы тяжести, стремящаяся сместить массы горных пород вниз по склону или откосу; ΣN – суммарная составляющая силы тяжести, ориентированная перпендикулярно к существующей или предполагаемой поверхности скольжения, стремящаяся удержать массы горных пород в равновесии; f – коэффициент внутреннего трения пород по поверхности или в зоне ослабления; C – удельное сцепление пород по поверхности скольжения или в зоне ослабления; L – длина существующей или предполагаемой поверхности скольжения.

Когда такое равновесие будет нарушено, неизбежно возникнет медленное или быстрое смещение масс горных пород. В этом случае коэффициент их устойчивости будет меньше единицы, т.е.

$$1 < \eta = (f\,\Sigma N + CL) / \Sigma T,$$

где η – коэффициент устойчивости, равный отношению суммарного сопротивления сдвигу пород по существующей или предполагаемой поверхности скольжения к сумме сдвигающих усилий вдоль этой же поверхности.

Репозиторий ВГУ

При этом следует заметить, что в пределах каждого склона или откоса обязательно действуют сдвигающие, или скалывающие, усилия, поскольку существуют гравитационные силы Земли. Однако при таких условиях образования оползня может и не быть, так как необходимы определенные причины нарушения равновесия грунтовых масс и соответственно реализации действия сдвигающих (скалывающих) усилий.

Рассмотрим основные, наиболее часто встречающиеся причины возникновения оползней.

Первая из них – это увеличение крутизны склона или откоса при их подрезке, подработке или подмыве, а также при придании откосам большой крутизны.

Природные склоны всегда стремятся к выполаживанию, к крутизне, соответствующей углу естественного откоса слагающих их пород, т.е. к такой наибольшей крутизне, при которой они находятся в устойчивом состоянии: не оползают, не осыпаются и т.д. Если такие склоны будут подмываться водотоком или водоемом, подрезаться откосом выемки или подрабатываться карьером, крутизна их будет увеличиваться, а устойчивость снижаться. Точно так же при возведении земляных сооружений – дамб, насыпей, плотин и др. Если крутизна откосов будет больше допустимой для слагающих их пород, неизбежно наступит нарушение их устойчивости. Следовательно, увеличение крутизны склона или откоса под влиянием естественных или искусственных факторов при прочих равных условиях может стать причиной нарушения устойчивости пород, их слагающих, так как при этом возрастает относительная величина сдвигающих, или скалывающих, усилий.

Второй причиной образования оползней следует считать ослабление прочности пород вследствие изменения их физического состояния при увлажнении, набухании, разуплотнении, выветривании, нарушении естественного сложения и т.д., а также в связи с развитием в породах явлений ползучести.

Чаще всего изменение физического состояния пород, особенно глинистых, наиболее склонных к оползневым подвижкам на склонах и откосах, наблюдается при их увлажнении дождевыми и талыми поверхностными или подземными водами. Увлажнение пород сопровождается ослаблением структурных связей в них, изменением консистенции до пластичной или даже текучей и соответственно снижением их прочности. Такое снижение наблюдается у любых глинистых пород и проявляется тем значительнее, чем быстрее порода размокает, чем более она водонеустойчива. Некоторые разности глинистых пород сильно набухают, причем объем их увеличивается на 25–30%. Набухание также ослабляет связи в породе, быстрее приводит ее к неустойчивой консистенции и резкому снижению прочности.

Многочисленные наблюдения на различных оползневых участках свидетельствуют о тесной связи периодов интенсивных и повсеместных

Репозиторий ВГУ

оползневых подвижек на склонах и откосах с периодами обильных и продолжительных дождей, интенсивного таяния снега, высокого стояния уровня воды в водоемах, а также с разнообразными формами проявления подземных вод. Данное обстоятельство указывает на несомненную причинную связь образования оползней с изменением физического состояния и свойств пород при их увлажнении. При этом необходимо особо отметить, что образование оползней часто связано не со степенью увлажнения, не с количеством поступившей влаги в породу, а с самим фактом увлажнения. Нередко даже незначительное увлажнение пород, их смачивание по поверхности или в зоне ослабления резко снижает сопротивление их сдвигу и является причиной нарушения устойчивости склона. Показательным примером в этом отношении является оползень, возникший 23 августа 2006 года во дворе 15-этажного дома по ул. Правды в Витебске (рис. 4.37). Образовавшийся на склоне глубокого оврага, сложенном 20-метровой толщей из пылеватых флювиогляциальных песков, подстилаемых моренными суглинками, в условиях проливного дождя этот оползень «съедал» до 1 погонного метра грунта в час. В результате в течение нескольких часов образовалась выемка глубиной 18–20 м и шириной до 50 м, угрожавшая за короткое время вплотную подойти к фундаменту вблизи расположенного высотного дома. Своевременно принятые меры (засыпка выемки 2,5 тыс. м^3 скальных грунтов) позволили избежать катастрофы.

Рис. 4.37. **Оползень на склоне оврага Дунай, возникший 23 августа 2006 г. в Витебске по ул. Правды** (фото А.Н. Галкина, 2006)

Репозиторий ВГУ

На изменение физического состояния горных пород на склонах и откосах огромное влияние оказывают процессы выветривания. В зависимости от степени выветрелости пород трансформируются их свойства – уменьшается плотность, возрастает пористость, увеличивается трещиноватость, изменяется водопроницаемость и резко снижается прочность. При выветривании скальные грунты переходят в полускальные, а при дальнейшем разрушении – в рыхлые несвязные или мягкие связные (глинистые).

Большое влияние на изменение состояния и свойств пород, особенно глинистых, оказывают периодическое их увлажнение и высыхание, промерзание и оттаивание, а также нарушение естественного сложения под влиянием этих процессов. Периодическое увлажнение и высыхание пород вызывают их растрескивание и разрыхление под влиянием напряжений усадки. Промерзание обусловливает миграцию влаги к зоне охлаждения, физическое разрушение, дезинтеграцию и пучение пород. Последующее оттаивание обычно резко снижает их прочность и устойчивость на склонах.

Полускальные и глинистые грунты обладают способностью изменять свою прочность и деформироваться во времени, тем самым обусловливая развитие оползневых процессов. Поэтому, исследуя причины образования оползней в таких грунтовых массивах, необходимо учитывать реологические свойства пород, проявляющиеся обычно в виде: а) ползучести (или крипа), т.е. медленном нарастании во времени пластической деформации при неизменном напряженном состоянии, часто меньшем разрушающего, и б) снижения прочности с увеличением времени воздействия нагрузки.

Снижение прочности различных полускальных и глинистых грунтов во времени может достигать 70% от условно мгновенной (быстрый сдвиг) и 10–50% от стандартной (медленный сдвиг). Поэтому для таких групп пород важно от обычной условно мгновенной прочности отличать длительную (Ломтадзе, 1970). Длительная прочность характеризуется напряжением, которое вызывает разрушение породы через какой-то промежуток времени в процессе развития деформации ползучести или когда деформация достигнет предельного значения.

Третья существенная причина образования оползней – действие на породы гидростатических и гидродинамических сил, вызывающих развитие фильтрационных деформаций. В этом наряду с явлениями увлажнения и смачивания горных пород проявляется роль поверхностных и подземных вод в образовании оползней.

У горных пород, находящихся ниже уровня поверхностных и подземных вод, минеральные частицы испытывают взвешивающее действие воды, и поэтому их вес соответственно уменьшается. Следовательно, если во время паводка уровень воды в реке резко повысится и затопит нижнюю часть склона или откоса (к примеру, пойменной насыпи), то породы в этой части будут находиться во взвешенном состоянии и их вес будет недостаточным для того, чтобы поддерживать вышележащие массы горных пород,

Репозиторий ВГУ

которые, потеряв опору, начнут смещаться и сдвигать взвешенную часть пород (рис. 4.38). Кроме того, в породах во взвешенном состоянии уменьшаются нормальные эффективные напряжения по существующей или потенциальной поверхности скольжения, в результате чего сопротивление пород сдвигу в этой части склона или откоса понизится. Таким образом, может возникнуть неустойчивость склона или откоса и образоваться оползень. Вследствие воздействия гидростатических сил оползни возникают на склонах водохранилищ после их наполнения или подъема уровня воды в водохранилище и последующей его сработки. Существенное влияние оказывает гидростатическое взвешенное состояние пород на устойчивость откосов земляных плотин, оградительных дамб, отвалов и др.

Гидростатическое давление может влиять на устойчивость склонов и откосов, сложенных трещиноватыми скальными, полускальными и уплотненными глинистыми грунтами. В периоды дождей или поступления талых вод уровень грунтовых трещинных вод на отдельных участках значительно повышается и соответственно возрастает гидростатическое давление на стенки трещин, что приводит к формированию оползневых деформаций (Ломтадзе, 1977).

Рис. 4.38. **Оползень на левом склоне оврага Гапеевский по Московскому проспекту в Витебске** (фото А.Н. Галкина, 2008)

Репозиторий ВГУ

Немаловажную роль в образовании оползней на отдельных участках склонов и откосов играет гидродинамическое давление. Оно направлено вдоль линий тока фильтрационного потока и тем больше, чем меньше водопроницаемость пород. Гидродинамическое давление пропорционально градиенту гидростатического напора и в периоды его резкого возрастания оно может явиться причиной нарушения устойчивости масс горных пород на склоне или в откосе. Если во время паводка уровень воды в реке резко повысится и затопит нижнюю часть склона или откоса, а затем так же резко снизится, то в водопроницаемых породах, особенно слабоводопроницаемых, в этот момент возникнет гидродинамическое давление при обратной фильтрации воды. Подобное наблюдается при быстрой сработке уровня воды в водохранилищах или при резком повышении уровня подземных вод в периоды дождей, поступления талых вод и т.д. Образование оползней происходит в результате увеличения суммарной составляющей силы тяжести на величину гидродинамических сил. Устойчивость склонов и откосов при совместном действии гидродинамической силы и взвешивания уменьшается в среднем на 30%.

При выходе подземных вод на склоне или в откосе гидродинамическое давление может вызвать оплывание пород или их разрыхление вдоль слоя или какой-то зоны под влиянием суффозии (рис. 4.39). Напорные воды в основании склона могут вызвать выпор пород или их разжижение. В результате таких фильтрационных явлений массы горных пород на склоне или в откосе в нижней части теряют опору и начинают смещаться (Инженерная .., 2013).

Четвертой причиной образования оползней является изменение напряженного состояния горных пород в зоне формирования склона или строительства откоса.

Горные породы в условиях естественного залегания обычно находятся в том или ином напряженном состоянии, уравновешенном внутренними силами пород. При образовании отрицательных форм рельефа происходит разгрузка напряжений в скальных и полускальных грунтах в бортах и днищах речных долин, склонах горных массивов, откосах выемок, бортах карьеров и т.д., сопровождаемая раскрытием существующих трещин и появлением новых трещин упругого отпора. Трещины разгрузки развиваются более или менее параллельно поверхности склона или откоса, образуя поверхности и зоны ослабления. В общем, трещины разгрузки всегда ориентированы неблагоприятно для устойчивости склона или откоса, и поэтому по ним нередко происходят смещение пород и образование оползней и обвалов.

В породах, обладающих хрупко-пластическим и пластическим характером разрушения, оползневые явления в зоне склона или откоса развиваются несколько по-иному. Так, например, в некоторых полускальных

Репозиторий ВГУ

грунтах и многих глинистых породах разуплотнение их под влиянием упругих сил сопровождается также гидратацией и набуханием. Такие изменения физического состояния пород у подошвы склона или откоса, т.е. в их упорной части, сказываются на снижении прочности пород и соответственно на устойчивости склона или откоса.

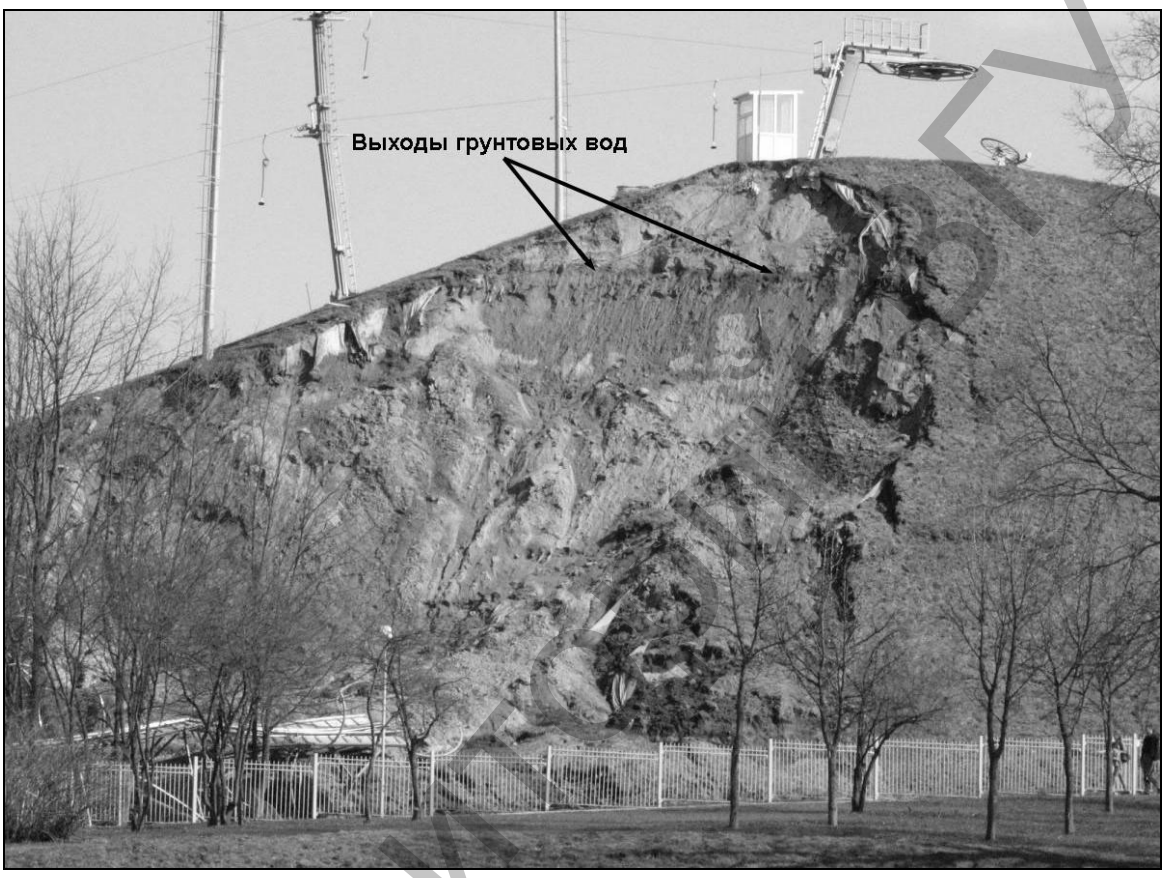


Рис. 4.39. **Оползень на Лысой горе в Минском районе** (по http://mihck.info, 2011)

И, наконец, *пятая* причина образования оползней – это внешние воздействия, к которым относятся загрузка склона или откоса, участков, прилегающих к их бровкам, сотрясения и вибрация, сейсмические колебания и др.

Строительство зданий и сооружений на склонах, складирование материалов, устройство отвалов, прокладка дорог, действие различных агрегатов (подъемных кранов, экскаваторов, транспортеров, автомобильного и железнодорожного транспорта), буровзрывных работ, как правило, снижают их устойчивость и вызывают оползание масс горных пород. Огромное влияние на устойчивость склонов и откосов оказывают землетрясения, вызывающие сейсмическое ускорение и смещение масс горных пород в единицу времени и тем самым увеличивающие сдвиговые усилия (Ломтадзе, 1977).

Репозиторий ВГУ

Таков перечень основных причин, вызывающих нарушение равновесия масс горных пород на склонах и откосах, и, как результат, образование оползней. Анализ указанных причин позволяет сделать вывод, что формирование оползней, в конечном счете, может быть вызвано повышением абсолютного значения сдвигающих усилий или относительного их значения при снижении прочности горных пород в целом в их толще или по существующим или потенциальным поверхностям и зонам ослабления. На этот вывод необходимо обратить особое внимание, так как он указывает на важнейшую закономерность развития оползневого процесса и на возможный выбор инженерных мероприятий по предупреждению образования оползней или по приданию им устойчивости.

Наряду с собственно причинами образования оползней существуют еще определенные условия, содействующие их возникновению и развитию.

Под условиями, способствующими образованию оползней, следует понимать всю совокупность природных и искусственных условий, которые облегчают действие сил, нарушающих равновесие масс горных пород. Например, поверхности и зоны ослабления, имеющие наклон к основанию склона, облегчают действие сдвигающих усилий и, наоборот, наклоненные в глубь склона, затрудняют или не способствуют такому действию. Местности с пересеченным рельефом более благоприятны для развития оползней, чем равнинные. В районах с влажным климатом оползни встречаются чаще, чем в районах с засушливым климатом, и т.д.

Из условий, наиболее часто способствующих образованию оползней, можно указать следующие: 1) рельеф местности; 2) геологическое строение склонов и откосов; 3) современные и новейшие тектонические движения и сейсмические явления; 4) особенности физико-механических свойств горных пород; 5) гидрогеологические условия; 6) климатические особенности района; 7) гидрологический режим водоемов и рек для береговых оползневых участков; 8) развитие сопутствующих экзогенных геологических процессов и явлений; 9) инженерно-хозяйственная деятельность человека.

Главным условием, содействующим образованию оползней, является рельеф местности. Ярким доказательством этого служит их географическое распространение и геоморфологическое расположение. Согласно многочисленным наблюдениям оползни наиболее часто распространены в горных районах, на участках с резко пересеченным рельефом, на высоких и крутых склонах речных долин, на береговых склонах водоемов, на откосах выемок и карьеров. В общем, рельеф местности, орографическое положение района создают запасы потенциальной энергии, обусловливающей развитие оползневых процессов (Ломтадзе, 1977).

Оползни, как правило, приурочены к склонам и откосам определенного геологического строения. В большинстве случаев оползни распространены там, где склоны сложены глинистыми породами или где в толще слагающих их пород встречаются слои, прослои, зоны глинистых пород,

Репозиторий ВГУ

глинистые примазки или другие разности пород, образующие поверхности и зоны ослабления (слои угля, поверхности и зоны трещин, тектонических нарушений и др.), или, наконец, там, где на склонах имеются значительные накопления элювиальных, делювиальных, пролювиальных глинистых образований. Анализ условий образования оползней в скальных породах показывает, что и в этих случаях глинистый заполнитель трещин, примазки глинистого материала на поверхностях трещин в значительной степени облегчали нарушение равновесия масс горных пород. Образование оползней наиболее вероятно на участках, где в геологическом строении склонов имеются потенциальные поверхности скольжения, ориентированные неблагоприятно, т.е. падающие к их основанию.

При анализе геологических условий важно учитывать также структурно-тектоническое положение района, так как на территориях, испытывающих поднятие вследствие современных и новейших тектонических движений, постоянно возобновляются запасы потенциальной энергии, способствующей образованию оползней. В этом отношении особое положение занимают также районы с высокой сейсмической активностью.

Значительное влияние на развитие оползневых процессов оказывают особенности физико-механических свойств горных пород, слагающих склоны в целом или отдельные слои, прослои, пачки слоев, зоны тектонических нарушений или образующие заполнитель трещин и примазки по их плоскостям. Главное значение имеет прочность горных пород – сопротивление сдвигу, а также те свойства, которые характеризуют их склонность снижать прочность под влиянием различных факторов и во времени. В этом плане особенно важно учитывать минеральный состав и строение горных пород, их физическое состояние (влажность, плотность, выветрелость, трещиноватость), размокаемость, размягчаемость, гидрофильность, склонность к набуханию, пластическим деформациям, ползучести, длительную прочность, которая ниже, чем мгновенная, и др. Все это необходимо учитывать при установлении как обобщенных, так и расчетных показателей свойств горных пород (Ломтадзе, 1970).

Одним из факторов, обусловливающих возможность образования оползней, являются определенные гидрогеологические условия. Склоны, сложенные обводненными горными породами с водонасыщенными комплексами и горизонтами, с зонами постоянного или временного увлажнения, смачивания и насыщения, более благоприятны для образования оползней по сравнению со склонами, сложенными хорошо дренируемыми, обезвоженными породами. Известно, что оценка прочности и устойчивости горных пород без учета их влажности и водоносности недопустима.

Периоды образования оползней и разнообразных оползневых подвижек повсеместно совпадают с периодами дождей, таяния снега и т.д. Для таких явлений особенно благоприятны районы, которым свойственны длительные моросящие дожди, способствующие значительному и глубо-

Репозиторий ВГУ

кому промачиванию и насыщению водой горных пород на склонах. В районах с интенсивными ливневыми осадками большая часть воды быстро стекает с водоразделов и склонов и лишь незначительная часть идет на инфильтрацию. В засушливых районах интенсивно развиваются испарение влаги и высушивание горных пород на склонах, что, естественно, повышает их устойчивость.

Климатические условия оказывают огромное влияние на гидрологический режим рек и водоемов, который, в свою очередь, на многих береговых оползневых участках в определенные периоды благоприятствует действию сдвигающих и скалывающих сил на склонах. Например, на реках с резкими и значительными подъемами уровня воды во время паводков, на участках с большими скоростями потока, на участках берегов морей, озер и водохранилищ с интенсивным развитием волноприбойных явлений, на водохранилищах с большой периодической сработкой уровня, на участках, расположенных в пределах глубоководной (приплотинной) зоны, и т.д. Во всех этих случаях гидрологический режим рек и водоемов будет способствовать развитию оползней. Наоборот, на реках с незначительным колебанием уровня воды в течение года, особенно на реках с зарегулированным стоком, на участках со спокойным течением, на берегах морей, озер и водохранилищ, расположенных вне влияния волноприбойных явлений, на водохранилищах в зоне выклинивания подпора или там, где мала сработка уровня, условия для образования оползней менее благоприятны (Инженерная .., 2013).

Благоприятные условия для образования оползней создаются также при развитии сопутствующих геологических процессов и явлений. Так, например, процессы выветривания горных пород, явления подмыва и разрушения склонов, суффозия и другие современные геологические процессы подготавливают условия, облегчающие действие сдвигающих и скалывающих усилий и, как результат, способствующие образованию оползней. Поэтому при осуществлении противооползневых мероприятий часто приходится влиять не на сам оползневый процесс, а на процессы и явления, которые его подготавливают.

Инженерно-хозяйственная деятельность человека нередко создает условия, благоприятствующие образованию оползней. Подрезка склонов, крутое заложение откосов, пригрузка верхних частей слабоустойчивых массивов, нарушение поверхностного и подземного стока, техногенное обводнение, уничтожение пляжей и многие другие действия человека, соизмеримые по распространению, масштабам и значению с природными, составляют важнейшие условия нарушения равновесия масс горных пород на склонах и откосах, способствующие образованию оползней.

Таковы главные природные и искусственные факторы образования оползней. Причем часть из них можно отнести к категории региональных (структурно-тектоническое положение района, стратиграфия и литология,

Репозиторий ВГУ

геоморфология района, сейсмичность и др.), а часть – к категории местных, локальных (подмыв, подрезка склона, нарушение поверхностного стока, дренаж подземных вод, особенности рельефа, микроклиматические условия и др.). При изучении оползневых процессов и явлений и оценке их угрожаемости необходим всесторонний подход, комплексный анализ, учитывающий как региональные, так и местные условия (Ломтадзе, 1977).

Механизм и динамика оползневого процесса. Один из ключевых вопросов в исследовании оползней – выявление их механизма. Он определяется видом, способом и характером перемещения одной части горных пород (оползневого тела) относительно другой (устойчивой) в зоне поверхности скольжения. При этом в одних случаях происходит оползание блока или блоков горных пород (структурные оползни), в других – перемещение масс горных пород осуществляется 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 его движение приобретает характер вязкого течения. Структурные оползни всегда являются оползнями скольжения, т.е. такими, когда массы горных пород скользят по поверхности или поверхностям ослабления, по которым сопротивление сдвигу не в состоянии воспрепятствовать их смещению. Пластические оползни обычно являются оползнями течения, у которых вязкое течение оползневых масс имеет как бы турбулентный характер, когда частицы пород, слагающих тело оползня, помимо главного направления движения вниз по склону, совершают также и поперечные перемещения. Вязкое течение характеризует развитие пластических или хрупко-пластических деформаций в объеме оползневых масс, тогда как при образовании структурных оползней такие деформации развиваются только по поверхностям и зонам ослабления (Ломтадзе, 1977).

Динамика оползневых процессов характеризуется определенными закономерностями их развития во времени. Современные оползни связаны с современным положением базиса эрозии и уровня абразии. Одни из них образуются быстро, внезапно, имеют катастрофический характер, другие – медленно, с затухающей или прогрессирующей скоростью. При анализе каждого конкретного оползня можно восстановить его историю, эволюцию, состоящую из этапов, стадий и фаз (Инженерная .., 2013).

В динамике формирования каждого оползня различают три этапа: 1) этап подготовки оползня, как правило, постепенного уменьшения устойчивости масс горных пород; 2) этап фактического образования оползня обычно сравнительно быстрой или резкой потери устойчивости массами горных пород и 3) этап существования – стабилизации оползня, восстановления устойчивости масс горных пород. Такая схема развития оползневого процесса рассматривалась Ф.П. Саваренским (1939), И.В. Поповым (1951), К. Терцаги (1961), Г.М. Шахунянц (1969), Е.П. Емельяновой (1972),

Репозиторий ВГУ

В.Д. Ломтадзе (1977), Г.С. Золотаревым (1983), И.О. Тихвинским (1984) и др. И.П. Иванов и Ю.Б. Тржцинский (2001) эти этапы развития оползневого процесса называют стадиями и выделяют среди них подготовительную стадию, появления оползня и затухания оползневого процесса. При этом авторы отмечают, что границы между стадиями являются условными и проводятся на уровне внешних эффектов. Если воспользоваться показателем степени устойчивости, или, как принято его называть в механике, коэффициентом устойчивости, представляющим собой отношение суммы сил, удерживающих склон, к сумме сил, направленных на его разрушение, то формально можно показать динамику оползневого процесса и провести границы между его стадиями. В табл. 4.24 приведены характерные признаки оползневого процесса на отдельных стадиях его развития.

Таблица 4.24

Характерные признаки оползневого процесса на отдельных стадиях его развития
(по И.П. Иванову, Ю.Б. Тржцинскому, 2001)

I. Подготовительная стадия	II. Стадия появления оползня	III. Стадия затухания оползневого процесса
Начало или активизация воздействия природных или техногенных факторов, монотонно уменьшающих степень устойчивости склона или откоса. Продолжительность: от нескольких месяцев до нескольких десятилетий. Появление трещин за верхней бровкой склона и вала выпирания перед нижней бровкой. Изменение дебитов родников на склоне. Неравномерное увеличение скорости	Движение пород вниз по склону (откосу) с большой скоростью в твердых породах и небольшой в глинистых отложениях, находящихся в зоне сдвига. Уменьшение угла наклона оползневого склона, оформление нового профиля склона. Расчленение оползневого тела трещинами отрыва и сжатия. Скорость движения оползня – от 1 мм/ч до 1 м/ч, при катастрофических процессах – до 1 м/с. Возможность циклического хода процесса с остановками и резкими подвижками. Образование вертикальных трещин различной глубины – от десятков сантиметров до десятков метров (для склонов большой высоты, сложенных твердыми породами) субпараллельно фронту движения. Оформление тела оползня, его поверхности(ей) скольжения и языка	Быстрое затухание движения оползневых масс скальных пород или в случае наличия контрафорса (противоположного берега, борта карьера, подпорного сооружения). Время стабилизации – несколько часов. Медленное затухание процесса в глинистых породах и при глинистой зоне скольжения, а также при отсутствии препятствий и без участия водного потока. Время затухания – несколько суток при отсутствии повторов, от нескольких месяцев до нескольких лет при развитии склоновых процессов в оползневых массах. Активизация оползня и его частей при воздействии строительных и горных работ по ликвидации его последствий

Репозиторий ВГУ

Продолжительность этих этапов может быть различной. Например, этап подготовки может развиваться месяцами и годами, но при быстрой загрузке склона или откоса, при быстрой их подрезке он может сократиться до минимума, и тогда оползневый процесс как бы минует этот этап. Когда подготовительный этап занимает значительный отрезок времени, процесс может развиваться неравномерно (ускоряться, затухать) в связи с суточными, сезонными, годовыми изменениями климатических, гидрологических и других условий геологической среды или с искусственными причинами, вызванными сработкой уровня воды в водохранилище, нагрузкой от транспорта, поливом садов, огородов и т.д. В этот период могут происходить разные явления, такие как увеличение степени выветрелости пород, изменение их влажности и физического состояния, снижение прочности, изменение крутизны склона при подмыве, микроподвижки, пластические деформации и в том числе явления глубинной ползучести (Тер-Степанян, 1961), которые, в конечном счете, приводят к снижению устойчивости горных пород на склоне или в откосе и к оползневым деформациям.

Явления, проявляющиеся на этом этапе (образование бугристости, валов, трещин и др.), часто устанавливаются визуально, но в большинстве случаев, особенно на начальной стадии, полнее характеризуются данными стационарных инструментальных наблюдений. Начальная стадия развития процесса условно отделяется от последующей появлением трещин, прежде всего трещин «закола», увеличением величины и скорости смещения масс горных пород (Инженерная .., 2013).

Этап фактического образования оползня также может иметь различную продолжительность, неравномерность скорости смещения оползневого тела или отдельных его частей. И.В. Попов (1951) предложил различать оползни движущиеся, приостановившиеся и остановившиеся. Это означает, что смещение масс горных пород может быть разовым, быстрым или медленным, повторяющимся многократно с остановками или периодически, с не изменяющимся объемом оползающих масс, либо с непрерывно равномерно увеличивающимся, либо с увеличивающимся ступенями вследствие образования новых трещин и срывов на склоне. Каждая новая значительная общая подвижка оползня характеризует стадию процесса, а местные подвижки – его фазы. Стадии выделяются по перерывам между общими значительными подвижками оползня, обусловленными естественными геологическими или искусственными событиями в истории данной местности (крупные паводки на реках, наполнение водохранилища, отклонения от средних многолетних климатических условий, землетрясения и др.). В перерывах между стадиями образования оползня подвижки оползневых масс часто не прекращаются, а характеризуются малыми размерами и скоростями и обычно устанавливаются по данным инструментальных наблюдений.

Этап существования (стабилизации) оползня наступает тогда, когда оползень образовался, причины, вызвавшие его формирование, устранены и

Репозиторий ВГУ

оползневый процесс закончился. Устойчивость масс горных пород, сползших со склона или с откоса, восстанавливается, но при новом положении в рельефе. Повышение устойчивости может происходить постепенно, плавно или скачкообразно и иногда сопровождаться локальными смещениями некоторых объемов горных пород до полного окончания оползневого процесса. Дальнейшее преобразование и изменение рельефа оползневого участка происходят под воздействием других агентов денудации (Ломтадзе, 1977; Инженерная .., 2013).

Основные особенности развития оползневого процесса во времени можно охарактеризовать следующими положениями (Емельянова, 1972):

1. Оползневый процесс является нестационарным, в нем можно выделить определенные этапы, стадии и фазы развития.

2. Оползень возникает при коэффициенте устойчивости склона или откоса, равном единице.

3. Смещение оползня в каждом цикле является законченным.

4. Повторение процесса возможно после достижения неустойчивого равновесия при некотором воздействии старого или нового фактора.

5. Оползневый процесс является необратимым.

Генетические типы оползней и их проявления на территории Беларуси. Наибольшей популярностью среди инженер-геологов пользуются генетические классификации оползней, которые подразделяют оползневые процессы по происхождению и механизму движения. В этих классификациях обособляется различное количество типов оползневых смещений, и они имеют различные названия. Обобщение классификаций позволяет выделить среди оползневых процессов следующие основные их виды: оползни срезания, оползни скольжения, оползни выдавливания и оползни-потоки. Помимо этих видов выделяются еще специфические, или особенные, оползни: проседания, выплывания и разжижения, а также сложные виды оползневых смещений.

Оползни срезания – один из наиболее распространенных типов оползней на территории Беларуси. Развиты в осадочных песчано-глинистых породах, например, в моренных, искусственных намывных или насыпных сооружениях и др. По-другому такие оползни называются блоковыми, или *оползнями срезания* (Рзаева, 1969), инсеквентными, а если в склонах, сложенных однородными породами, то асеквентными (Саваренский, 1939), или *оползнями вращения* (Варнес, 1981). Оползни срезания образуются на относительно высоких и крутых склонах. Деформации пород развиваются вследствие регрессивного изменения напряженного состояния и «мгновенной» потери прочности. Основной деформирующийся горизонт обычно представлен глинистыми, песчано-глинистыми отложениями преимущественно полутвердой и твердой консистенций средней и высокой степеней уплотнения и литификации. Поверхность оползневого скольжения выражена четко, в продольном сечении оползня имеет преимущественно

Репозиторий ВГУ

вогнутую, приближающуюся к круглоцилиндрической, или криволинейную неправильную форму, иногда вид ломаной линии. Эта поверхность может либо срезать пласты различного литологического состава под разными углами (инсеквентный оползень), либо формироваться в однородной толще (асеквентный оползень). Для оползней срезания характерна большая глубина захвата пород склона. Эти оползни пользуются широким распространением на высоких склонах долин Днепра, Западной Двины, Немана и их крупных притоков, холмов и возвышенностей, глубоких оврагов (например, в Витебске, Гродно, Мозыре и др.), а также на отвалах вскрышных пород (карьер «Гралево») и насыпях (рис. 4.40).

а

б

Рис. 4.40. **Оползни срезания на склонах оврагов, сложенных водно-ледниковыми пылеватыми песками в Гродно (*а*) и моренными супесями в Мозыре (*б*)**
(по http://news.21.by, 2014; http://news.tut.by, 2016)

Репозиторий ВГУ

Оползни скольжения связаны с различными по составу, возрасту и генезису скальными и полускальными породами. Иначе они называются *оползнями соскальзывания* (Золотарев и др., 1970), консеквентными (Саваренский, 1939) или *оползнями по предопределенной поверхности* (Заруба, Менцл, 1979). Основным условием образования этого типа оползней является наличие в склоне поверхностей ослабления, падающих в сторону склона под углом, меньшим угла склона. Оползни скольжения возникают, когда общее сопротивление сдвигу при природном нормальном напряжении на поверхности смещения меньше суммарных сдвигающих сил. Оползни скольжения образуются в моноклинально залегающих слоистых осадочных и метаморфических горных породах, имеющих падение в сторону склона. Такие оползни формируются в интрузивных, эффузивных и метаморфических комплексах пород с развитыми в них системами тектонических разрывов и трещин, которые падают в сторону склона. В отдельных случаях к оползням скольжения могут быть отнесены смещения делювиальных накоплений или пород зоны выветривания по наклонной поверхности неразрушенных пород. В условиях Беларуси данный тип оползней развития не получил.

Оползни выдавливания образуются в результате скола, отседания и смещения крупных блоков плотных однородных или слоистых пород вследствие вязкопластического течения подстилающего относительно слабого пласта и его выдавливания под весом перекрывающей толщи. Обычно эти оползни имеют характерный ступенчатый рельеф в верхней половине за счет отчленения новых и новых блоков, постепенно смещающихся вниз по склону. Чаще всего основной деформирующийся горизонт сложен глинистыми породами пластичной и полутвердой консистенции, слабой и средней степени уплотнения и литификации, залегающими в склоне или его основании. Смещение происходит во всем объеме основного деформирующегося горизонта, поэтому поверхность смещения выражена нечетко. На территории Беларуси оползни выдавливания встречаются на склонах долин крупных рек (например, участки «Могилев», «Лоев-Северный», «Соловьев хутор» на правобережье Днепра), на побережьях водохранилищ, а также карьерах, преимущественно затопленных и выведенных из эксплуатации (рис. 4.41).

Оползни-потоки – наиболее часто встречающийся тип оползней на территории страны. Иначе эти оползни называются деляпсивными (Павлов, 1903), консистентными (Родионов, 1939), *оползнями течения* (Варнес, 1981), пластическими (Ломтадзе, 1977), *вязкого течения* (Тихвинский, 1988). Оплывинами и сплывами называются оползни этого типа, но небольшого объема.

Оползни-потоки сложены, как правило, водонасыщенными глинистыми, пылеватыми и обломочно-глинистыми массами. Они возникают при увлажнении их образующих пород дождевыми, снеговыми, подземными

Репозиторий ВГУ

или хозяйственными водами, в результате чего, из-за снижения прочности, обломочно-глинистые массы начинают под действием силы тяжести двигаться как вязкопластическое тело по заранее подготовленным или сформированным в процессе смещения поверхностям. Насыщение грунтов дождевыми или талыми водами вызывает периодическую активизацию оползней течения в определенные сезоны года.

а

б

Рис. 4.41. **Оползни выдавливания на склоне долины Днепра в Могилеве (*а*) и бортах карьера «Хмелевские пруды» в Заславле (*б*)**
(по http://www.ctv.by, 2013; http://sputnik.by, 2015)

Репозиторий ВГУ

Состав и влажность масс движущихся оползней-потоков различны и зависят от литологии пород, в которых они формируются. Необходимыми условиями для формирования этих оползней являются склон крутизной 12–15°, наличие постоянно пополняющегося источника рыхлого материала и его обводнение. В оползневое смещение часто вовлекаются отложения элювия, делювия, а также древних оползневых накоплений, расположенных на склоне. По своим морфологическим признакам, глубине и скоростям смещения оползни этого типа весьма разнообразны. Ими часто захватываются значительные площади земной поверхности. Однако глубины смещения редко превышают 1–3 м, а объемы единичных оползней обычно не более десятков или сотен кубических метров. Скорости перемещения масс колеблются от нескольких сантиметров в сутки до метров в минуты. Эти оползни пользуются широким распространением на подмываемых склонах речных долин, в бортах оврагов, стенках карьеров, на отвалах вскрышных пород и различных насыпях, в том числе дорожных (рис. 4.42).

Рис. 4.42. **Оползень-поток на левом склоне оврага Гапеевский по Московскому проспекту в Витебске** (фото А.Н. Галкина, 2008)

Из специфических видов оползневых процессов на территории Беларуси получили развитие лишь оползни выплывания. Они образуются в результате либо суффозии, либо гидродинамического выпора. Суффози-

Репозиторий ВГУ

онные оползни представляют собой смещение продуктов обрушения суффозионных ниш, сложенных однородными или слоистыми породами, вследствие выплывания песчаных и пылеватых отложений при высоких гидравлических градиентах, а также выноса воднорастворимых солей. Основной деформирующийся горизонт обычно сложен водонасыщенными пылеватыми и песчаными грунтами, находящимися в текучем состоянии, а также проницаемыми породами, засоленными водорастворимыми солями, залегающими на склоне или в его основании. Поверхность смещения не выражена, поскольку она происходит во всем объеме основного деформирующегося горизонта. Такие оползни можно часто наблюдать в глубоких оврагах, дренирующих подземные воды.

Оползни гидродинамического выпора образуются на участках развития тонкозернистых пылеватых песков, содержащих органоминеральные коллоиды, при резком возрастании в этих зонах гидродинамического давления и переходе пород в плывунное состояние. Под влиянием деформации в песках начинает разрушаться вышележащая толща, появляются многочисленные трещины, разбивающие породы на блоки, которые оседают и движутся с запрокидыванием в сторону выпора. Зарождение процесса оползания, связанного с проявлением плывунных свойств грунтов, происходит, как правило, при подмыве рекой или размыве волнами озер или водохранилищ пород, экранирующих плывунный слой.

Изучение и прогноз динамики оползней. Методика изучения процессов оползнеобразования предполагает выполнение ряда инженерно-геологических работ, направленных на: а) установление количественных характеристик оползней, б) количественную оценку и прогноз устойчивости оползневых склонов.

Первое направление ориентировано, главным образом, на получение показателей, характеризующих: 1) формы проявления оползневых процессов, 2) распространение оползней (интенсивность их проявления), 3) развитие этих процессов во времени, динамику или скорость (активность проявления).

В соответствии с этим в полевых условиях при проведении съемок или обследований различных масштабов, а также при дешифрировании аэрофотоснимков, топооснов и других графических материалов на оползневых участках определяют линейные, площадные и объемные размеры оползней, количество и размеры оползневых блоков или ступеней в пределах конкретного оползня, количество и размеры оползневых трещин (их длину, ширину и глубину). По существу, это первичные показатели, являющиеся исходными для составления расчетных параметров.

Располагая первичной информацией, рассчитывают площадной коэффициент пораженности территории оползневым процессом (как отношение суммарной площади всех форм к общей площади участка, в %). В зависимости от масштаба исследований (региональный или локальный)

Репозиторий ВГУ

определяют площадь вновь образовавшихся, активизировавшихся или активных оползней; рассчитывают площадной коэффициент оползневой активности (отношение числа активных оползней к общему их количеству на данной территории), величину смещения оползня или отдельных его частей (блоков, ступеней), максимальную и среднюю скорость смещения оползня, объем сместившихся масс за год (лет), месяц, декаду или сутки.

Второе направление работ по изучению оползней ориентировано на количественную оценку и прогноз устойчивости склонов с учетом факторов развития оползневых процессов.

Различают локальные и региональные методы оценки и прогноза устойчивости склонов.

Локальные методы используются для оценки и прогноза устойчивости на конкретных участках в пределах изучаемых склонов. Эти методы являются основными при составлении инженерно-геологического обоснования застройки и других видов хозяйственного освоения склоновых территорий.

Региональные методы предназначены для выявления и прогноза степени распространенности оползней для значительных по площади зон (или групп участков), выделенных на рассматриваемой обширной территории, причем каждая зона (группа участков) должна иметь относительно однородный комплекс факторов оползнеобразования. Положение конкретных оползней в пределах каждой указанной зоны (группы участков) региональными методами не устанавливается. В практике изысканий региональные методы могут использоваться для обоснования перспективных планов хозяйственного освоения больших по площади территорий, характерных наличием оползневых процессов. В качестве вспомогательных региональные методы могут применяться также при крупномасштабном инженерно-геологическом районировании оползневых склонов.

Перед количественной локальной оценкой и прогнозом устойчивости склонов всегда проводится качественная оценка наличия или возможности развития оползней того или иного типа. При этом, как правило, применяются историко-геологические методы, оценка оползневого риска и методы аналогии с учетом генезиса, возраста, стадии формирования и морфологии склона (Клименко, Пахомов, 1991).

В результате историко-геологического анализа оползневые и оползнеопасные склоны районируются по степени относительной устойчивости с выделением устойчивых, условно устойчивых и неустойчивых участков; определяются основные оползнеобразующие факторы и генеральные направления противооползневой защиты. Оползневый риск оценивается по коэффициенту оползневой пораженности территории.

Наиболее простым из методов аналогий является сравнительно-геологический метод Е.П. Емельяновой, разработанный и достаточно

Репозиторий ВГУ

обоснованный для областей с горизонтальным залеганием слоистых или однородных глинистых пород.

Локальная оценка и прогноз устойчивости склонов расчетными количественными методами предполагают наличие следующих исходных данных:

– геологические разрезы по наиболее характерным расчетным створам, составленным при соотношении вертикального и горизонтального масштабов 1:1; на разрезах должны быть показаны профиль рельефа, границы инженерно-геологических элементов с относительно однородными по литологии и свойствам породами; положение поверхностей и зон ослабления в массиве (тектонические зоны дробления, зоны выветривания, поверхности и зоны смещения старых оползней, контакты слоев, прослои слабых пород и т.п.); границы распространения оползневых накоплений; положение уровня подземных вод и границы обводненных зон; сведения о типах существующих или предполагаемых оползней по механизму, положение границ оползневых или оползнеопасных участков в плане;

– сейсмические условия территории;

– места приложения и величины антропогенных статических и динамических нагрузок (от зданий, сооружений, проходящих транспортных средств и т.п.);

– гидравлические градиенты и величины напоров подземных вод;

– расчетные и нормативные показатели ряда физико-механических свойств пород, участвующих в оползневых смещениях и несмещенных (естественная влажность, плотность, плотность частиц грунта; сцепление и угол внутреннего трения, определенные по методике, наиболее полно моделирующей работу грунта в природных условиях; иногда требуется установление показателей сжимаемости и прочности на раздавливание).

Для количественной оценки и прогноза устойчивости склонов разработаны и широко применяются расчетные методы, основанные на определенных физических моделях оползневого процесса с применением математического аппарата. При этом рассматриваются условия предельного равновесия, наблюдающиеся перед оползневым смещением и сразу после него. Существует достаточно большое число методических решений и приемов расчета устойчивости склонов, критическому обзору которых посвящены специальные работы (Методическое .., 1968; Тихвинский, 1984).

Наиболее распространены и широко применяемы в практике методы «равноустойчивого» откоса В.В. Соколовского, равнопрочного откоса (метод F_p) Н.Н. Маслова; метод, основанный на принципе круглоцилиндрической поверхности скольжения, впервые предложенный в 1962 г. В. Феллениусом, а затем в различных модификациях применявшийся многими другими учеными (К. Терцаги, М.Н. Гольдштейном, Г.Л. Фисенко и др.); методы, основанные на предположении, что форма поверхности смещения предопределена условиями геологического строения склона

Репозиторий ВГУ

(методы прислоненного откоса или алгебраического сложения сил И.В. Федорова, Н.А. Цытовича, А.М. Демина; метод горизонтальных сил Маслова–Берера; метод многоугольника сил Г.М. Шахунянца и др.).

Подавляющее большинство расчетных методов оценки устойчивости склонов разработано для плоской задачи, не учитывающей условия равновесия по боковым граням расчетных отсеков и боковым поверхностям смещения всего оползневого массива. В условиях плоской задачи рассматривается равновесие элементарного отсека шириной в единицу длины (обычно 1 м), ограниченного вертикальными поверхностями. Силы, действующие по боковым граням этого отсека, принимаются равными нулю.

Большая часть инженерных методов расчета устойчивости склонов разработана применительно к оползням скольжения (срезающим и консеквентным). Эти же методы с известными допущениями можно использовать для оползней выдавливания, некоторых подтипов оползней проседания.

Для случаев нарушения устойчивости склонов оползнями других типов (течения, выплывания, внезапного разжижения) общепринятых методов нет. Существуют лишь частные методические предложения (Тихвинский, 1984, 1988).

В качестве критерия оценки степени устойчивости склона применяется количественный показатель – коэффициент устойчивости $K_у$ (коэффициент запаса устойчивости), который определяют из отношения удерживающих сил к сдвигающим.

К сдвигающим силам наиболее логично отнести алгебраическую сумму тангенциальных составляющих веса отсеков (положительных при уклоне подошвы отсека по падению склона и отрицательных при обратном уклоне), а также сейсмические, гидростатические и гидродинамические (фильтрационные) силы.

К удерживающим силам обычно относят сопротивление сдвигу и тангенциальные силы, действующие в отсеках с обратным уклоном линии оползневого скольжения.

Склон считается устойчивым, если $K_у > 1$; при $K_у = 1$ склон находится в условиях предельного равновесия (в начале или после завершения оползневого процесса).

При строительном освоении склона величина $K_у \geq K_{у.\ доп}$, где $K_{у.\ доп}$ – допускаемая величина $K_у$; $K_{у.\ доп} = (n_с \times K_н) / m$; $n_с$, $K_н$, m – коэффициенты сочетаний нагрузок, надежности и условий работы соответственно, которые определяются нормативными документами для проектирования зданий и сооружений, а также инструкцией по проектированию и строительству противооползневых и противообвальных защитных сооружений (СН 519–79). Допускаемый коэффициент устойчивости склона $K_{у.\ доп} \geq 1{,}2$.

Репозиторий ВГУ

Специальные расчетные методы разработаны также для определения других количественных характеристик оползневого процесса: глубины и удаленности от бровки склона вертикальной трещины отрыва при образовании срезающих оползней; критической глубины подошвы слабого слоя при образовании консеквентных оползней скольжения; предельной высоты прибровочного уступа при образовании оползней выдавливания; положения наиболее опасной круглоцилиндрической поверхности скольжения; прогноза изменения коэффициента устойчивости; предельной высоты вертикального откоса; длины зоны формирования суффозионного оползня и др.

Следует отметить, что универсальных расчетных методов нет. Выбор наиболее достоверного метода во многом будет определяться предварительной качественной оценкой условий развития оползневого процесса с помощью историко-геологических и сравнительно-геологических методов (Клименко, Пахомов, 1991).

Мероприятия по инженерной защите территорий от оползневых процессов. Локализация оползнеобразования – чрезвычайно трудная задача, решение которой связано с большими затратами. Проектирование всего комплекса противооползневых мероприятий должно базироваться на детальном анализе причин процесса и условий, в которых он протекает. Все противооползневые мероприятия должны отвечать следующим основным требованиям: эффективность; технологичность устройства защитных сооружений и их эксплуатации; долговечность; надежность.

При рассмотрении эффективности противооползневых мероприятий следует учитывать как техническую, так и экономическую стороны. При оценке технической эффективности локализации процесса оползнеобразования рассматривается вероятность обеспечения устойчивости склона при реализации предлагаемого мероприятия. Кроме технической эффективности необходимо принимать в расчет и экономическую целесообразность реализации того или иного мероприятия. Оползневой процесс протекает, как правило, в результате действия нескольких причин и в различных условиях, поэтому основные меры по его локализации должны носить комплексный характер (Королев, 2013).

Среди многочисленных мер по предотвращению нарушения устойчивости склонов в результате проявления оползневого процесса выделяются пассивные и активные мероприятия. Первые из них направлены на повышение значимости факторов сопротивления, влияющих положительным образом на степень устойчивости склонов, и носят охранно-ограничительный характер; вторые – способны воздействовать на основную причину оползня путем полного пресечения или некоторого ослабления ее действия.

К *пассивным* охранно-ограничительным мероприятиям относят:

– запрещение подрезки оползневых склонов и устройства на них всякого рода выемок;

Репозиторий ВГУ

– недопущение различного рода подсыпок, как на склонах, так и над ними, в пределах угрожающей полосы;

– запрещение строительства на склонах и на указанной полосе сооружений, прудов, водоемов, объектов с большим водопотреблением без выполнения конструктивных мероприятий, полностью исключающих утечку воды в грунт;

– ограничение в необходимых случаях скорости движения транспорта в зоне, примыкающей к оползневому участку;

– охрана древесно-кустарниковой и травянистой растительности;

– запрещение неконтролируемого полива земельных участков, а иногда и их распашки;

– залесение оползневых территорий и др.

Осуществление этих противооползневых мероприятий не связано с устройством каких-либо инженерных сооружений и проведением трудоемких работ. Эффект от них может быть получен не сразу. Тем не менее осуществление этих мероприятий необходимо едва ли не в большей мере, чем активная защита.

В отличие от пассивных *активные* противооползневые мероприятия требуют устройства инженерных сооружений или применения технических средств. В зависимости от сложности инженерно-геологических условий, ценности существующих и проектируемых объектов, экономического значения и перспектив использования оползневых территорий рекомендуется применять следующие меры, направленные на устранение активных причин, вызывающих оползни на склонах:

– дренирование подземных вод;

– регулирование поверхностного стока;

– защита берегов от размыва;

– создание механического сопротивления движению грунтовых масс;

– изменение физико-механических свойств грунтов склона.

Дренирование подземных вод. Подземные воды вызывают или вынос частиц грунта (суффозия, плывуны), или скольжение вышележащих напластований по увлажненной поверхности. Поэтому для предохранения грунтов от вредного действия увлажнения следует предотвратить поступление подземных вод к оползневым склонам. Помимо этого, часто приходится осушать непосредственно оползневый массив.

Эффективная борьба с оползнями может осуществляться только при одновременном перехвате вод выше оползня и осушении только при одновременном перехвате оползневого массива.

Дренажные сооружения для радикального перехвата подземных вод располагают выше оползня, на достаточном расстоянии от границы оползня. Сброс воды из дренажных сооружений нельзя осуществлять через оползневую зону. Водосборные сооружения должны закладываться на устойчивых участках в обход оползневого массива.

Репозиторий ВГУ

Перехват и отвод поверхностных вод являются необходимыми мероприятиями при любом типе оползней. Следует различать мероприятия по перехвату ливневых и талых вод перед оползневой зоной с отведением этих вод в обход оползневого массива и отвод поверхностных вод непосредственно с оползневых склонов (рис. 4.43).

Системой лотков и открытых канав, путем вертикальной планировки территории, а в некоторых случаях и обвалования поверхностная вода перехватывается и отводится от оползневого склона. Дороги на склонах также могут являться водоотводными сооружениями. Отвод воды непосредственно оползневых склонов является сложной задачей в связи с трудностью обеспечения устойчивости водоотводных сооружений. Подвижка земляных масс может быстро разрушить лотки, и воды начнут поступать в грунт. В целях предотвращения разрушения лотков при подвижках грунта следует применять лотки специальных конструкций (например, телескопические).

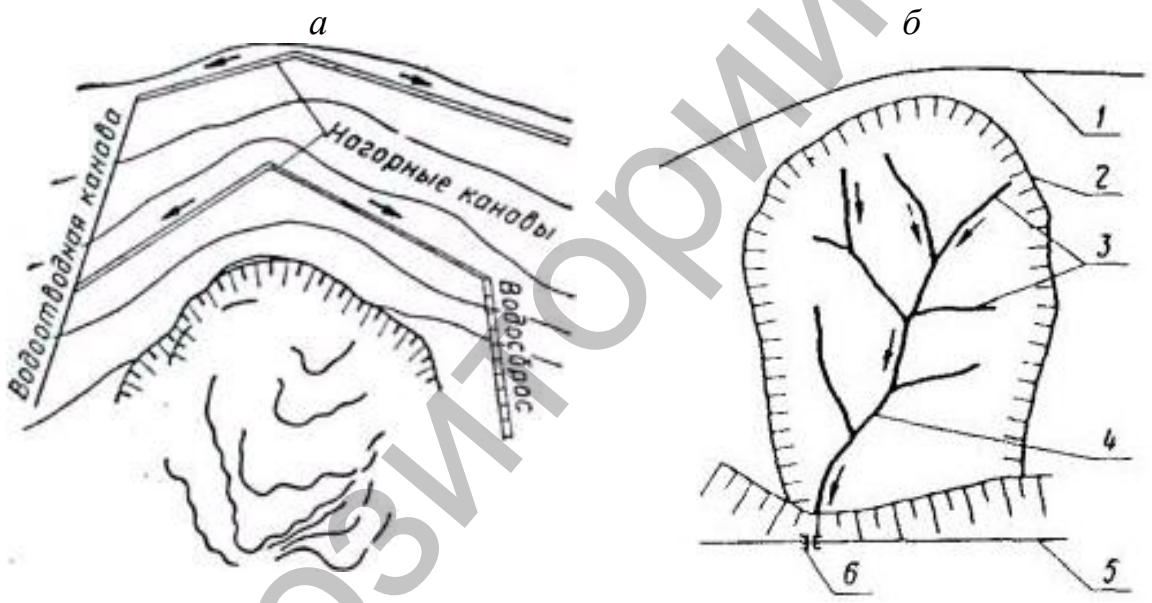


Рис. 4.43. **Схемы размещения водоотводных канав а) в обход оползня и б) в пределах оползневого массива** (по Рекомендации .., 1974).
1 – нагорная (ограждающая) канава; *2* – граница оползневого массива; *3* – канавы-собиратели; *4* – магистральная водоотводная канава; *5* – ось пути; *6* – водопропускное сооружение

К мерам *механического сопротивления оползневым явлениям* относят перераспределение земляных масс на оползневых склонах (полный съем оползневых масс, срезка активной части оползня, планировка склона и его террасирование), а также устройство:

– подпорных стенок – на сравнительно небольших оползнях, на склонах при нарушении их устойчивости в результате подрезки и подмыва;

Репозиторий ВГУ

– контрбанкетов – у подошвы действующего или потенциального оползня, своим весом препятствующих смещению земляных масс;

– контрфорсов, врезающихся подошвой в устойчивые слои грунта и удерживающих грунт склонов и откосов от смещения;

– свайных рядов – для укрепления оползневых склонов в период временной стабилизации оползней, имеющих относительно малую мощность смещенного тела;

– сплошных свайных, или шпунтовых, рядов (тонких стенок) (устанавливаются реже других удерживающих сооружений вследствие их высокой стоимости).

На рис. 4.44 в качестве примера показана схема проектного решения по обеспечению устойчивости земляного полотна на оползневом склоне, предусматривающая перераспределение земляных масс на склоне, устройства контрбанкета и нагорного дренажа.

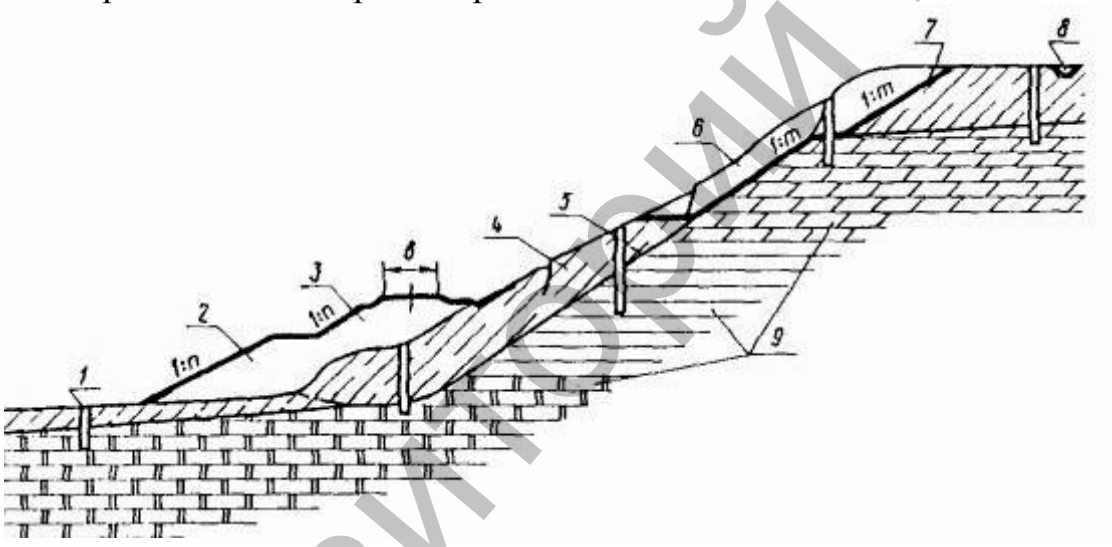


Рис. 4.44. **Схема проектного решения по обеспечению устойчивости земляного полотна на оползневом склоне с частичным удалением оползневого массива, устройством контрбанкета и нагорного дренажа** (по Рекомендации .., 1974).
1 – скважины; *2* – контрбанкет; *3* – проектируемое земляное полотно; *4* – оползневой массив; *5* – вероятная поверхность скольжения оползневого массива; *6* – часть оползневого массива, намеченная к удалению; *7* – поверхность террасированного откоса, подлежащая укреплению от инфильтрации поверхностных вод; *8* – нагорная канава; *9* – скальные породы

При наличии явных плоскостей скольжения и относительно небольших размерах оползня можно создать условия, обеспечивающие торможение земляных масс путем замены грунтов в плоскости скольжения песком («песчаный тормоз»). Для этого в подошве плоскости скольжения устраивают галерею или котлован, от которого через каждые 5–10 м уступами проводятся штреки, заполняемые крупнозернистым песком.

Репозиторий ВГУ

Для защиты от размыва *оползневого склона, расположенного на берегу крупного водоема*, наибольшее распространение получают волноотбойные стенки. Однако при отсутствии перед стенками полосы пляжа они под непосредственным действием волн подмываются и быстро разрушаются. Сооружение стенок отрицательно сказывается на условиях аккумуляции наносов перед сооружением, так как наносы не откладываются на береговой полосе, а выносятся в водоем волнами, отраженными от поверхности стенок.

При сильно развитом размыве, вызывающем разрушение и оползание берега, берегоукрепительные сооружения надо строить в виде береговых стенок, а также бунов и волноломов.

Для обеспечения устойчивости оползневого массива применяются также различные способы *изменения физико-механических свойств грунтов*: а) замораживание грунта; б) цементация трещиноватых пород; в) силикатизация; г) электрохимический способ закрепления глин; д) просушка глин и др.

Следует отметить, что, планируя сроки проведения противооползневых мероприятий, необходимо учитывать время года. Например, при срезке грунтовых масс осенью или при долгом пребывании срезанных грунтов открытыми в незащищенном от выветривания состоянии можно только усилить подвижки грунта.

Конструкции противооползневых сооружений должны полностью устранять активные силы, вызывающие оползни, быть простыми и легко осуществимыми.

Для эффективной борьбы с оползнями необходимо комплексное осуществление всех намеченных мероприятий в должной последовательности.

4.4.2. Обвальные процессы

Общие положения. К обвальным процессам относятся собственно обвалы, вывалы, развалы и щебнисто-глыбовые лавины. Собственно *обвалом* называется *отчленение и последующее обрушение с крутых склонов различных по размерам блоков, глыб и массивов горных пород, происходящее с опрокидыванием оторвавшегося массива, его дроблением на более мелкие обломки при ударах и падении и быстрое скатывание их вниз по склону*.

Классификация обвалов может быть произведена по нескольким признакам. Обвалы могут подразделяться по породам, в которых они образуются, – на обвалы в доломитах и известняках, в гранитах и т.д. Другой характеристикой, указывающей на обстановку возникновения обвалов, являются их объемы со следующим примерным разделением: малые – до 10000 м^3; средние – до 100000 м^3; большие – до 0,5–1 млн м^3;

Репозиторий ВГУ

крупные – несколько миллионов кубических метров и грандиозные – десятки и сотни миллионов кубических метров (Золотарев, 1983).

При размерах обвалившихся блоков, не превышающих 100 м^3, явление называется *вывалом*. Под *вывалом* понимается *обрушение, т.е. внезапный отрыв и падение отдельных глыб и блоков горных пород с крутых и отвесных склонов, сложенных твердыми (скальными) или относительно твердыми (полускальными) породами*. Иногда обрушаются отдельные включения глыб, валунов или объемов уплотненных, сцементированных пород, залегающих среди мягких глинистых или рыхлых песчаных отложений (Ломтадзе, 1977).

Развалы представляют собой *нагромождение на относительно пологих склонах щебня и глыб прочных горных пород*. Они образуются при разрушении крупных блоков пород (оползших массивов, останцев и т.п.) на отдельные глыбы в результате процессов выветривания. Сформированные при разрушении такого массива щебень и глыбы смещаются вниз по склону, в результате чего накапливается обломочный материал, имеющий в плане овальную, вытянутую по склону форму.

Щебнисто-глыбовые лавины образуются на крутых склонах и характеризуются быстрым перемещением обломочного материала в виде потока по узкой ложбине. Возникновение щебнисто-глыбового потока обычно является результатом нарушения равновесия накопившихся в верхних частях горного склона обломочных масс, имеющих различное происхождение. Щебнисто-глыбовые лавины возникают внезапно, протекают в течение непродолжительного времени, имеют большую скорость движения (80–90 м/с) и распространяются на значительные расстояния. Внизу скорость потока замедляется, и формируется конус выноса с частичной сортировкой перенесенного материала.

На территории Беларуси обвальные процессы представлены собственно обвалами и вывалами. Происходят они, в основном, на крутых высоких склонах речных долин, овражно-балочных систем, а также в глубоких и больших по площади карьерах (рис. 4.45).

Причины и условия развития обвальных процессов. Основной причиной формирования обвалов служит наличие в прочных горных породах контактов ослабления – слоистости, трещин, разрывов и т.п., по которым развиваются процессы выветривания и разгрузки, что приводит к отчленению блоков пород от основного массива. Образованию обвалов способствуют смачивание поверхностей ослабления подземными и поверхностными водами, уменьшающее прочность массива пород вдоль этих поверхностей, гидростатическое давление подземных вод, заполняющих вертикальные трещины, и активные вертикальные тектонические движения, вызывающие увеличение высоты и крутизны склонов, что способствует концентрации напряжений в породах склона.

Репозиторий ВГУ

Существенное влияние на образование обвалов оказывает сейсмичность, приводящая к увеличению трещиноватости массива и нередко выступающая в качестве инерционной силы, вызывающей обрушение подготовленных к обвалу массивов пород.

Таким образом, на формирование обвалов главным образом влияют: 1) новейшие и современные тектонические движения, поддерживающие контрастность и энергию рельефа; 2) степень расчлененности рельефа; 3) состав, свойства и физическое состояние горных пород, обусловленные их выветрелостью, трещиноватостью и раздробленностью; 4) сейсмичность района, периодически вызывающая массовые нарушения устойчивости горных пород на склонах; 5) обводнение массива поверхностными и подземными водами; 6) климатические факторы, определяющие темп и характер выветривания горных пород; 7) инженерная и хозяйственная деятельность человека, осуществляемая без достаточного учета причин и условий образования обвальных явлений. Подрезка склонов выемками, придание им недопустимо большой крутизны без учета ориентировки поверхностей слоистости, сланцеватости, трещин и других тектонических разрывов, производство взрывных работ там, где это не всегда допустимо, нарушение стока дождевых и талых вод и другие виды деятельности человека создают благоприятные условия для образования обвальных явлений (Инженерная .., 2013).

Рис. 4.45. **Трещиноватые граниты и гранодиориты в бортах карьера «Микашевичи»**
(фото А.Н. Галкина, 2010)

Репозиторий ВГУ

Обвалы происходят на склонах при неблагоприятном сочетании контактов ослабления в массиве пород с поверхностью склона. Например, в случае, когда поверхность, по которой возможно смещение блоков пород, падает в сторону склона под меньшим углом, чем угол склона, или когда две поверхности ослабления падают навстречу друг другу, образуя желоб, обращенный в сторону склона.

Поводом для обвала может послужить землетрясение, а также обильное выпадение атмосферных осадков, сотрясение от взрывов или проезжающего транспорта и даже порыв ветра.

Обвалы проявляются внезапно и порой имеют катастрофический характер. Однако этому событию, как правило, предшествует длительная подготовка массива пород к обрушению. Поэтому обвалы, особенно крупных размеров, происходят сравнительно редко.

Изучение и прогноз динамики обвалов. В инженерно-геологических целях оценка обвальной опасности проводится путем изучения вышеупомянутых природных и техногенных факторов потенциального формирования обвалов на данной территории. Эти исследования следует выполнять путем проведения инженерно-геологических съемочных работ с обязательным использованием плановых и перспективных аэрофотосъемочных материалов и космических снимков.

При оценке обвальной опасности территорий определяют: 1) относительную пораженность территории обвалами, %; 2) площадь обвалоопасных склонов; 3) частоту обвалов, шт./год на км^2.

Важными количественными характеристиками движения глыб на склонах с инженерно-геологических позиций являются скорость их перемещения и дальность их отлета от основания склона. Скорость движения обломков горных пород зависит от крутизны склона. По данным многочисленных наблюдений, на склонах крутизной до 20–25° при обычной поверхности и форме обломков движения их не происходит, они накапливаются. На склонах крутизной 30–60° возникает движение глыб, которые могут в зависимости от характера поверхности склона, наличия растительного покрова, своей формы и других факторов либо разгоняться, либо несколько замедляться. На склонах крутизной более 60° обломки горных пород перемещаются крупными незатухающими скачками (Инженерная .., 2013).

Разрушающая сила обвала и вывала P прямо пропорциональна произведению массы падающих пород на половину квадрата скорости их падения:

$$P = mv^2/2,$$

где m – масса горных пород; v – скорость ее перемещения. Скорость свободно падающих тел v зависит от высоты, с которой происходит их обрушение:

Репозиторий ВГУ

$$v = \sqrt{2gH}\ ,$$

где H – высота откоса; g – ускорение свободного падения.

Следовательно, опасность обвалов и вывалов зависит не только от массы пород, размера образующихся отдельностей, но и от высоты, с которой происходит их обрушение. Наблюдения показывают, что вывалы из откосов, начиная с высоты 10–12 м, почти всегда вызывают повреждения и разрушения полотна дорог (Инженерная .., 2013).

Поскольку массы горных пород при перемещении по склону преодолевают сопротивление, зависящее от характера и крутизны склона, формы и размера обломков, то *скорость перемещения пород* по склону v должна быть в несколько раз меньше скорости свободного падения:

$$v = \sqrt{2gH}\ / K,$$

где K – коэффициент сопротивления склона качению камней.

Существует эмпирическая формула Е.К. Гречищева (1951) для теоретического расчета расстояния отлета камней ($X_т$):

$$X_т = ((\alpha + 45)° / 450) \times H,$$

где α – угол откоса к горизонту (крутизна); H – высота откоса, м.

В.Д. Ломтадзе (1977) предложен коэффициент угрожаемости обвалов и вывалов $K_у = X_ф / X_т$, где $X_ф$ – ширина имеющейся или проектируемой улавливающей площадки, в пределах которой существует угроза от падающих камней.

Если $K_у \leq 1$, то полотно дороги или площадки сооружения находится под непосредственной угрозой вывалов; если же $K_у > 1$ и, исходя из этого, рассчитать $X_ф$, то на этом расстоянии от бровки откоса падение камней и глыб будет неопасным.

Следует заметить, что для количественной оценки опасности обвалов на склонах, включая оценку устойчивости самих склонов, применяют не только расчетные и расчетно-аналитические методы, но и методы аналогий и моделирование.

Результатом всех этих работ должно стать районирование территории по степени угроз обвальных явлений.

На выявленных в процессе съемочных работ обвалоопасных участках необходимо проводить более детальные работы с применением инструментальных методов и фототеодолитных съемок.

Прогноз обвальной опасности склонов составляется, как правило, на базе анализа всего собранного материала и всестороннего учета факторов формирования обвальных явлений. Он включает в себя решение трех вопросов: каков объем предполагаемого обвала, где он произойдет и когда? Если на первые два вопроса ответы можно получить в процессе выполнения

Репозиторий ВГУ

детальных исследований на обвалоопасных участках, то на последний вопрос получить ответ довольно трудно. Поэтому на участках вероятного образования обвальных явлений должен быть налажен мониторинг.

Противообвальные мероприятия. Инженерная защита от обвалоопасности предполагает наличие двух групп мероприятий: профилактических и конструктивных (Королев, 2013).

К *профилактическим мероприятиям* относятся: а) выравнивание склонов; б) обрушение склонов; в) уборка опасных глыб; г) дренаж склонов.

Конструктивные мероприятия включают в себя создание: а) защитных стенок, дамб, галерей; б) контрфорсов; в) укрепление склонов методами технической мелиорации.

4.4.3. Осыпной процесс

Общие положения. Осыпной процесс заключается в отчленении, главным образом при выветривании, от пород обнаженного уступа мелких обломков и щебня с последующим почти непрерывным по времени скатыванием их вниз по склону. На территории Беларуси он наблюдается на крутых (более 40°) склонах различной высоты и сложенных разными, но легко выветривающимися породами, особенно песчаными, глинистыми и др. Часто осыпи приурочены к зонам повышенной трещиноватости и разломам.

В отличие от обвальных осыпные процессы происходят постоянно. В результате в основании склона формируются осыпные шлейфы и конусы, перекрывающие его нижнюю часть сплошным чехлом мощностью до 10 м и более (рис. 4.46). Форма и размеры обломков, слагающих осыпи, зависят от петрографического состава, слоистости и трещиноватости разрушающихся пород склона. В зависимости от крупности и формы обломков крутизна осыпи различна и составляет 32–33° для песчаных осыпей, 35–36° для мелкощебнистых, 38–40° для крупнощебнистых. В старых осыпях наблюдаются сортировка и кольматация обломочного материала в результате процессов вмывания глинистых частиц, привноса водами карбонатов, окислов железа и др.

Среди осыпей выделяют действующие, полузакрепленные и закрепленные. Действующие осыпи характеризуются постоянным перемещением обломочных масс; причем движутся главным образом поверхностные слои, где наблюдается перекатывание и соскальзывание обломков друг по другу. Скорость движения щебнистых масс в осыпном конусе неравномерна; наибольшая их подвижность происходит в периоды дождей и снеготаяния и обычно составляет 10–20 см/год.

Для осыпных отложений характерна сортировка материала – крупные обломки скапливаются в нижней части конуса осыпания, а самые мелкие

Репозиторий ВГУ

преобладают вверху (рис. 4.46, *б*). В связи с этим осыпи чаще всего имеют выпуклую форму, так как угол естественного откоса для крупных обломков выше, чем для мелких.

Поверхность осыпи имеет наклон, соответствующий углу естественного откоса при условии сухого состояния того обломочного материала, из которого образовалась осыпь. При смачивании водой, главным образом атмосферными осадками, вся осыпь в целом или часть ее внезапно приходит в движение, начинает сползать. При этом поверхность осыпи становится более пологой и располагается под углом, отвечающим углу естественного откоса в водонасыщенном или влажном состоянии. Землетрясения вызывают подобные движения даже при сухом состоянии осыпей. Такие движения называют о с о в а м и. Смещение пород при осовах происходит без четко выраженной поверхности скольжения.

а *б*

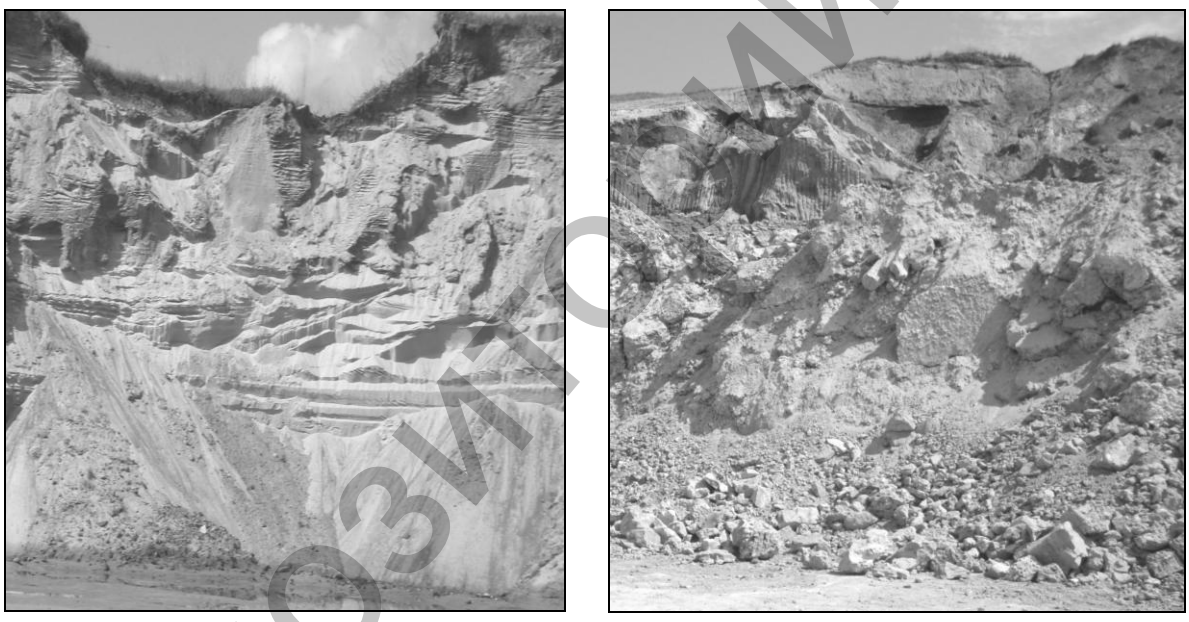


Рис. 4.46. **Осыпи в бортах карьеров: *а*) «Лесковичи» по добыче строительного песка, *б*) «Гралево» по добыче доломита** (фото А.Н. Галкина, 2010)

Изучение и прогноз динамики осыпей, мероприятия по инженерной защите территорий от осыпных процессов. В инженерно-геологическом отношении осыпи приходится оценивать с точки зрения их влияния на дорожные сооружения, так как подвижные осыпи способны перегораживать дороги. Изучение осыпей производится в двух направлениях. Во-первых, путем проведения инженерно-геологических съемок для установления региональных закономерностей размещения осыпей. При съемочных работах необходимо использование

Репозиторий ВГУ

аэрофотосъемочных материалов и космических снимков. Во-вторых, изучаются отдельные осыпи, особенно те, которые угрожают дорожным сооружениям. Устанавливаются размеры осыпи, степень ее подвижности, скорость движения и т.п.

Степень подвижности осыпей характеризуется коэффициентом подвижности осыпи $K_п$, представляющим собой отношение угла поверхности осыпи α к углу естественного откоса материала осыпи φ: $K_п = α/φ$; если $K_п = 1$ – опасное состояние; если $K_п < 1$ – неопасное состояние осыпи.

В отличие от других склоновых процессов осыпи обычно не принимают катастрофических масштабов и редко когда наносят существенные разрушения инженерным сооружениям. Тем не менее в целом ряде случаев необходима разработка инженерной защиты и от этого процесса. Мероприятия по инженерной защите территорий от осыпей осуществляются в следующих направлениях (Королев, 2013):

а) закрепление осыпей производится путем террасирования склона и проведением лесомелиоративных мероприятий, применяется также планировка поверхности осыпи;

б) для защиты дорог от наступающей осыпи в основании склона сооружаются подпорные стенки с обязательной уборкой нижней части осыпи, накапливающейся за подпорным сооружением;

в) на дорогах иногда используются козырьки и галереи для пропуска осыпи над дорожным сооружением.

4.4.4. Крип

Общие положения. Крип (англ. *creep* – ползти, сползать) – это смещение рыхлых грунтовых масс вниз по склону под влиянием периодического изменения их объема, вызываемого колебаниями температуры (*температурный крип*), попеременным промерзанием и оттаиванием (*криогенный крип*), набуханием и усадкой глинистой составной части при увлажнении и высыхании (*гигрогенный крип*) (Геологический .., 1978). Обычно в перемещение вовлекается слой грунта мощностью до 0,5 м на склонах крутизной 3–5° и более. Крип способен развиваться в грунтах разного гранулометрического состава.

Механизм подобного перемещения рыхлого материала можно рассмотреть на примере температурного крипа. Частица грунта, нагреваясь, расширяется. Находясь на наклонной поверхности, она испытывает действие силы тяжести, которая в этом случае может быть разложена на два вектора – один направлен вниз по склону, второй – по нормали к поверхности склона. Расширяясь, частица как бы поднимается ближе к поверхности. Выведенная из состояния равновесия, она успевает переместиться на некоторое расстояние вниз по склону. При понижении

Репозиторий ВГУ

температуры частица опускается, но уже не на то место, с которого она сдвигалась при нагревании. При неоднократном нагревании частица, перемещаясь каждый раз на микроскопически малое расстояние, очень медленно сползает вниз по склону. Механизм движения частицы за счет изменения увлажненности в принципе тот же, добавляется только эффект пластичности грунта. Скорость такого медленного смещения грунтовых масс (при их глинистом или суглинистом составе) составляет 2–10 (до 50–70) мм/год (табл. 4.25). Криогенный крип происходит за счет изменения объема грунта при его попеременном промерзании и оттаивании (Леонтьев, Рычагов, 1988). О наличии на том или ином склоне медленного движения материала в результате крипа можно судить по таким признакам, как изгибание по склону корней растений, стволов деревьев, покосившиеся телеграфные столбы, ограждения и подпорные стенки, и некоторым другим (рис. 4.47).

Таблица 4.25

Обобщенные показатели интенсивности крипа на Русской равнине в зависимости от гранулометрического состава грунтов (по А.П. Дедкову и др., 2008)

Гранулометрический состав грунта	Экспозиция склона			В среднем
	Юго-запад		Северо-восток	
	Крутизна склонов			
	<10°	≥10°	>10°	
Суглинок легкий	–	6,79/2,23 (3)	10,8/2,90 (3)	8,80/2,57 (6)
Суглинок средний	6,70/1,65 (10)	15,0/3,42 (6)	13,9/3,15 (2)	11,87/2,74 (18)
Суглинок тяжелый	9,20/1,70 (4)	15,1/4,32 (11)	27,8/4,80 (5)	17,37/3,61 (20)

Примечание: в числителе – объем перемещенного грунта (см^3/см×год), в знаменателе – результирующая скорость смещения (мм/год); в скобках – количество точек наблюдений.

Согласно натурным наблюдениям на территории Беларуси для крипа свойственна частая смена знака движения по профилю склона и во времени (Современная .., 1991). При этом перемещение грунтов в разные годы на одних и тех же участках может быть направлено в противоположные стороны.

Абсолютные значения скорости в целом прямо зависят от угла наклона, но направление движения не связано с этим показателем и, очевидно, определяется геологическим строением и другими локальными условиями развития данного процесса, которые могут меняться от года к году. Поэтому средние многолетние значения скоростей уступают их величине, измеренной в течение одного года. На рис. 4.33 приведены усредненные значения скорости крипа на территории страны.

Репозиторий ВГУ

Подобный неравномерный характер движения грунтов способствует тому, что на склонах возникают чередующиеся зоны сжатия и растяжения. На участках, где особенно велики напряжения растяжения, может происходить разрыв сплошности грунтов, и в таких условиях формируются террасеты. Данные микроформы рельефа неоднократно наблюдались в пределах Мозырской гряды, на склонах положительных форм рельефа и долин в зоне Центрально-Белорусских возвышенностей и гряд (Современная .., 1991).

Рис. 4.47. **Изгибание стволов деревьев и покосившиеся столбы ограждения на склоне в результате крипа** (по https://www.windowssearch-exp.com, 2016)

Репозиторий ВГУ

На развитие и интенсивность крипа существенное влияние оказывают увеличение крутизны склона, характер растительного покрова (на задернованных склонах интенсивность крипа выше, чем на склонах, занятых лесом и кустарником), отсыпка на склонах тонкодисперсного песчано-глинистого материала, нарушение дренированности склонов и их переувлажнение.

Изучение и прогноз динамики крипа, мероприятия по инженерной защите территорий от крипового процесса. Крип не относится к категории опасных экзогенных геологических процессов, однако его развитие на той или иной территории может создавать условия, осложняющие инженерно-хозяйственную деятельность. Его необходимо учитывать как при строительстве, так и при сооружении горных выработок на склонах. Согласно СНБ 1.02.01–96 «Инженерные изыскания для строительства» при изысканиях в районах развития крипа, как и других склоновых процессов, для предпроектной документации должна проводиться инженерно-геологическая съемка в масштабах 1:5000–1:2000 (на всей территории или ключевых участках), а также стационарные наблюдения. Необходимо устанавливать площадь и глубину захвата склонов процессом, его динамику во времени и пространстве в зависимости от особенностей геологического строения, морфологии склонов, режима подземных и поверхностных вод и других факторов; возможность нарушения устойчивости склонов и степень опасности процесса для объектов строительства.

При изысканиях для проекта инженерно-геологическую съемку следует выполнять в масштабах 1:2000–1:1000, а для зданий и сооружений I и II класса ответственности проводить стационарные наблюдения за развитием процесса, факторами, способствующими его формированию, состоянием и работой сооружений инженерной защиты. Необходимо устанавливать количественную характеристику факторов, определяющих устойчивость склонов, включая очертания поверхностей и скорость смещения масс; оценивать устойчивость склонов в пространстве и во времени в природных условиях, а также в процессе строительства и эксплуатации инженерного объекта; приводить рекомендации инженерно-геологического характера по инженерной защите.

При изысканиях для рабочей документации следует уточнять инженерно-геологические условия и оценку развития крипа с детальностью, необходимой и достаточной для обоснования расчетов устойчивости склонов, инженерной защиты.

Прогноз динамики крипа разрабатывается на основе учета всего комплекса факторов, определяющих развитие этого процесса. При этом используются расчетные методы оценки устойчивости склонов на основе реологических моделей, данные натурных исследований на опытных площадках, а также результаты мониторинга.

Репозиторий ВГУ

Крип, как и другие склоновые процессы, наносит определенный ущерб инженерно-хозяйственной деятельности человека. Поэтому для борьбы с ним применяют превентивные и конструктивные инженерные мероприятия.

К *превентивным мерам*, исключающим развитие крипа в будущем, относятся дренирование склонов и фитомелиорация на склонах.

К *конструктивным инженерным мероприятиям* для борьбы с уже возникшим крипом относят: планировку рельефа местности с выполаживанием склонов; регулирование термо-влажностного режима массива методами технической мелиорации и т.п. (Королев, 2013).

4.5. СУФФОЗИОННЫЙ ПРОЦЕСС

Общие положения. Впервые термин «суффозия» был предложен в конце XIX в. А.П. Павловым, который обозначал им разрушение и растворение минеральных частиц подземными водами. Однако растворение горных пород подземными и поверхностными водами в современной трактовке называется карстовым процессом. В настоящее время существуют две основные интерпретации понятия суффозионных процессов: включающая или исключающая из этого понятия выщелачивание растворимых пород. Сторонники широкого понимания термина «суффозия» выделяют среди суффозионных процессов химическую суффозию (Хоменко, 2003). Такой подход критикует В.Д. Ломтадзе (1977), который считает, что выщелачивание солей – это коррозионный процесс, никакого отношения к суффозии не имеющий, и говорить о химической суффозии неправомерно.

В связи с этим под *суффозией* следует понимать *процесс механического выноса мелких частиц из породы, заполнителя трещин и полостей фильтрационным потоком подземных вод* (Бондарик и др., 2007).

Данному процессу подвержены преимущественно пылеватые и мелкозернистые пески, лессовые и реже пылевато-глинистые грунты. Кроме того, суффозия часто развивается в трещиноватых скальных и полускальных грунтах при выносе тонкодисперсного заполнителя из трещин и карстовых полостей. В глинистых породах, не имеющих крупных сообщающихся друг с другом пор, внутренний размыв породы может происходить по трещинам, образующимся в результате процесса выветривания, или по ходам землеройных животных и корневой системы древесной растительности.

Основными движущими силами, вызывающими развитие суффозии, являются либо большие скорости движения фильтрационного потока, который вымывает частицы грунта, либо возникающее гидродинамическое давление в фильтрационном потоке. Если гидродинамическое давление велико, оно может при соответствующих условиях привести в движение

Репозиторий ВГУ

всю массу грунта. Если оно мало, то в движение приходят только более мелкие частицы породы (Ломтадзе, 1977).

Суффозия бывает контактной и внутрипластовой (рис. 4.48). При контактной суффозии происходит проникновение мелких частиц, выносимых фильтрационным потоком из одного слоя в толщу другого, контактирующего с ним. Внутрипластовая суффозия выражается в переносе мелких частиц внутри слоя или выносом всей массы грунта, вмещающей фильтрационный поток, развивающийся вдоль ослабленных зон (трещины, контакты с другими породами и др.) (Сергеев, 1982). При этом транспортируемый подземным потоком материал может либо аккумулироваться в порах, трещинах и полостях грунтовых массивов, либо выноситься на земную поверхность. Естественно, что механизмы и негативные последствия двух типов суффозионной аккумуляции будут значительно отличаться друг от друга.

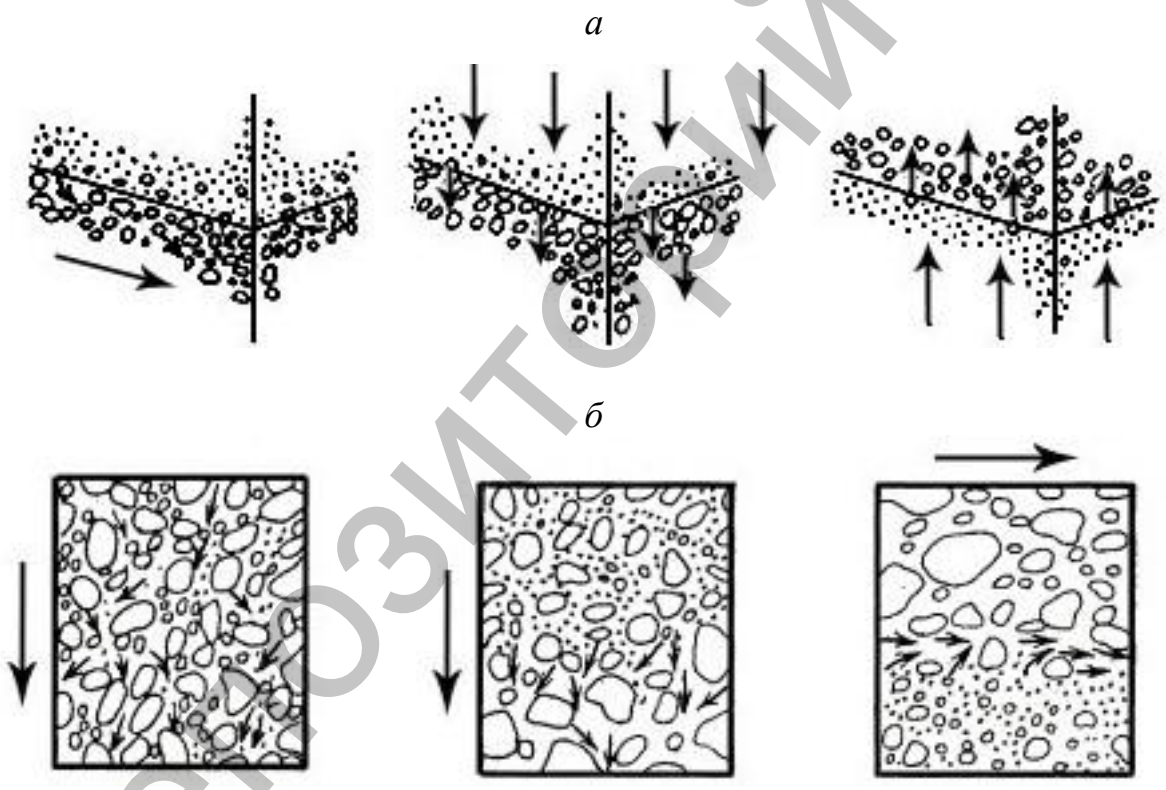


Рис. 4.48. **Контактный (*а*) и внутрипластовый (*б*) суффозионные процессы** (по Рекомендации .., 1991)

Суффозия развивается сравнительно медленно (годы, десятки лет), но широко распространена в природе и проявления ее весьма разнообразны.

Все суффозионные проявления можно разделить на две категории – поверхностные (или открытые) и подземные (или закрытые). Первые представляют собой, как правило, отрицательные формы рельефа, а вторые – структурные элементы массива горных пород.

Репозиторий ВГУ

Поверхностные проявления четко выражены в рельефе и легко поддаются идентификации. В зависимости от строения земной поверхности они принимают различные формы и могут быть как аккумулятивными (конусы суффозионного выноса), так и деструктивными (поноры, провалы, оседания). Склоновые поверхностные проявления суффозии подразделяются на два типа. К первому относятся различные ниши, которые часто сопровождаются аккумулятивными формами в виде шлейфов и языков. Суффозионные ниши иногда достигают крупных размеров, тогда их называют пещерами. Ко второму типу склоновых суффозионных проявлений относятся оползни, которые развиваются, как правило, унаследованно на месте ниш.

Наиболее типичные поверхностные проявления суффозионного процесса – оседания и провалы. Различие между ними состоит в том, что оседания, как правило, не сопровождаются нарушением сплошности земной поверхности, а провалы всегда ограничены резким уступом и имеют форму обращенного вершиной вниз усеченного конуса.

Подземные проявления – это, по сути, структурные элементы массива горных пород. Они подразделяются на четыре типа в зависимости от морфологических особенностей и происхождения: полости (пещеры, тоннели), псевдоплывунные зоны, зоны разуплотнения и зоны дезинтеграции (Хоменко, 2003).

Суффозия часто возникает на склонах речных долин и по берегам водохранилищ. Она нарушает устойчивость склона и тем самым способствует возникновению оползней.

Суффозионные процессы могут резко изменить водопроницаемость грунтов, заполнителя трещин и карстовых полостей и вызвать образование промытых путей и соответственно большие притоки воды в строительные котлованы и подземные выработки или большие потери воды на фильтрацию под плотинами, в обход плотин и т.д. Они зачастую являются причиной различных видов деформации поверхности земли в результате образования западин и воронок проседания, провалов, трещин и др. Такие деформации возникают в грунтах над подземными коммуникациями, полостями, горизонтами и т.д., в зоне которых получает развитие суффозия.

Если суффозия возникает и развивается в основании сооружений, то это может вызвать значительные и неравномерные их осадки, нарушение устойчивости, деформации и разрушения.

Суффозионные процессы часто приводят к нарушению нормальной работы дренажей, фильтров водозахватывающих сооружений, обратных фильтров вследствие кольматажа, т.е. вмывания мелких частиц в поры и пустоты заполнителя дренажей и фильтров, в результате чего их водопроницаемость уменьшается и они выходят из строя (Ломтадзе, 1977).

Суффозия нередко провоцирует формирование различных иных геологических процессов. Систематизация «постсуффозионных» процессов представлена на рис. 4.49.

Репозиторий ВГУ

Взаимодействие суффозионных процессов с объектами промышленного и гражданского строительства часто приводит к серьезному ущербу и даже к катастрофическим последствиям. Так, образовавшийся в 1983 г. в Кургане суффозионный оползень (Тихвинский, 1988), спровоцированный утечками из водонесущих коммуникаций, вызвал разрушение жилого дома и гибель людей.

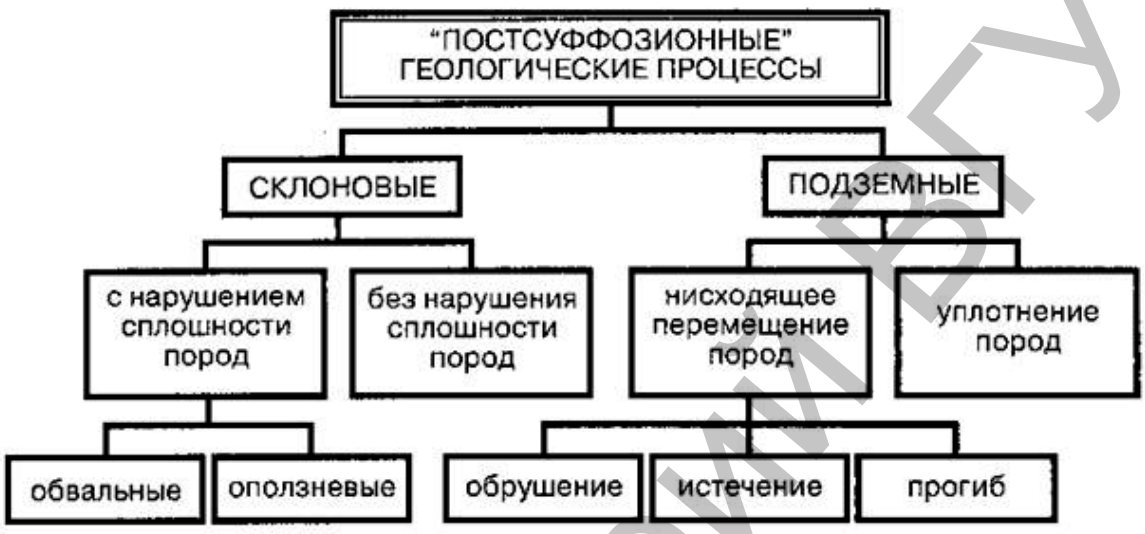


Рис. 4.49. **Классификация «постсуффозионных» геологических процессов** (по В.П. Хоменко, 2002)

В 1986 г. в одном из предместий г. Бразилиа массовое провалообразование, обусловленное суффозией, привело к разрушению более 50 жилых домов (Mendonca et al., 1993).

В восточных штатах США связанная с карстом суффозия, вызванная эксплуатацией подземных вод и сопровождающаяся образованием провалов, начиная с 1940-х годов постоянно разрушает жилые и промышленные здания, объекты инфраструктуры (Newton, Tanner, 1987). Только в 1980 г. ущерб от разрушения товарного склада в г. Россвилл (штат Джорджия) составил 1,4 млн долларов.

Более 100 зданий в одном из жилых районов Еревана испытали в 1970-х гг. деформации в результате суффозии (Арутюнян, Манукян, 1982), причем некоторые из них пришли в аварийное состояние и были снесены.

Условия и факторы развития суффозии. Основной причиной развития суффозионных процессов является силовое воздействие гравитационной воды, свободно движущейся в дисперсных и сцементированных обломочных грунтах и производящей разрушительную работу. В результате этого силового воздействия подземных вод горные породы теряют свою структурную прочность, что приводит к формированию в них ослабленных зон с повышенной пористостью и различных трещин, каверн и полостей. Процесс суффозии развивается лишь тогда, когда подземные воды приоб-

Репозиторий ВГУ

ретают способность к разрушению структурных связей и изменению гранулометрического состава горных пород при наличии или образовании некоторого свободного пространства, куда выносятся разрушенные породы или их отдельные частицы (Хоменко, 2003). В соответствии с этим для развития суффозионного процесса необходимы: 1) определенная неоднородность породы, при которой возможны передвижение более мелких частиц среди более крупных и их вынос; 2) определенные градиенты потока, вызывающие образование повышенных скоростей фильтрации воды или определенная величина гидродинамического давления в породе; 3) наличие области выноса, разгрузки породы от мелких частиц (Ломтадзе, 1977).

Согласно исследованиям Н.М. Бочкова (1936), А.Н. Патрашева (1938, 1945), В.С. Истоминой (1957) суффозия развивается преимущественно в грунтах, у которых коэффициент неоднородности гранулометрического состава больше 20, а гидравлический градиент больше 5, т.е.

$$K_н = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 20;\ J > 5,$$

где d_{60} – контролирующий диаметр частиц; d_{10} – действующий, или эффективный, диаметр частиц.

Так как суффозия возникает при повышенных скоростях движения фильтрационного потока или при повышенном гидродинамическом давлении в горной породе, то при оценке и прогнозе развития этого процесса одни исследователи отдают предпочтение определению скоростей фильтрации потока – размывающих скоростей, другие – определению величины градиентов потока, в зависимости от которых находится величина гидродинамического давления ($D_{гд} = J\,\rho_в$). При оценке влияния скоростей потока на условия развития суффозии часто пользуются данными, приведенными в табл. 4.26. В этой таблице за расчетный диаметр частиц в неоднородном грунте принимается диаметр частиц, с выносом которых и более мелких при соответствующей скорости потока начинается суффозия.

Таблица 4.26

Размывающие скорости водного потока, при которых начинается суффозия
(по Д.Д. Джастину, 1936)

Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин	Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин
5	13,23	0,1	1,83
3	10,37	0,08	1,67
1,0	5,91	0,05	1,31
0,8	5,3	0,03	1,04
0,5	4,18	0,01	0,59
0,3	3,08		

Репозиторий ВГУ

Для определения начальной скорости потока $v_{раз}$, при которой начинается суффозия, нередко пользуются формулой Зихарда:

$$v_{раз} = \frac{\sqrt{K_ф}}{15},$$

где $K_ф$ – коэффициент фильтрации породы, м/с.

Для вычисления скорости, отвечающей началу выноса частиц из слоя, сложенного более мелкозернистыми песками, в смежный слой, представленный более крупнозернистыми разностями, при фильтрации воды снизу вверх применяют формулу С.В. Избаша (1933), экспериментально уточненную Л.И. Козловой (1934):

$$v_{кр} = 0{,}26 d_{60}^2 \left(1 + \frac{1000 d_{60}^2}{D_{60}^2}\right), \text{ см/с}$$

где d_{60}, D_{60} – контролирующие диаметры частиц первого и второго смежных слоев соответственно, мм (Ломтадзе, 1977; Бондарик и др., 2007).

Для определения критических градиентов фильтрационного потока используют практически идентичные формулы К. Терцаги (1933) и Е.А. Замарина (1954). Согласно этим формулам разрушение грунтов восходящим фильтрационным потоком может начаться при градиентах

$$J_р = (\rho_s - 1)(1 - n) \text{ или } J_р = (\rho_s - 1)(1 - n) + 0{,}5n,$$

где ρ_s – плотность частиц грунта, г/см^3; n – пористость грунта, доли единицы.

На основе экспериментальных исследований В.С. Истомина (1948, 1952) выявила зависимость минимальных (безопасных) градиентов фильтрационного потока (при фильтрации, направленной снизу вверх) от степени гранулометрической неоднородности породы (рис. 4.50). Анализ кривой, аппроксимирующей эту зависимость, показывает, что чем больше степень неоднородности гранулометрического состава грунта, тем при меньших градиентах фильтрационного потока начинается суффозия (Бондарик и др., 2007).

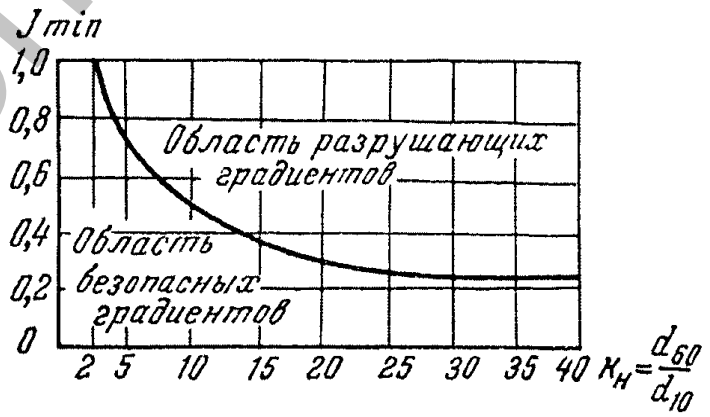


Рис. 4.50. **График зависимости минимальных (безопасных) градиентов от степени неоднородности грунта при фильтрации снизу вверх** (по В.И. Истоминой)

Репозиторий ВГУ

При изучении условий формирования суффозионных процессов необходимо учитывать также различные факторы, влияющие на их развитие.

В пространственном распространении суффозионных процессов главную роль играют состав и строение толщ грунтов. Суффозия не может протекать в скальных массивах при отсутствии в них структурных элементов, сложенных дисперсными грунтами. Она невозможна также в торфах, плотных водонепроницаемых глинах, многолетнемерзлых толщах. Ее развитию благоприятствуют восходящие современные тектонические движения и приуроченность территории к положительным тектоническим структурам (Хоменко, 2003).

Для суффозионных процессов неблагоприятны как недостаток влаги, так и ее избыток. При избытке влаги на слаборасчлененной поверхности начинают доминировать процессы заболачивания. По этой причине оптимальные условия для развития суффозии создаются на границе зон избыточного и недостаточного увлажнения (Казаков, 1981).

Влияние рельефа на пространственное распространение суффозионных процессов имеет более определенный характер. Обстановка для развития суффозии тем более благоприятна, чем более контрастен рельеф данной местности, особенно если такая контрастность обусловлена речной и овражной эрозией. Применительно к присклоновой суффозии эта тенденция очевидна и достаточно четко прослеживается на равнинных территориях (Инженерная .., 2013).

Деятельность землероющих животных однозначно способствует суффозии, в то время как роль растений в ее развитии двойственна. Живые деревья и кустарники укрепляют своими корневыми системами толщи дисперсных грунтов, делая их более устойчивыми по отношению к суффозионным процессам. Однако выгнивание крупных корней мертвых растений приводит к образованию каналов, подготавливающих подземную эрозию. Первая тенденция превалирует в районах с густым, вторая – с редким древесно-кустарниковым покровом.

Суффозия крайне чувствительна к различного рода техногенным воздействиям на геологическую среду, и места ее распространения в значительной мере совпадают с местами концентрированного проявления таких воздействий. В настоящее время во всех индустриально развитых странах мира техногенная суффозия доминирует над природной (Хоменко, 2003).

Суффозия широко распространена в районах добычи полезных ископаемых. Развитие присклоновой суффозии более вероятно при открытой разработке твердых полезных ископаемых, а закрытой – при их подземной разработке (Ломтадзе, 1986). На закарстованных территориях, в пределах крупных депрессионных воронок, сформировавшихся в результате шахтного водоотлива или при эксплуатации месторождений подземных вод, часто отмечается интенсивное развитие закрытой суффозии, проявляю-

Репозиторий ВГУ

щейся на земной поверхности в форме провалообразования (Хоменко, 2003).

Техногенный подъем уровня грунтовых вод также благоприятствует развитию суффозии. Широкое распространение суффозионных процессов наблюдается на подтопленных территориях и в районах орошаемого земледелия.

Суффозия активно развивается на берегах равнинных водохранилищ. Согласно И.А. Печеркину (1969), ее интенсивность падает с удалением от плотины вверх по течению реки и достигает максимума на ранней стадии формирования берегов водохранилища. Чаще всего это суффозия присклонового типа, но в районах покрытого равнинного карста берега водохранилищ разрушаются также и подземной суффозией (Рекомендации .., 1986).

На территориях городов техногенная суффозия часто связана с подземной урбанизацией, со строительными работами, с утечками из водонесущих коммуникаций и эксплуатацией подземных вод для целей водоснабжения (Котлов, 1977). Интенсивность развития этого процесса в каком-либо населенном пункте или его части находится в прямой зависимости от количества жителей, этажности зданий, насыщенности промышленными предприятиями и объектами инфраструктуры.

Распространение суффозионных процессов и явлений на территории Беларуси. На территории страны суффозия один из довольно распространенных экзогенных геологических и инженерно-геологических процессов (рис. 4.51), встречается примерно на 1/4 всей площади республики (Матвеев, 1990). Благоприятные условия для ее развития складываются в пределах равнин и низин (Лучосинской, Горецкой, Могилевской, Костюковичской, Чечерской, Стрешинской, Хойникской и др.), а также возвышенностей (Минской, Новогрудской, Оршанской, Копыльской, Мозырской и др.) с покровом лессовидных образований (Корсакова, 1990; Современная .., 1991). Наиболее характерные последствия ее проявления – западины и блюдца, представляющие собой неглубокие, овальной или грушеобразной, чаще округлой формы понижения (Трацевская, Галкин, 2004). Их можно наблюдать практически во всех районах распространения лессовидных отложений, за исключением Мозырской возвышенности (Корсакова, 1990).

Нередко встречаются западины вытянутой, ложбинообразной формы, у которых длина в 2–3 раза больше ширины. Такие формы характерны для территорий, где мощность лессовидных отложений незначительна. Относительная глубина суффозионных понижений 0,1–1,5 м, иногда 3,0 м. Площадь колеблется от 100 до 20000 м^2 при диаметре (ширина вытянутых форм) от 30–50 м до 100–120 м. Западины часто располагаются в виде цепочек по плоским тальвегам, иногда объединяются в массивы. Количество и размер западин находится в прямой зависимости от мощности лессовидных

Репозиторий ВГУ

отложений (70% общей площади западин приходится на участки с мощностью лессовидных отложений более 4 м) (Галкин и др., 2006).

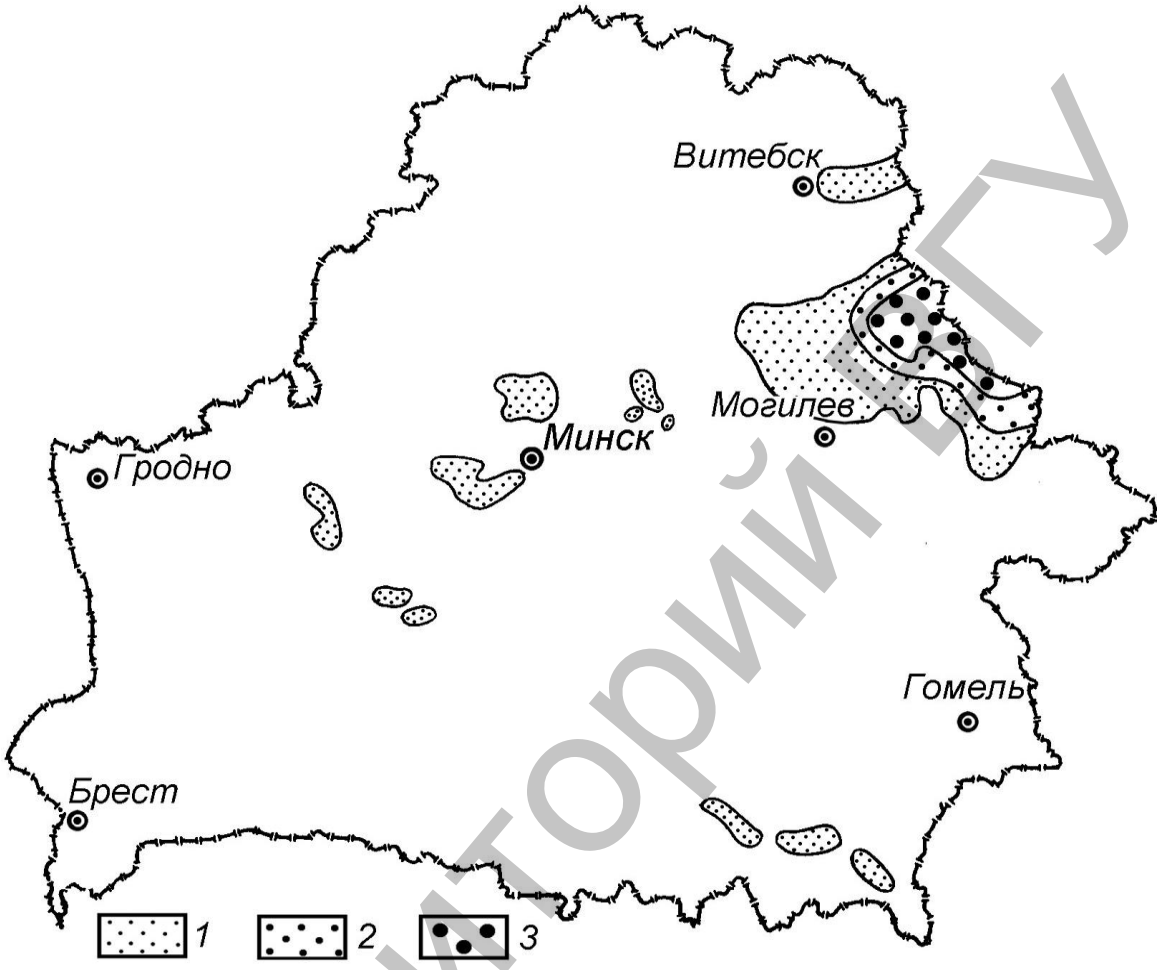


Рис. 4.51. **Схематическая карта развития суффозионных процессов на территории Беларуси** (по Нацыянальны .., 2002).
Плотность суффозионных западин (шт./км^2): *1* – <10; *2* – 10–30; *3* – >30

Интенсивность проявления суффозии во многом зависит и от рельефа. Например, западины отсутствуют на плоских поверхностях с превышением до 1–2 м, при развитии овражно-балочных форм с глубиной вреза до 15–20 м и более, а также на коротких крутых склонах Мозырской гряды и отдельных участков Минской и Новогрудской возвышенностей. В юго-восточной части Минской возвышенности, в пределах Хойникской, Стрешинской, Чечерской и некоторых других равнин и низин из-за малой мощности лессовидных пород (нередко 1 м и менее) суффозионные процессы менее интенсивны, и поэтому количество западин здесь сравнительно невелико, порядка 1–2 шт./км^2. Наибольшая же плотность суффозионных форм (70–80 шт./км^2 и более) приурочена к районам с волнистым (превы-

Репозиторий ВГУ

шения 6–7 м) и полого-волнистым (превышения 2–3 м) рельефом и мощным (до 10–12 м) чехлом лессовидных отложений. Такие условия для развития суффозионных процессов сложились в восточной части Могилевской и на Горецкой равнинах (Корсакова, 1990).

К суффозионным формам относятся также циркообразные ниши, встречающиеся по бортам оврагов, балок, склонам речных долин. Наиболее выражены подобные формы в пределах Мозырской и Новогрудской возвышенностей. Вдоль рек они изредка попадаются на Оршанской возвышенности и Могилевской равнине. Эти образования не отличаются крупными размерами и достигают в поперечнике 4–5 м (Корсакова, 1990; Современная .., 1991).

Активизация суффозионных процессов может привести к образованию колодцев и тоннелей (Корсакова, 1990). Такие формы в Беларуси особенно характерны для Мозырской возвышенности, где они располагаются в верховьях оврагов (Павловский, 1994).

В естественных условиях суффозионные западины преимущественно закустарены и заболочены (рис. 4.52), часто обрамлены березово-ивняковыми зарослями, а в центре заняты осоковыми, осоково-злаковыми и разнотравными ассоциациями. В целях хозяйственного освоения территории с развитием суффозионных форм рельефа малопригодны. Как правило, попытки их мелиорации не приносят положительных результатов.

Рис. 4.52. **Суффозионная западина в районе г. Лоев Гомельской области** (по Инженерная .., 2006)

Репозиторий ВГУ

Техногенная суффозия встречается во всех крупных населенных пунктах Беларуси. Утечки из водонесущих коммуникаций, вскрытие водоносных горизонтов выработками, работа дренажных систем и водозаборных скважин способствуют активному развитию суффозионных процессов. Очень быстро образуются суффозионные провалы при авариях водопроводных и канализационных систем, когда вода вырывается из труб под высоким давлением (рис. 4.53). В этом случае струйный размыв грунтов способен приобретать катастрофический характер. Так, например, в марте 2000 г. по ул. Максима Горького в Витебске из-за прорыва канализационного коллектора, расположенного на глубине 3,5 м под трамвайными путями, образовалась суффозионная воронка глубиной около 1 м и диаметром более 1,5 м. В результате движение трамваев было парализовано на три часа до устранения аварии.

Рис. 4.53. **Прорыв водопроводной трубы, вызвавший суффозионный размыв грунта и обрушение тротуара вблизи Ледового дворца в Гомеле**
(по http://gomel.today, 2013)

Репозиторий ВГУ

В декабре 2013 г. в одном из дворов по ул. Луцкая в Бресте в результате суффозии из-за прорыва водопровода образовалась промоина площадью около 5 м^2 и глубиной более 1 м. Два легковых автомобиля оказались в этой промоине.

Благоприятные условия для протекания суффозии в городах создаются в процессе строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений, когда осуществляется отсыпка песчаных и крупнообломочных пород на слабопроницаемое основание, перекапывание глинистых грунтов, создание поверхностей контакта грунта с различными искусственными материалами и многое другое. Суффозия, возникающая в грунтах отсыпки, особенно в период выпадения большого количества атмосферных осадков, зачастую приводит к деформациям дорог, тротуаров, отмостков, лестниц. Такие явления можно было наблюдать в разные годы в Витебске, Гомеле, Гродно, Жлобине, Минске и многих других городах (рис. 4.54). Суффозионный процесс может также начаться и в засыпанных при планировке городских территорий больших оврагах, поскольку они продолжают служить естественными дренами (Галкин и др., 2003).

Довольно часто суффозионные процессы на территории страны бывают приурочены к отдельным гидротехническим сооружениям (дамбам, плотинам, мелиоративным каналам и т.д.), береговым зонам водохранилищ (Вилейское, Заславское и др.), бортам карьеров по добыче строительных материалов (месторождения «Крапужино», «Веснянка», «Узборье», «Киржи» и др.), промышленным предприятиям и объектам энергетики, а также транспортным магистралям (Колпашников, 2005).

Изучение и прогноз динамики суффозионных процессов. В изучении поверхностных суффозионных проявлений не существует особой специфики, и здесь вполне приемлемы все известные методические и технические приемы, используемые при исследовании поверхностных проявлений других экзогенных геологических процессов: рекогносцировочное обследование местности, инженерно-геологическая съемка, геодезические измерения разового и стационарного характера, дешифрирование топографических карт и аэрофотоснимков. Подобные работы регламентированы СНБ 1.02.01–96 «Инженерные изыскания для строительства» и достаточно подробно охарактеризованы в справочной литературе (Инженерные .., 1982; Справочник .., 1981).

В связи с тем, что на застроенных территориях непосредственное выявление поверхностных суффозионных (и других) проявлений крайне затруднено, большую важность приобретает их косвенная идентификация по данным о состоянии различного рода искусственных покрытий, а также зданий и сооружений. Во многих случаях характер деформаций строительных конструкций позволяет делать вполне определенные выводы об их возможных причинах (Бойко, 1980).

Репозиторий ВГУ

Рис. 4.54. **Деформации тротуаров и автомобильных дорог, вызванные суффозией: *а*) в Витебске вблизи Летнего амфитеатра (2012); *б*) в Минске по улице Могилевской (2014); *в*) в Гомеле вблизи остановки «Парк Фестивальный» (2013); *г*) в Жлобине вблизи гимназии № 1 (2014)** (по http://news.vitebsk, 2012; http://gomel.today, 2013, 2014; http://ont.by, 2014)

Намного сложнее обстоит дело с обнаружением подземных суффозионных проявлений. Ведущая роль здесь принадлежит геофизическим исследованиям, причем для этой цели вполне приемлем арсенал средств, используемых в инженерно-геологическом изучении карста (Рекомендации .., 1986). Перспективно также применение динамического и особенно статического зондирования для поиска зон разуплотнения, полостей, погребенных провалов и замкнутых понижений в кровле скальных грунтов (Хоменко, 2003).

Для прогнозирования суффозии очень важным является обнаружение суффозионных полостей как потенциальных источников провальной опасности, а также полостей иного происхождения, способных сыграть роль области суффозионного выноса вышележащих дисперсных пород.

Эффективным решением этой инженерно-геологической задачи представляется стратегия комплексных исследований с использованием набора разнообразных методов: космоаэрофотосъемки, геофизических, горных и буровых работ, опробования грунтов и др.

Оценка суффозионной опасности для определенных видов хозяйственной деятельности зависит от того, были обнаружены признаки развития суффозии или этого не произошло. В первом случае дается оценка существующей, а во втором – ожидаемой суффозионной опасности.

Оценка существующей суффозионной опасности производится на основе сведений о динамике развития процесса и о его поверхностных проявлениях. Согласно СНБ 2.03.01–98 в качестве показателей, позволяющих выполнить данную оценку, выступают: 1) площадная пораженность территории, %; 2) площадь проявления на одном участке, км^2; 3) объем подверженных суффозии горных пород, тыс. м^3; 4) продолжительность проявления процесса, сут; 5) скорость развития процесса, сут.

Оценка ожидаемой суффозионной опасности базируется на результатах количественного прогнозирования развития суффозии, для которого применяются математические и физические модели разной степени сложности. Однако корректное использование этих моделей в прогностических целях требует серьезного качественного анализа инженерно-геологических условий развития процесса, понимания его механизма и характера его взаимодействия с техносферой. С целью возможной корректировки количественный прогноз всегда должен сопровождаться верификацией, т.е. оценкой его достоверности, за исключением случаев полного отсутствия информации о реальном протекании процесса.

В практике инженерных изысканий для промышленного и гражданского строительства хорошо известен метод прогноза развития некоторых других экзогенных геологических процессов (карст, оползни и др.), оперирующий показателем интенсивности их проявления. При прогнозе данный показатель экстраполируется на будущее, а его численные значения определяют, в основном, по данным стационарных наблюдений за формами проявления этих процессов. Подобный подход вполне применим и к прогнозу суффозии, особенно природного происхождения. Однако следует помнить, что поверхностные суффозионные проявления могут иметь в плане разнообразную форму, не всегда сводимую к кругу или точке. Поэтому в показатель интенсивности их образования на единице площади за единицу времени иногда бывает целесообразно вводить не количество проявлений, а их суммарную площадь в плане или даже суммарный объем. В некоторых случаях удобнее относить показатель интенсивности суффозионного процесса не к единице площади, а к единице длины склона, береговой линии или трассы линейных сооружений (Архангельский, 1987).

Репозиторий ВГУ

На уровне отдельного суффозионного проявления динамика изменения его формы и, в частности, скорость его роста представляют собой исходную информацию для локального экстраполяционного прогноза. В настоящее время существуют детально разработанные и хорошо апробированные методики получения таких данных в ходе стационарных наблюдений за развитием экзогенных геологических процессов (Толстых, Клюкин, 1984), а также за изменениями рельефа земной поверхности и деформациями зданий и сооружений (Григоренко и др., 1992).

Расчетные методы прогноза суффозии, основанные на использовании детерминированных математических моделей, отличаются большим разнообразием, что обусловлено различиями в природе и механизме отдельных видов суффозии и постсуффозионных геологических процессов. Именно поэтому все известные детерминированные математические (геомеханические) модели суффозии разработаны не для процесса в целом, а для прогностического определения параметров его конкретных проявлений или условий протекания генетических разновидностей.

Прогноз суффозии успешно осуществляется и с помощью физического моделирования. Опыт данного моделирования суффозионных процессов в натурных и лабораторных условиях достаточно обширен. Известно, что прогнозы, базирующиеся на натурном эксперименте, отличаются очень высокой достоверностью. Для прогнозирования суффозии натурный эксперимент используют главным образом в гидротехническом строительстве, где его нетрудно организовать, попутно решая другие задачи (Молоков, 1985). Это связано со спецификой возведения и эксплуатации гидротехнических сооружений, которые сами по себе являются источниками интенсивных гидродинамических воздействий на горные породы. При изысканиях для других видов строительства для этой цели могут применяться как стандартные, так и специально организованные опытно-фильтрационные работы (Золотарев, 1990), стационарные наблюдения в ходе искусственного отбора подземных вод (Котлов, 1962) или исследование поведения созданных в полевых условиях крупномасштабных моделей земляных сооружений (Павчич, Балыков, 1976).

В лабораторных условиях максимально приблизиться к натуре удается, используя для моделирования трехмерные (объемные) экспериментальные установки, вертикальные фильтрационно-суффозионные приборы, горизонтальные лотки и пр. Методики позволяют решать целый ряд научных и практических задач для моделирования различных типов суффозии (закрытого и открытого разрушения восходящими и нисходящими потоками, контактного размыва и т.д.), определения суффозионной устойчивости грунтов, их водопроницаемости.

Репозиторий ВГУ

Мероприятия по инженерной защите территорий от суффозионных процессов. Защита от суффозии осуществляется с помощью противосуффозионных инженерных мероприятий общего и специфического характера. Мероприятия общего характера обеспечивают защиту не только от суффозии, но и от других опасных геологических процессов. К ним относятся: архитектурно-планировочные решения, позволяющие на основе предварительных оценок избегать застройки суффозионно опасных участков; использование особых конструктивных элементов зданий и сооружений, обеспечивающих их надежную эксплуатацию даже в случае образования в их активной зоне суффозионных оползней, провалов или оседаний (рис. 4.55); наблюдения за изменениями геологической среды и строительных конструкций, с фиксацией опасных состояний, а также устройство сигнальных систем.

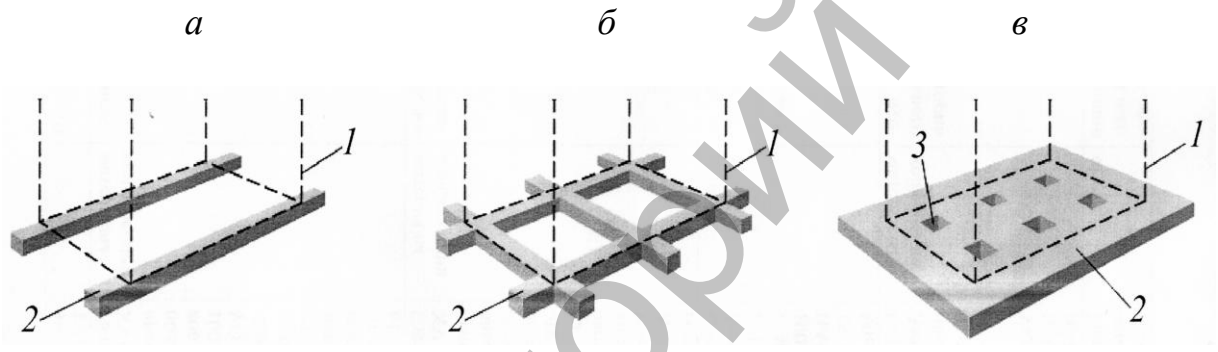


Рис. 4.55. **Основные типы монолитных железобетонных фундаментов, защищающих здания от суффозионных провалов: *а*) ленты; *б*) перекрестные ленты; *в*) плита** (по А.А. Лаврусевичу, В.П. Хоменко, 2012).

1 – контуры здания; *2* – консольные выпуски фундамента; *3* – сквозные отверстия, предназначенные для оперативной ликвидации провала

Мероприятия специфического характера учитывают особенности развития суффозии и формирования ее проявлений. Они включают: 1) воздействия на горные породы, провоцирующие образование опасных суффозионных проявлений, с последующей инженерной подготовкой осваиваемой территории; 2) использование проектных решений, исключающих возможность возникновения данного процесса или формирование его проявлений при эксплуатации хозяйственного объекта, а также удаление суффозионно неустойчивых грунтов из зоны их взаимодействия с объектом; 3) управление суффозионным процессом путем снижения скорости движения подземных вод и их растворяющей способности с помощью искусственного обводнения или осушения грунтов, а также регулировкой работы гидротехнических сооружений и водозаборов подземных вод; 4) создание препятствий развитию суффозии – устройство противофильтрационных и гидравлических завес, водонепроницаемых покрытий, пла-

Репозиторий ВГУ

нировка рельефа и организация поверхностного стока, каптаж источников подземных вод и устройство «обратных фильтров» в зоне их разгрузки, тампонаж трещин и полостей, закрепление грунтов и снижение их проницаемости (рис. 4.56). Специфические противосуффозионные мероприятия первого и второго типов могут осуществляться только в профилактическом порядке, а третьего типа – только в оперативном порядке (Хоменко, 2015).

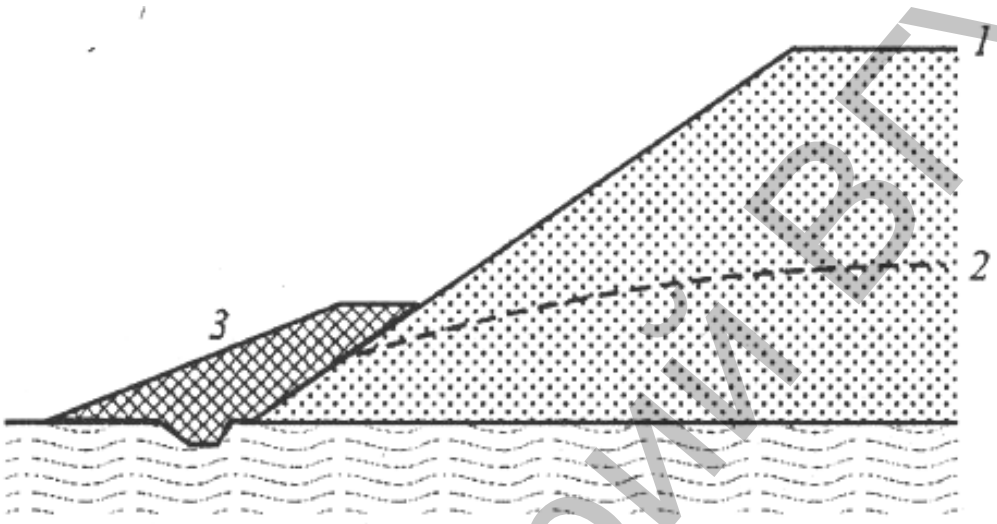


Рис. 4.56. **Схема дренажно-пригрузочного устройства на откосе, подверженном суффозионному процессу** (по Г.К. Бондарику и др., 2007).
1 – искусственный откос; *2* – уровень грунтовых вод; *3* – дренажно-пригрузочная призма

4.6. ПЛЫВУННЫЙ ПРОЦЕСС

Общие положения. Под *плывунностью понимаются полная или частичная потеря несущей способности водонасыщенного дисперсного грунта и переход его в текучее состояние при вскрытии горными и строительными выработками либо при воздействии на грунт динамических нагрузок* (Бондарик и др., 2007). Плывунные грунты ведут себя подобно вязким тяжелым жидкостям.

Плывунность не является специфическим свойством конкретного типа грунта. Плывунные свойства при определенных условиях могут проявлять и пески, и пылеватые суглинки, и супеси, т.е. различные дисперсные грунты, обладающие значительной пористостью. В плывунном состоянии породы ослабляют свои структурные связи, а частицы переходят во взвешенное положение, вызывая разжижение массы.

Анализ причин, которые вызывают переход грунтов в плывунное состояние, позволил А.Ф. Лебедеву (1935) выделить истинные плывуны и ложные (или псевдоплывуны). Под *истинными плывунами* он подразумевал тонко-, мелкозернистые пески, глинистые, с примесью органики и

Репозиторий БГУ

коллоидной фракции, слабофильтрующие, обладающие высокой потенциальной подвижностью за счет тиксотропных свойств.

К *псевдоплывунам* А.Ф. Лебедев относил грунты, не обладающие связностью ни при каких условиях и переходящие в подвижное состояние за счет гидродинамического давления. Они относительно легко отдают воду и при естественном или искусственном снижении гидродинамического давления переходят в устойчивое состояние.

Значение плывунных процессов определяется их последствиями и частотой проявления, зависящей от распространения склонных к ним геологических образований. Плывуны распространены сравнительно широко не только среди четвертичных, но и среди более древних толщ грунтов. Известно много случаев обнаружения плывунов при проходке буровых скважин и котлованов на поймах и первых надпойменных террасах в долинах Волги, Днепра, Дона, Камы и др. Плывуны здесь встречаются в разных горизонтах руслового и в нижних горизонтах пойменного аллювия на глубине от 2–3 до 40–80 м. Залегают они в виде слоев, линз или залежей неправильной формы мощностью до 3–4 м и более, простирающихся на десятки и даже сотни метров. В северо-западных районах Восточно-Европейской платформы плывуны часто встречаются в моренных отложениях в виде внутриформационных линз и неправильной формы залежей мощностью до 4–5 м. В Прибалтике многочисленны примеры распространения плывунов на приморских равнинах среди голоценовых и верхнеплейстоценовых морских отложений (Ломтадзе, 1977). В Беларуси плывуны встречаются среди аллювиальных, озерных, водно-ледниковых и моренных песчано-глинистых отложений, наибольшее распространение они получили в Белорусском Полесье в долинах крупных и малых рек.

Практика вскрытия водонасыщенных рыхлых пород скважинами, строительными котлованами и горными выработками показала, что в некоторых случаях происходят быстрые перемещения этих пород в разных масштабах, в результате чего в скважинах образуются так называемые пробки, осложняющие ведение буровых работ, в горных выработках заполняются большие пространства, а котлованы вообще нельзя проходить в плывунах без выполнения специальных мероприятий (Иванов, Тржцинский, 2001). Встреча с плывуном всегда сопряжена со сложностями, с дополнительными материальными затратами и увеличением сроков строительства того или иного объекта. Можно привести довольно много примеров этому из практики строительства подземных гидротехнических, транспортных и горных сооружений.

Так, в 1930-х годах при проходке котлована Химкинской плотины на р. Химка были вскрыты верхневолжские супеси при угле откоса около 4°. Такой маленький угол был вызван динамическим воздействием бетономешалок, находящихся на левом берегу реки. Впоследствии бетонный завод был переведен в более отдаленное место.

Репозиторий ВГУ

В Ленинграде в 1974 г. при строительстве метро проходили подземную выработку в плывунах на глубине примерно 80 м после их замораживания. Однако, как затем было установлено, на одном из участков эти плывунные пески оказались непромороженными и образовался прорыв. Тысячи кубических метров плывуна быстро заполнили часть готовой выработки, а на поверхности земли образовалась мульда оседания (Ломтадзе, 1977).

При разработке угля в Подмосковном бассейне на глубинах до 100 м были вскрыты прослои и линзы водоносных песков в угленосной толще нижнего карбона, которые превращались в плывунные потоки и заполняли горные выработки. Подобные явления наблюдались и при разработке железных руд КМА подземным способом.

Изложенное выше свидетельствует, что строительные и горные работы часто сопровождаются плывунами, которые являются постоянными спутниками инженерной деятельности человека (Иванов, Тржцинский, 2001).

Причины и условия развития плывунного процесса. Многочисленные исследования (А.Ф. Лебедев, М.Н. Гольдштейн, И.М. Горькова, Л.К. Танкаева, В.И. Осипов, В.Н. Кутергин, П.Л. Иванов, Е.А. Вознесенский и др.) показали, что в основе разжижения грунтов лежит стадийный процесс, включающий в себя:

1) разрушение структуры грунта вследствие динамического или монотонного статического нагружения достаточного уровня;

2) собственно разжижение, т.е. перераспределение напряжений со скелета грунта на поровую воду, возникновение избыточных поровых давлений и, как следствие, снижение сопротивления сдвигу (грунт течет подобно вязкой жидкости, пока действующие сдвиговые напряжения превышают его прочность);

3) восстановление структуры и постепенное уплотнение грунта, момент наступления которого связан с оттоком поровой жидкости и диссипацией порового давления (действующие на грунт нагрузки снова начинают воспринимать минеральный скелет грунта).

Следовательно, основной внешней причиной развития плывунных свойств у грунтов является действие внешних динамических нагрузок как естественного (землетрясения, волноприбой, волновые колебания грунтовых вод, гидравлические удары), так и искусственного генезиса (взрывные и строительные работы, движение транспорта, забивка свай, вибрационное бурение). Исследования В.В. Радиной (1973) показали, что микроорганизмы, населяющие истинные плывуны, оказывают существенное влияние на их минеральный состав, дисперсность, поровое давление. Склонность к плывунности грунтов, содержащих такие микроорганизмы, заметно возрастает.

Репозиторий ВГУ

К внутренним причинам перехода грунта в плывунное состояние следует отнести действие гидростатических и гидродинамических сил в водонасыщенных дисперсных грунтах.

Характерной особенностью грунтов, обладающих плывунными свойствами, является их способность к обратимым переходам из твердого состояния в текучее под воздействием динамической нагрузки при неизменных влажности и температуре, а после прекращения вибрации – самопроизвольное восстановление своего первоначального состояния. Эта способность носит название тиксотропных превращений, или тиксотропии.

Необходимым условием проявления грунтом плывунных свойств является либо полное отсутствие у него структурных связей, либо их резкое ослабление под действием динамических нагрузок. В связи с этим Л.К. Танкаева (1968) выделила следующие типы грунтов, способных проявлять плывунные свойства:

1. Грунты, практически не обладающие структурными связями. Они представляют собой пески, прочность которых обусловлена высоким внутренним трением. Переход их в плывунное состояние связан с резким уменьшением или потерей внутреннего трения при взвешивании частиц в воде. Движение разжиженного грунта вызвано гидродинамическим давлением, обусловленным воздействием фильтрационного потока или возникающего в порах при изменении структуры водонасыщенного грунта, сопровождающегося изменением пористости. Такие грунты получили название дилатантных. Они не обладают тиксотропными свойствами и имеют следующие особенности: малый седиментационный объем, т.е. тот объем, который занимают частицы грунта при свободном осаждении в воде; полное отсутствие свойств пластичности и сцепления; высокое внутреннее трение; резкое возрастание прочностных характеристик под давлением (Бондарик и др., 2007).

Одно из наиболее важных условий, определяющих потенциальную возможность проявления плывунных свойств дилатантного грунта, – степень его плотности, рассчитываемая по формуле

$$D = (e_{max} - e) / (e_{max} - e_{min}),$$

где e_{max}, e_{min} – соответственно коэффициент пористости песка в рыхлом и плотном состояниях; e – коэффициент пористости песка в естественном сложении.

При $0 < D < 0{,}33$ песок находится в рыхлом сложении, при $0{,}33 < D < 0{,}66$ – в среднем, а при $0{,}66 < D < 1$ – в плотном.

Для песков различной крупности степень плотности D, исключающая возможность разжижения, составляет:

– для мелких песков > 0,70;

– для песков средней крупности > 0,65;

– для крупных песков > 0,60.

Репозиторий ВГУ

Большое влияние на степень динамической устойчивости структуры песков оказывают морфологические особенности зерен. Чем меньше степень окатанности зерен песка и процент содержания частиц изометрической формы, тем выше уровень динамической нагрузки, необходимой для перехода грунта в плывунное состояние.

2. Грунты с конденсационно-коагуляционными структурными связями. Это достаточно распространенный тип грунтов, склонных к проявлению плывунных свойств. Жесткие конденсационные связи формируются коллоидными частицами, резко ослабляются в воде и переходят в коагуляционные связи. Прочность коагуляционных связей во многом определяется влажностью. При невысокой влажности прочность глинистых грунтов весьма велика, при достаточно высокой – снижается вплоть до полной утраты сопротивления сдвигу. В некоторых промежуточных интервалах влажности глинистые грунты имеют неустойчивое состояние и легко переходят от диспергации к коагуляции и обратно при динамических воздействиях. В этом интервале значений влажности грунта проявляются его тиксотропные свойства. Внутри этого типа грунтов, в зависимости от гранулометрического состава, выделяются три разновидности:

– песчано-коллоидные плывуны – характеризуются относительно большими размерами кварцевых частиц и слабой связью между крупнодисперсными составляющими грунта и его коллоидной частью. При определенных условиях грунты этого типа способны проявлять либо дилатантные, либо тиксотропные свойства, поэтому могут быть охарактеризованы как дилатантно-тиксотропные грунты;

– пылевато-коллоидные плывуны – водонасыщенные массы, для которых характерны достаточно прочные связи между цементируемыми пылеватыми и глинистыми частицами, что объясняет их ярко выраженные тиксотропные свойства. В то же время при определенных условиях в подобных грунтах может возникнуть относительно высокое внутреннее трение, свойственное дилатантным грунтам под нагрузкой. Одним из таких условий может быть снижение напора подземных вод либо незначительное понижение влажности. Плывуны данного типа часто называют тиксотропно-дилатантными грунтами;

– плывунные глины. В формировании их прочности значительную роль играет сцепление. Переход грунтов этого типа в плывунное состояние возможен в определенном интервале влажности вследствие тиксотропного снижения их связности, причем только при условии, что скорость развития деформаций в плывунной толще будет больше скорости тиксотропного упрочнения, поскольку в противном случае плывунность способна перейти в ползучесть. Плывунные глины – типичные тиксотропные грунты.

Таким образом, истинные плывуны можно охарактеризовать наличием следующих специфических признаков (Полуботко, 1979): а) присутствие фракций размером менее 5 мм в количестве не менее 3%;

Репозиторий ВГУ

б) высокая пористость (40–45%); в) максимальная молекулярная влагоемкость более 4%; г) емкость поглощения от 5 до 12 мг-экв; д) электрокинетический потенциал 22–44 мВ; е) незначительная величина водопроницаемости и водоотдачи; ж) наличие органоминеральных коллоидов; з) тиксотропность; и) зависимость угла естественного откоса от влажности грунта; к) способность терять плывунные свойства при высушивании из-за необратимого свертывания коллоидов.

Следует отметить, что практически все перечисленные признаки присущи большинству глинистых грунтов, поэтому тот или иной грунт может быть отнесен к плывуну, если он обладает комплексом признаков, а не каким-либо одним из них.

Изучение и прогноз динамики плывунов. Прорыв плывунов в строительные или горные выработки либо удаление их при откачке воды из скважин и колодцев, а также при водоотливе из шахт, котлованов и других сооружений вместе с откачиваемой водой часто влечет за собой целый ряд осложнений и опасных деформаций грунтов.

Плывуны существенно затрудняют процесс проходки горных выработок. Как уже отмечалось, при вскрытии плывунных грунтов буровыми скважинами в обсадных трубах могут образовываться пробки. При этом плывун от забоя скважины устремляется вверх по обсадной трубе, обволакивает буровой наконечник и штанги и прочно их схватывает. Такого рода пробки обычно образуются при возникновении значительной разницы в уровнях воды за обсадными трубами и внутри их из-за удаления в процессе бурения части воды вместе с извлекаемыми на поверхность плывунными грунтами. Иногда пробки в буровых скважинах достигают 10–20 м, что приводит к «прихватыванию» бурового инструмента и необходимости извлечения его на поверхность вместе с обсадными трубами. Скорость образования пробки может отражать характер и интенсивность плывунности грунта. Чем быстрее образуется пробка, тем интенсивнее проявляются плывунные свойства грунта (Бондарик и др., 2007).

Почти мгновенное заплывание скважины характерно для плывунов, обладающих дилатантными свойствами. У тиксотропных грунтов подвижность грунтовой массы в отсутствие динамических перегрузок существенно понижена за счет тиксотропного упрочнения. Скорость заплывания скважины в таких грунтах постепенно нарастает в процессе заглубления в плывунный грунт, пока не наступит такая ситуация, при которой интервал времени между подъемом и опусканием бурового снаряда не станет достаточным для перемещения забоя до исходной отметки.

Плывунность грунта при бурении не всегда можно зафиксировать визуально. Если грунт имеет высокое тиксотропное упрочнение, то его плывунность в отсутствие динамической нагрузки может носить скрытый характер. Для того чтобы обнаружить скрытую плывунность грунта с коагуляционными связями, необходимо образцы, извлекаемые из скважины,

Репозиторий ВГУ

испытать с помощью вибрации или встряхивания. Скрытая плывунность при этом проявится, и грунты, обладающие высокой связностью, приобретут текучесть, свойственную тяжелым вязким жидкостям.

Таким образом, полевое изучение плывунности грунта, позволяющее установить наличие плывунных свойств и принадлежность плывуна к тому или иному виду, должно сводиться к следующему (Бондарик и др., 2007):

– наблюдения за интенсивностью заплывания выработок;

– определение консистенции грунтовой массы, заполняющей скважину (плотная пробка, разжиженный грунт);

– реакция образцов, извлеченных из скважины, на вибрационные воздействия;

– определение скорости и обратимости затвердевания грунтовой массы в забое скважины;

– наблюдения за понижением кровли плывуна на участках, где проводится опытное водопонижение, с определением скорости водоотдачи плывунной толщи.

Наиболее детально плывунные свойства грунтов можно изучить с помощью лабораторных методов, которые подразделяются на классификационные определения и эксперименты, моделирующие переход грунта в плывунное состояние.

В качестве лабораторных классификационных определений для плывунных пород рекомендуется метод определения угла естественного откоса песка под водой, который позволяет установить вид плывуна – ложный или истинный. У истинных плывунов после высушивания, прокаливания и последующего увлажнения угол естественного откоса увеличивается, что связано с необратимыми изменениями коллоидной составляющей грунта при высушивании и прокаливании. Для ложных плывунов угол естественного откоса под водой не зависит от предварительного высушивания или прокаливания грунта.

Кроме определения угла естественного откоса устанавливают седиментационный объем грунта, который служит косвенной характеристикой гидрофильности грунта. Гидрофильность в свою очередь связана с минеральным составом глинистых частиц грунта, набором обменных катионов, концентрацией порового раствора. Чем выше седиментационный объем грунта, тем значительнее проявляются его тиксотропные свойства.

Для исследования тиксотропных свойств грунтов применяются ротационные визкозиметры, вибростолы и вибростабилометры.

Среди прогнозных методов оценки возможности разжижения грунтов широко известен метод Н.Н. Маслова (1959), основанный на экспериментальном определении так называемых пороговых, или критических, ускорений $\eta_{кр}$. Критерием отнесения грунта к потенциально разжижаемому при действующих динамических нагрузках служит следующее неравенство:

Репозиторий ВГУ

$$a_g < \eta_{кр},$$

где a_g – максимальное ускорение колебаний, действующее при динамической нагрузке; $\eta_{кр}$ – критическое ускорение колебаний.

Критическое ускорение колебаний определяется по результатам испытания грунта на вибростоле как ускорение, при котором не возникает дополнительных поровых давлений или деформаций грунта. По мнению автора метода, критическое ускорение является природным свойством песка и подлежит экспериментальному определению в каждом частном случае. Никакие аналогии здесь недопустимы.

Наиболее используемый критерий динамической неустойчивости грунтов – потенциал разжижения грунтов (Seed, 1971), определяемый по соотношению средних динамических напряжений сдвига τ_{av} и их критического значения, достаточного для разжижения грунта на разной глубине в течение заданного числа циклов воздействия τ_N. Количественно потенциал разжижения характеризуется фактором устойчивости

$$F_L = \tau_{av} / \tau_N.$$

Условием потенциального разжижения является $F_L < 1$. Величина τ_N определяется экспериментально с применением одного из рассмотренных методов динамических испытаний.

Мероприятия по борьбе с плывунами. Борьба с плывунами сложна, и не всегда принятые меры дают желаемые результаты. В таких случаях приходится отказываться от устройств котлованов и использовать свайный вариант фундаментов или подошву фундамента не доводить до слоя плывунных пород. В выборе метода борьбы важнейшее значение имеет вид плывуна.

Все способы борьбы с плывунами можно разделить на три группы (Ананьев, Потапов, 2000):

– искусственное осушение плывунных пород в период строительства (открытая откачка воды из котлованов, иглофильтры и др.);

– ограждение плывунов путем создания шпунтовых стен;

– закрепление плывунов путем изменения их физических свойств (силикатизация, цементация, замораживание и т.д.).

Для псевдоплывунов применимы все способы борьбы. В борьбе с истинными плывунами можно использовать лишь ограждение, замораживание и электрохимическое закрепление. При проходке подземных выработок применяют повышенное давление, уравновешивающее давление воды плывуна. Для борьбы с тиксотропией глинистых грунтов используются методы технической мелиорации, в частности электроосмотическое осушение глин.

Возможность осушения плывунов зависит от их коэффициента фильтрации. При $K_ф > 1$ м/сут откачку воды производят из скважин;

Репозиторий ВГУ

при $K_ф$ < 1,0–0,2 м/сут следует применять специальные установки – иглофильтры, позволяющие произвести осушение до глубины 5–6 м и при иглофильтрах особой конфигурации до 12–15 м и более (рис. 4.57). При $K_ф$ < 0,2 м/сут иглофильтры используют в сочетании с электродренажом.

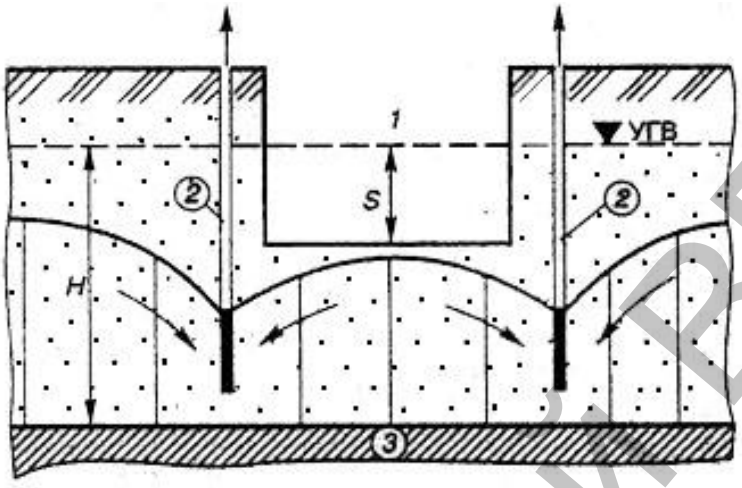


Рис. 4.57. **Осушение строительного котлована иглофильтрами**
(по В.А. Королеву, 2004).
1 – строительный котлован; *2* – иглофильтры; *3* – водоупор. *S* – понижение уровня воды

Строительный котлован от плывуна можно оградить шпунтовой крепью, задача которой перерезать слой плывунной породы и принять на себя ее давление (рис. 4.58). Забивка деревянного шпунта ограничивается глубиной 6–8 м, металлического – 20–25 м. При наличии галечников и прослоев плотных грунтов (мергели и др.) погрузить шпунт не удается.

Рис. 4.58. **Шпунтовое ограждение стенок котлована**
(по http://kommtex.ru, 2016)

Репозиторий ВГУ

Замораживание плывунов является временным и не очень надежным мероприятием. Для этого используют или морозное время года, или специальные холодильные установки. В зимнее время проходку котлованов проводят поэтапно, после каждого периода промораживания грунта на глубину 20–30 см. Искусственное замораживание осуществляют вокруг котлована путем циркуляции в скважинах раствора $CaC1_2$, охлажденного до минус 20–40°С. Это создает вокруг котлована зону замороженного водопроницаемого грунта. Весьма часто замораживание применяется для борьбы с плывунами при проходке тоннелей, прокладке линий метрополитена и др.

С плывунами борются и методами технической мелиорации путем их закрепления. Чаще всего для этого используют силикатизацию – нагнетание в плывуны жидкого стекла. Это возможно при достаточно высокой водопроницаемости плывунов ($K_ф$ > 0,5 м/сут). Силикатизация требует больших затрат, но весьма эффективна.

Правильное и своевременное применение тех или иных мер борьбы с плывунами и разжижаемыми грунтами позволяет успешно осуществлять строительные работы (Королев, 2013).

4.7. КАРСТОВЫЙ ПРОЦЕСС

Общие положения. Изучением карста и карстового процесса занимаются специалисты разных направлений наук о Земле, а также строители, горняки и другие, в связи с чем существует много определений этого понятия. В настоящее время имеется более 50 определений карста, которые отражают три подхода к этому сложному природному феномену. Географы рассматривают карст как геоморфологическое явление и интересуются лишь поверхностными и подземными карстовыми формами, геологи понимают карст как полигенетический процесс, включающий растворение, размыв и обрушение пород, для инженер-геологов и гидрогеологов карст – единство процесса и явления (Инженерная .., 2013).

Библиографический список публикаций по проблеме изучения карста огромен. В этих работах отражены результаты полевых, экспериментальных и теоретических исследований (как и частично опыт строительства сооружений в карстовых районах). К крупным из них относятся научные труды Д.С. Соколова (1962), Г.А. Максимовича (1963, 1969), Н.А. Гвоздецкого (1972) и др.

В настоящее время у большинства инженер-геологов нет серьезных разногласий относительно понятия «карст». Следуя определениям Ф.П. Саваренского (1939), И.В. Попова (1951), Д.С. Соколова (1962), В.В. Толмачева и др. (1986) и учитывая современное состояние изученности проблемы в инженерной геологии, *карст* необходимо рассматривать *как*

Репозиторий ВГУ

совокупность природных геологических и инженерно-геологических процессов, обусловленных в той или иной мере растворением и выщелачиванием горных пород, в результате которых в земной коре происходят образование полостей и пустот разной формы и размеров, изменение структуры и состояния этих пород и связанные с ними деформации земной поверхности (провалы, оседания, коррозионные воронки и т.д.), а также создается особый режим подземных вод и гидрографической сети.

Карст возникает в тех районах, где в геологическом разрезе присутствуют растворимые горные породы – карбонатные, сульфатные, каменная и калийная соли. В соответствии с этим различают карст карбонатный, сульфатный и соляной. В других породах карст не образуется.

Растворимые породы могут находиться у дневной поверхности, т.е. непосредственно обнажаться, или быть задернованными и покрытыми рыхлыми образованиями небольшой мощности, или залегать на той или иной глубине среди нерастворимых пород того же возраста, или быть перекрытыми более молодыми образованиями. В соответствии с этим в первом случае получает развитие поверхностный (или открытый) карст, проявляющийся заметно, сильно, ярко в рельефе местности, во втором – глубинный (или покрытый) карст с характерными для него подземными формами. Может иметь место и смешанный тип карста – поверхностный и глубинный, когда условия для его развития благоприятны. По времени образования карст бывает древним и современным (рис. 4.59).

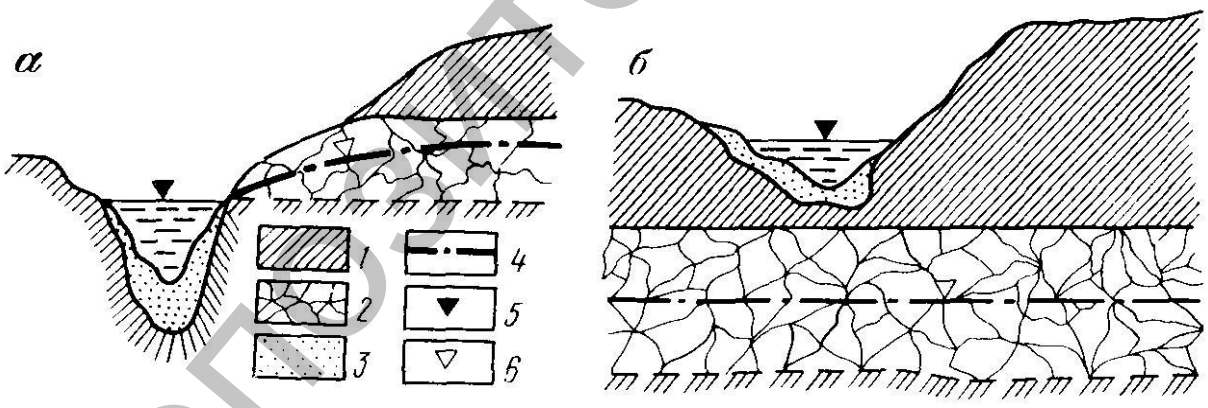


Рис. 4.59. **Карст современный (*а*) и древний (*б*)**
(по А.Ф. Фролову, И.В. Коротких, 1990).
1 – нерастворимые породы; *2* – растворимые породы; *3* – отложения, выполняющие карстовые формы; *4* – уровень подземных вод; *5* – базис эрозии; *6* – базис коррозии

Карстовые формы весьма разнообразны (рис. 4.60). Среди поверхностных форм особенно типичны *воронки* (от щеле- и блюдцеобразных до колодцеобразных) диаметром от 1 до 200 м и более и глубиной от 0,5 до 50 м. На дне воронок и других понижений встречаются водопоглощающие отверстия – *поноры*. Котловины и воронки могут то заполняться водой,

Репозиторий ВГУ

то осушаться. Котловины площадью до нескольких десятков и сотен км^2, с крутыми бортами, ровным дном, исчезающими речками и ручьями известны под названием *польев*. *Карры* – система гребней и разделяющих их рытвин или борозд глубиной от нескольких сантиметров до 1–2 м и более, характерны для областей развития голого карста. Из поверхностных карстовых форм известны также колодцы, шахты, слепые (замкнутые в нижнем конце) балки и овраги, карстовые желоба, ниши в обрывистых и крутых склонах, карстовые останцы и др.

Большое разнообразие имеют глубинные формы карста, размещающиеся в толще карстующихся пород на разной глубине в большинстве случаев неравномерно, но образующие иногда определенные зоны, горизонты или этажи. Самыми мелкими из них являются *каверны*, формирующие кавернозность пород, т.е. пустоты округлой или неправильной формы с поперечным сечением, измеряемым миллиметрами или сантиметрами. Они часто образуются в определенном слое, зоне или толще пород, отличающихся неоднородностью состава или строения, при их выщелачивании.

Характерным проявлением карста на глубине является коррозионное расширение трещин, которые постепенно превращаются в более крупные *полости*, *каналы*, *проходы*, *галереи* переменного сечения, пронизывающие толщу карстующихся пород в самых различных направлениях. При сочетании и пересечении трещин, тектонических и нетектонических нарушений образуются крупные полости – *пещеры* разной формы и размеров с различными натечно-капельными образованиями (рис. 4.60).

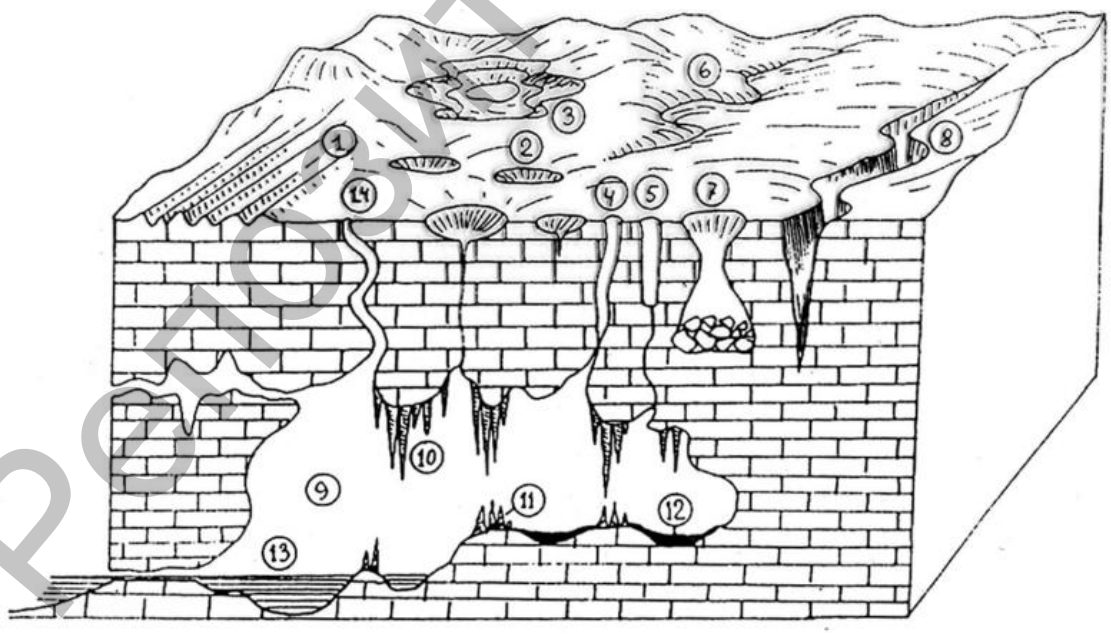


Рис. 4.60. **Карстовые формы рельефа** (по Н.В. Короновскому, 2002).
1 – карры, *2* – воронки, *3* – полье, *4* – колодцы, *5* – шахты, *6* – исчезающие реки, *7* – провальные воронки, *8* – ущелье, *9* – пещера, *10* – сталактиты, *11* – сталагмиты, *12* – «терра-росса», *13* – пещерное озеро, *14* – сифон

Репозиторий ВГУ

Такое многообразие форм характеризует сложность развития карстового процесса. Этот процесс длительный и протекающий с различной интенсивностью. Он может находиться в состоянии активного роста и относительно быстро развиваться, но может и полностью прекратиться. Поэтому наличие карста в том или ином районе всегда вызывает сомнение в устойчивости местности, проектируемых и строящихся сооружений. Карст очень часто вызывает большие осложнения при производстве строительных и горных работ, обусловливает большие притоки воды в подземные выработки и строительные котлованы или большие утечки воды под плотинами, в обход их примыканий или из водохранилищ. В карстовых районах многочисленны примеры деформаций и провалов сооружений. Защита от опасных последствий развития карста достигается осуществлением разнообразных дорогостоящих мероприятий. Все это составляет проблему особых условий строительства сооружений в карстовых районах (Ломтадзе, 1977).

Карстовые явления на отдельных участках развиваются настолько интенсивно, что постоянно наносят ущерб жизни и деятельности населения. В районе г. Дзержинска (Россия), расположенного в долине р. Ока, на площади 300 км^2 насчитывается более 3000 карстовых воронок. По наблюдениям И.А. Саваренского (1962), здесь с 1935 по 1959 г. произошло 54 провала, из которых один имел глубину 28 м и диаметр 90 м. Карстовые провалы были отмечены также для района г. Уфа, причем некоторые из них привели к разрушению и опасным деформациям зданий. Во многих районах Предуралья (ст. Чусовая, г. Кунгур, г. Альметьевск и др.) провалы постоянно создают аварийные ситуации.

В Литве в пределах г. Паневежиса и его окрестностей многочисленные воронки и провалы возникают постоянно на глазах у людей, вызывая деформации и разрушения зданий и сооружений.

В г. Галле (ФРГ) в 1961 году было отмечено большое количество провалов, 80% из которых произошло на застроенной части города из-за утечки воды из водопроводной системы. Во Флориде (США) в 1981 году возник провал диаметром более 100 м, причиной которого было понижение уровня подземных вод из-за больших откачек.

Большие трудности и сложности карст представляет при проектировании и строительстве гидротехнических сооружений. Так, например, в Испании (Андалузия) была построена арочная плотина Монте-Хаке высотой 72 м на закарстованных юрских известняках. При наполнении водохранилища обнаружилось, что осуществить это невозможно, так как вся вода стала уходить под плотину по карстовым пустотам и каналам. Во Франции плотина Сен-Гильельм-ле-Дезер на р. Эро, основанием которой служат юрские известняки, не удерживает ни одной капли воды, она вся просачивается под сооружение (Ломтадзе, 1977).

Репозиторий ВГУ

Трудности в связи с закарстованностью известняков и доломитов раннепермского возраста необходимо было преодолеть при проектировании и строительстве Павловской гидроэлектростанции на р. Уфа. Здесь опытно-фильтрационными работами была установлена очень высокая водопроницаемость пород, коэффициент фильтрации достигал 1000–1500 м/сут (Геология .., 1959). Главной особенностью строительства гидротехнических сооружений в карстовых районах является необходимость в создании противофильтрационных завес и часто в выполнении специальных работ по подготовке основания цементацией. Завесами в большинстве случаев приходится перегораживать долины рек на протяжении сотен метров и даже нескольких километров и опускать на глубину 60–80 и даже до 100 м.

Подобных примеров освоения закарстованных территорий можно привести достаточно много, однако даже из рассмотренного видно, что карст – одно из геологических явлений, составляющее действительно большую проблему при инженерно-геологической оценке территорий и условий строительства сооружений. Поэтому при проектировании любого вида строительства в карстовых районах инженерно-геологическое обоснование должно быть детальным и обстоятельным.

Условия и факторы развития карста. Карст возникает в результате действия поверхностных и подземных вод на практически растворимые горные породы. Однако он может и не возникнуть или протекать очень медленно, несмотря на соприкосновение вод с растворимыми или даже легкорастворимыми горными породами. Для того чтобы коррозионный карстовый процесс получил развитие, необходимы определенные причины или условия нарушения химического равновесия между действующими водами и растворяющимися породами (Ломтадзе, 1977).

Основные причины развития карста, которые сегодня приняты всеми исследователями, впервые сформулировал Ф.П. Саваренский (1933), а Д.С. Соколов (1962) конкретизировал их: наличие водопроницаемых растворимых горных пород и движущейся воды, способной их растворять. При наличии этих условий развитие карста, с той или иной интенсивностью, неизбежно. Отсутствие любого из них исключает такую вероятность.

Карст происходит в горных породах под воздействием вод, находящихся во взаимодействии с этими породами, поэтому в первую очередь необходимо знать *растворимость* карстующихся пород и растворяющую способность (*агрессивность*) вод по отношению к этим породам.

В зависимости от степени растворимости горные породы, согласно СТБ 943–2007, подразделяются на нерастворимые (с растворимостью менее 0,01 г/л), труднорастворимые (0,01–1 г/л), среднерастворимые (1–10 г/л), легкорастворимые (более 10 г/л). При этом растворимость пород в воде прежде всего зависит от их состава.

Репозиторий ВГУ

К труднорастворимым породам относятся карбонатные породы (известняк, доломит, мел, мергель), к среднерастворимым – сульфатные (гипс, ангидрит), к легкорастворимым – хлоридные породы, или галоиды (каменная, калийная и другие соли). Ф. Ройтер и Х. Молек (1980) акцентируют внимание на том, что в природных условиях растворимость известняка, гипса и каменной соли находится в соотношении примерно $1 : 10^2 : 10^4$, т.е. разнятся между собой соответственно на два порядка.

О растворимости горных пород можно судить по растворимости слагающих их минералов (табл. 4.27).

Таблица 4.27

Растворимость породообразующих минералов карстующихся пород в дистиллированной воде (по Н.А. Гвоздецкому, 1972)

Минерал	Химическая формула	Температура, °С	Растворимость, г/л
Кальцит	$CaCO_3$	16	0,013
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	25	0,015
Ангидрит	$CaSO_4$	18	2,02
		20	2,05
		25	2,10
Галит	NaCl	10	357,2

Эти минералы относятся к простым солям, в которых преобладают связи ионного или ионно-ковалентного типа. Их объединяет слабая устойчивость к воде, обусловленная особенностями строения и преобладанием ионного типа связи в структуре.

Растворение рассматривается как комплексный процесс химической и физической природы, который в современной физической химии описывается в рамках теории растворов. Растворимость минералов в жидкостях при бесконечно большом разбавлении описывается законом Генри и условиями фазового равновесия.

Количественно растворимость характеризуется максимальным количеством грунта (или минерала), способным раствориться в данном растворителе при определенных давлении и температуре, т.е. концентрацией насыщенного, или равновесного, раствора.

При этом необходимо отметить, что скорость растворения пород, принадлежащих к различным их типам и разновидностям, может отличаться в несколько раз. Это всегда следует иметь в виду при оценке скоростей растворения карстующихся пород на конкретных площадках.

Растворимость пород существенно зависит от pH, солевого состава и минерализации растворителя (воды), а также от термодинамических условий среды. Например, на растворимость известковых пород, содержащих $CaCO_3$, большое влияние оказывает наличие в воде углекислоты – CO_2:

Репозиторий ВГУ

растворимость карбоната кальция в воде возрастает непрерывно с увеличением содержания свободной углекислоты.

При этом главным источником углекислоты в водах являются биохимические процессы, развивающиеся на поверхности земли, в почвах и верхней части литосферы (биота и продукты ее разрушения). Соотношение растворимости гипса и ангидрита меняется с увеличением температуры. Ниже 42°С растворимость ангидрита выше и наоборот. Растворимость сульфатов в целом выше, чем карбонатов, поэтому подземные воды насыщаются сульфатами быстрее и теряют свою растворяющую способность. Повышенная минерализация подземных вод, циркулирующих на контакте с залежами каменной соли или мирабилита, делает их более агрессивными по отношению к гипсам и ангидритам.

Если горная порода состоит из минералов с неодинаковой растворимостью и скоростью растворения, процесс ее разрушения усложняется. В известковистых доломитах, например, доломит и кальцит растворяются с разной быстротой в зависимости от их количественного соотношения в породе и скорости движения воды. При содержании доломита около 2% скорость растворения кальцита меньше, чем доломита, при увеличении количества доломита соотношение скоростей растворения становится обратным и в первую очередь выщелачивается кальцит. Поэтому при растворении сильно доломитизированных известняков и известковистых доломитов в виде остаточного продукта выщелачивания накапливается рыхлый доломит.

Отмечено, что в подобных литологических условиях карстовый процесс проявляется в разработке мелких многочисленных каверн, в высокой пористости породы, ничтожной ее прочности и в конечной стадии процесса – разрушении твердой породы с превращением ее в рыхлую мучнистую массу. Процесс разрушения известковистого доломита сопровождается выносом 35–40% первоначального объема породы, но в результате разрушения и разрыхления остающейся части продукты разрушения (доломитовая мука) целиком выполняют тот первоначальный объем, который занимала скальная порода. В доломитизированных известняках объем породы после выщелачивания и разрушения бывает значительно меньше первоначального – объем растворенной части в несколько раз превосходит объем продуктов разрушения; последние в этом случае, следовательно, не заполняют пустоты целиком.

Процесс полного разрушения карбонатной породы, сопровождающийся изменением минерального состава, возможен в том случае, если порода состоит не менее чем на 35% из кальцита и содержит не более 65% доломита. При меньшем количестве кальцита, после его выноса процесс выщелачивания и разрушения совершается далее в чистом доломите и не сопровождается изменением минерального состава, т.е. это уже другой

Репозиторий ВГУ

процесс, при котором первостепенное значение приобретает пористость (Гвоздецкий, 1972).

На скорость растворения и выщелачивания горных пород и, следовательно, на скорость развития карста существенное влияние оказывает также скорость движения водных потоков – интенсивность водообмена. Наглядной иллюстрацией этому может служить график, показанный на рис. 4.61.

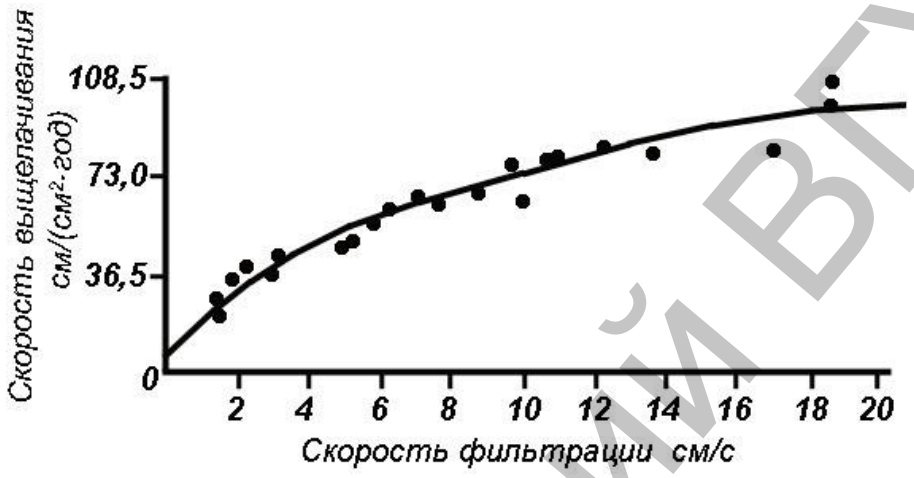


Рис. 4.61. **График зависимости скорости выщелачивания от скорости фильтрации воды** (по В.Г. Науменко, 1954).

Для анализа геохимических условий развития карста необходимо знать (Рекомендации .., 1967): а) состояние химического равновесия в системе подземные воды–карстующиеся горные породы, чтобы судить о возможности развития коррозионного процесса в данной точке, в данный момент отбора пробы воды; б) количество растворимой горной породы, выносимой подземными водами с единицы площади или объема карстующихся пород в единицу времени, чтобы судить о возможном масштабе развития карстового процесса в исследуемом районе; в) скорость растворения карстующихся пород. Такой анализ позволяет выделять участки, опасные в смысле возможного развития карста.

Большинство карстовых форм развивается в условиях питания карстовых вод и их дальнейшего движения к своим дренам. Карстовыми водами называются все гравитационные подземные воды, заключенные в закарстованных породах, независимо от степени их закарстованности. Движение карстовых вод подчиняется вертикальной гидродинамической зональности (Золотарев, 1983). С изменением условий движения в различных гидродинамических зонах меняется и растворяющая способность карстовых вод (Соколов, 1962).

В каждой карстовой области можно выделить три этажа, или зоны, различающиеся по гидрогеологическому режиму. Верхняя зона охватывает

Репозиторий ВГУ

толщу породы от ее выхода на поверхность до зеркала грунтовых вод. Это *зона аэрации*, или зона вертикальной циркуляции, в которой преобладает периодическое (во время дождей или таяния снега) свободное гравитационное движение воды.

Следующая зона получила название *зоны периодически полного насыщения*. В ней совершаются резкие колебания уровня подземных вод, связанные прежде всего с периодическим поступлением воды с поверхности. Циркуляция воды в этой зоне близка к горизонтальной, но может происходить и с большим уклоном водной поверхности у края карстовой области. Зону периодически полного насыщения многие исследователи рассматривают как наиболее активную в отношении глубинного карстообразования, в частности пещерообразования. Границы ее – наивысший и наинизший уровни зеркала грунтовых вод.

Нижняя зона – *зона постоянного полного насыщения*. Верхняя ее граница – наинизший уровень зеркала грунтовых вод, нижняя – водоупорный горизонт. Циркуляция в ней преимущественно горизонтальная. По окраинам карстовой области эта зона дает начало рекам, карстовым источникам, через которые происходит разгрузка подземных вод на земную поверхность (Леонтьев, Рычагов, 1988).

Изучая природу карста необходимо учитывать также различные факторы, влияющие на его развитие. Основными из них являются:

– неоднородность литологического состава и строения карстующихся пород, наличие в них нерастворимых слоев и примесей, структурно-текстурные особенности;

– трещиноватость пород, в том числе генезис, пространственное расположение и раскрытость трещин;

– тектонические структуры, определяющие пути движения подземных вод;

– рельеф и наличие покрова четвертичных глинистых пород, влияющие на поверхностный сток и инфильтрацию атмосферных осадков;

– новейшая геологическая история региона, неотектоническая обстановка, определяющая базис дренирования подземных вод;

– климатические и гидрологические факторы, устанавливающие гидрохимический и гидродинамический режимы подземных вод;

– техногенные факторы, изменяющие природную обстановку и интенсивность действия природных факторов.

Неоднородность литологического состава и строения карстующихся пород способствует пространственной неоднородности развития карста. Наличие в разрезе растворимых пород отдельных маломощных прослоев или линз труднорастворимых глинистых известняков, мергелей или глин приводит к возникновению участков и зон повышенной и пониженной закарстованности. Например, в девонских отложениях в районе Витебских порогов на Западной Двине под ледниковыми отложениями в 80-метровой

Репозиторий ВГУ

толще девонских доломитов под руслом реки залегает 3–4-метровый прослой мергелей, выше и ниже которого степень закарстованности резко различна, о чем можно судить по величинам удельных водопоглощений (q_n) и коэффициентов фильтрации ($K_ф$). Выше прослоя мергелей закарстованные доломиты имеют средние значения $K_ф$ = 200–300 м/сут, q_n = 85–90 л/мин, а ниже его $K_ф$ = 25–30 м/сут и q_n до 20 л/мин (Инженерная .., 2013).

В породах, прикрытых, изолированных с поверхности более молодыми водонепроницаемыми породами, карст проявляет себя слабо или вообще не образуется, и, наоборот, в породах, обнаженных или прикрытых рыхлыми водопроницаемыми породами малой мощности, карст развивается легче. В горизонтально залегающих породах карстообразование происходит главным образом по их простиранию, в крутонаклонных или поставленных на голову – на глубину, а в моноклинально залегающих – как по простиранию, так и по падению.

Большое значение при развитии карстовых процессов имеют структурно-текстурные особенности пород, особенно пористость, дающая возможность проникновения воды внутрь блоков пород, заключенных между трещинами, и даже просачивания сквозь нетрещиноватые толщи. Пористость сильно увеличивает поверхность соприкосновения воды с породой, что способствует разрушению породы путем растворения. Лабораторными исследованиями растворимости доломитов было установлено, что наиболее растворимы среднезернистые и особенно разнозернистые породы. Значительно труднее растворимы микрозернистые и крупнокристаллические карбонатные породы. Но растворимость мелких кристаллов выше, чем крупных, и плохая растворимость мелкокристаллических пород связана с их малой пористостью.

В отношении же крупнозернистых и кристаллических пород нужно сделать следующую оговорку. В природных условиях можно ожидать большего эффекта их карстования, если налицо турбулентное движение карстовых вод и скорость движения достаточна для эрозионного воздействия на стенку трещины. В этом случае эффект карстования должен повыситься за счет одновременного действия растворения и размыва. Трещиноватость горных пород – основное условие развития карста. Известняки являются плотной водонепроницаемой породой, циркуляция воды в них может происходить только по трещинам. Такими же плотными водонепроницаемыми породами в большинстве случаев являются гипсы и другие карстующиеся породы. Вот почему трещиноватость пород играет исключительную роль в процессе закарстовывания. Влияние трещиноватости на развитие карста подчеркивалось очень многими исследователями карстовых форм, особенно исследователями пещер (Максимович, 1963; Соколов, 1962 и др.).

Репозиторий ВГУ

Как поверхностные карстовые образования, так и внутренние пустоты связаны с трещиноватостью породы, которая является главной причиной развития карстовых образований, наряду с характером самой породы и доступом к ней просачивающихся вод. При образовании подземных форм карста трещины служат первичными водопроводящими путями, при образовании поверхностных форм любых размеров и типов – первичными каналами выноса материала водой в растворенном или взвешенном состоянии, благодаря чему и создаются на поверхности замкнутые формы. Коррозию вне связи с трещиноватостью можно представить только на покатых поверхностях обнаженных пород (или пород с проницаемой покрышкой), но и в этом случае она наиболее интенсивно будет проявляться там, где порода будет рассечена трещинами. Во всех случаях трещиноватость очень существенно отражается на внешнем облике форм. Часто она предопределяет расположение форм.

Трещины бесконечно разнообразны по своей ширине (первичные трещинные полости могут измеряться десятками сантиметров и даже метрами) и по направлению. Они образуют очень сложную сеть на поверхности и в глубине карстующихся массивов. Косвенное влияние на процесс развития карста оказывают тектонические структуры, а также мощность карстующихся пород. Поскольку на развитие карстовых процессов существенно влияет трещиноватость горных пород, то совершенно ясно, что этот процесс зависит косвенно и от интенсивности дислокационных процессов, которым подвергалась местность. Эта косвенная зависимость развития карста от тектоники отмечалась многими исследователями. Другим обстоятельством, не менее важным, является зависимость циркуляции подземных вод от характера тектонических структур.

Покровные образования и рельеф местности также оказывают на карст существенное влияние. Долгое время существовало представление, что карст не может развиваться при наличии покрова из слабоводопроницаемых образований значительной мощности. Если геологические и геоморфологические условия обеспечивают интенсивную циркуляцию вод в растворяемых породах, то и под покровом слабо проницаемых пород создаются карстовые полости, в которые суффозионным путем просасывается или оседает покровный материал. При этом первоначально таким путем могут возникать полости в основании покровной толщи, а затем происходит оседание покровной кровли и образование поверхностных воронок (Гвоздецкий, 1972).

Условия, благоприятные для развития карста под сравнительно мощными покровными образованиями, создаются в приподнятых краевых зонах синеклиз, где подземные воды движутся с большими скоростями по направлению к древним уступам или глубоко врезанным речным долинам. Выщелачивание происходит также в долинах рек непосредственно под руслом, поскольку русло реки является зоной дренажа подземных вод.

Репозиторий ВГУ

Крутизна склона топографической поверхности в значительной мере определяет степень инфильтрации дождевых и талых снеговых вод. На участках с меньшей крутизной инфильтрация больше, поэтому здесь условия для развития карста благоприятнее.

Значительное влияние на развитие карста оказывают новейшие и современные тектонические движения. Движения положительного знака, проявляющиеся в воздымании территории, усиливают контрастность (энергию) рельефа, создают большие уклоны и градиенты его поверхности, высокие градиенты уровня подземных вод и скорости их движения. Все это способствует интенсификации карстового процесса. Движения отрицательного знака, проявляющиеся в опускании территории, приводят к обратному эффекту и не благоприятствуют развитию процесса (Бондарик и др., 2007).

Карст встречается в различных географических зонах, однако наибольшее развитие он получает в условиях влажного и избыточно влажного климата. Большое количество осадков, малая величина испарения предопределяют повышенные величины поверхностного и подземного стока, высокую интенсивность водообмена и циркуляции вод в приповерхностной зоне и, соответственно, интенсивное развитие процессов растворения и выщелачивания. Богатый растительный покров и огромная величина опада (до 3250 ц/га) продуцируют углекислоту, сложные органические кислоты и другие химические соединения. Максимальная их концентрация характерна для почвенного покрова. Обогащаясь этими компонентами в процессе инфильтрации и инфлюации, поверхностные воды становятся более агрессивными относительно карстующихся пород.

В условиях сухого климата при малом количестве осадков и большом испарении наблюдается исключительно малая промытость горных пород в верхней части литосферы, что не только не способствует развитию карста, но приводит к возникновению зон вторичного засоления. Это свидетельствует о том, что в одних случаях климат способствует развитию карста, в других – сдерживает процесс (Ломтадзе, 1977).

Активизации развития карстового процесса может способствовать хозяйственная деятельность человека. Строительство гидротехнических сооружений, разработка месторождений полезных ископаемых, откачка больших количеств воды, нефти и газа, сброс промышленных вод и отходов существенно меняют условия возникновения и развития карста, его интенсивность и распространение. Исследования парагенезиса «карст–подтопление» на освоенных и осваиваемых территориях, проведенные Г.Н. Дублянской и В.Н. Дублянским (1998), подтверждают это.

Изучение перечисленных условий и факторов лежит в основе методики выявления закономерностей развития карста и проведения мероприятий по борьбе с карстом, в том числе по мелиорации закарстованных пород (Бондарик и др., 2007).

Репозиторий ВГУ

Распространение карстовых процессов и явлений на территории Беларуси. Распространение карста определяется масштабами и частотой встречаемости карстующихся пород в приповерхностной части земной коры. Г.А. Максимович (1963) показал расчетами, что только карбонатные породы занимают площадь около 40 млн км^2 на всех континентах, а гипсы и соли вместе – около 11 млн км^2. В пределах Беларуси среди карстующихся пород в разрезе платформенного чехла наибольшим распространением пользуются известняки, доломиты, мергельно-меловые толщи и галоидные породы, соответственно на территории страны можно наблюдать карбонатный и соляной карст.

Карбонатный карст в Беларуси заметно развит только в ее юго-западной и крайней восточной частях, причем на востоке страны проявление карста наблюдается на протяжении всего голоцена. В обоих случаях карстующимися являются мергельно-меловые породы, однако условия карстообразования в этих районах несколько отличны друг от друга. К примеру, на востоке Беларуси карстующиеся породы залегают довольно неглубоко, в основном на глубине порядка 10–15 м, а в ряде мест, главным образом по долинам Днепра, Сожа и их притоков, вообще выходят на поверхность. В то время как в юго-западной части республики мергельно-меловые породы перекрыты более мощной (30–40 м) толщей четвертичных отложений. Отсюда неодинаковые условия залегания карстующихся пород привели и к разной форме проявления карстовых процессов. Так, на юго-западе Беларуси эти процессы способствовали возникновению довольно крупных, занятых озерами, котловин. При этом глубины озерных ванн могут достигать 15–20 м и более, а площадь – 3–5 км^2. Согласно О.Ф. Якушко и Л.Б. Науменко (1979) карстовый генезис имеют котловины Белого, Черного, Луковского, Соминского, Вульковского и некоторых других озер. Своеобразие карста этого района авторы исследований объясняют влиянием тектоники и особенно наличием активных разломных зон.

На востоке Беларуси карстовые формы морфологически менее выражены и представлены многочисленными, но небольшими по площади и неглубокими западинами, изредка занятыми озерами. Их диаметр составляет 30–70 м (бассейн Удоги, Славгородский, Костюковичский районы и др.), реже – 200–300 м (Ветковский район), а глубина изменяется от 0,3 до 3 м, иногда достигая 5 м (левобережье Беседи и др.).

Наряду с открытыми карстовыми формами в указанных районах получил развитие и погребенный карст. Многими скважинами под толщей четвертичных отложений в кровле мергельно-меловых пород вскрыты карстовые углубления, заполненные глинами, супесями с обломками кремней и фосфоритовой галькой, кварцевыми песками, бурым углем и т.д. (рис. 4.62). Следует заметить, что карстовые формы установлены практически по всей поверхности верхнемеловых пород.

Репозиторий ВГУ

Г.А. Колпашниковым (2005) составлена схематическая карта распространения карбонатного карста в пределах Беларуси. Согласно этой карте на территории страны выделяются три карстовых района (рис. 4.63).

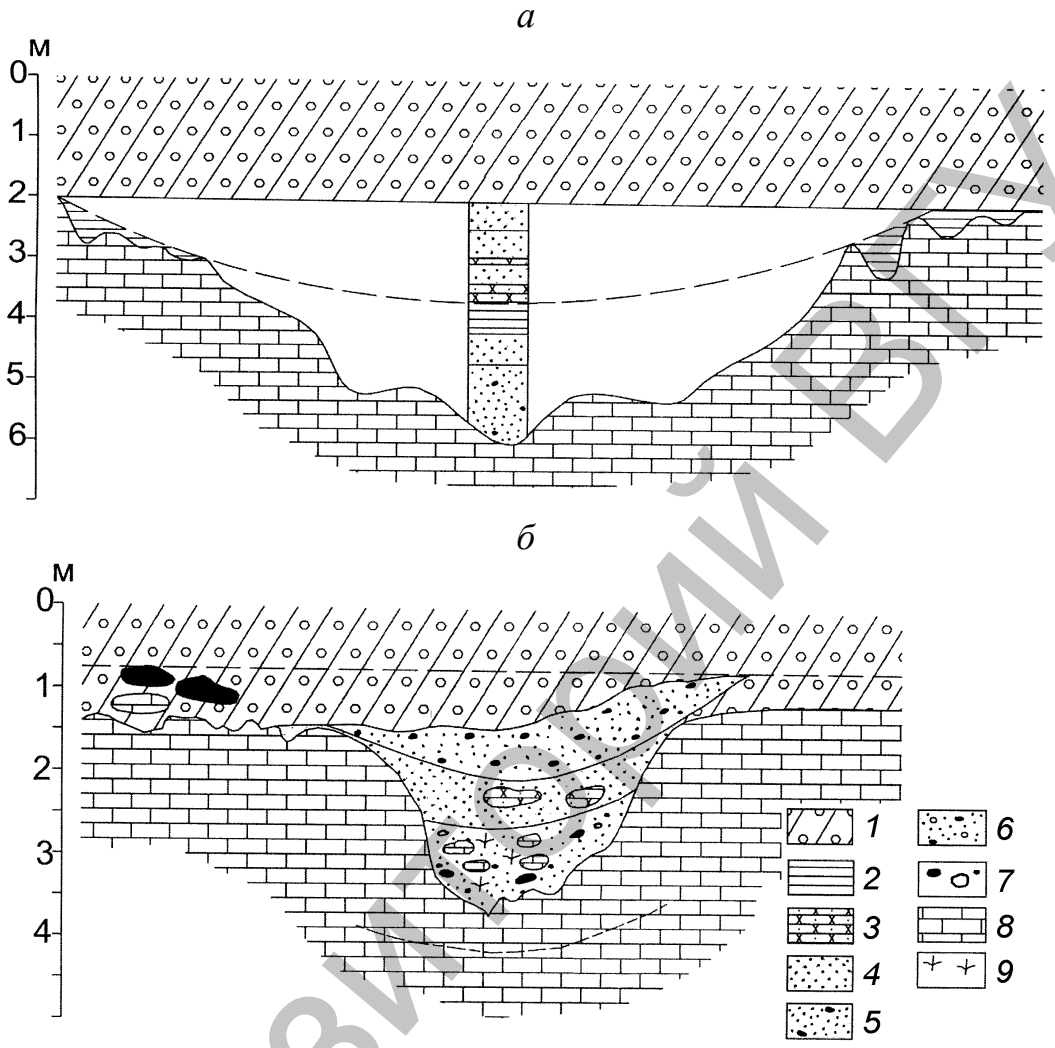


Рис. 4.62. **Карстовые воронки и заполняющий их материал: *а*) в районе Кричева; *б*) в районе Климовичей** (по Н.Г. Максимовичу, М.С. Первовой, 2009).
1 – моренная супесь; *2* – глина; *3* – супесь; *4* – песок мелкозернистый; *5* – песок разнозернистый; *6* – песок с гравием и галькой; *7* – обломки изверженных и осадочных пород; *8* – мел; *9* – растительные остатки

Первый из них занимает восточную и юго-западную части республики, в структурно-тектоническом отношении приурочен к Жлобинской седловине, западному склону Воронежской антеклизы, югу Оршанской и Подлясско-Брестской впадин, крайнему югу Полесской седловины; характеризуется развитием карста в мергельно-меловых породах верхнего мела.

Второй район расположен в западной и центральной частях страны, в пределах Белорусской антеклизы и северо-запада Припятского прогиба. Здесь карстовые процессы могут протекать в отторженцах мергель-

Репозиторий ВГУ

но-меловых пород верхнего мела, заключенных в конечно-моренных образованиях.

Третий район охватывает север и северо-восток Беларуси и в структурно-тектоническом плане приурочен к Латвийской седловине и северной части Оршанской впадины. Проявления карста в этом районе связаны с неглубоким залеганием верхнедевонских доломитов и известняков.

Соляной карст имеет место на юге страны в пределах Припятского прогиба. Связан он с мощными толщами фаменских галоидных образований (галита и сильвинита) верхнего девона. Выщелачивание соли здесь началось сразу после прекращения соленакопления и продолжается до сих пор, оказывая заметное влияние на структуру надсолевых отложений (Геология .., 2001).

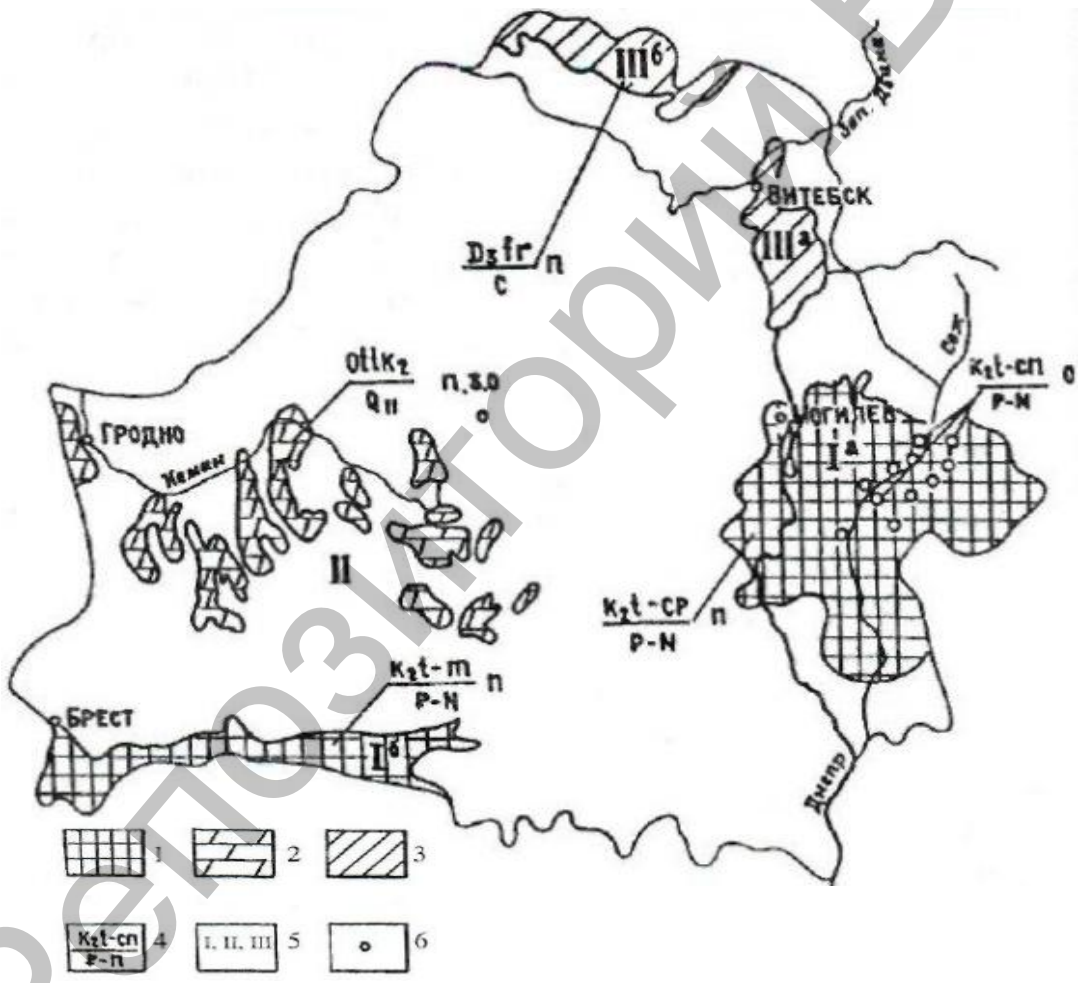


Рис. 4.63. **Схема распространения и развития карста на территории Беларуси** (по Г.А. Колпашникову, 2005).

1 – верхнемеловые отложения турон-коньякского, турон-компанского, турон-маастрихтского ярусов в коренном залегании, представленные мергельно-меловыми породами с глубиной залегания до 20 и 50 м; 2 – верхнемеловые отторженцы в конечно-моренных образованиях, представленные мергельно-меловыми породами; 3 – доломиты франского яруса с глубиной залегания до 20 и 50 м; 4 – в числителе – возраст карстующихся пород, в знаменателе – возраст ранних карстовых проявлений; 5 – карстовые районы и подрайоны; 6 – открытые карстовые формы

Репозиторий ВГУ

Наиболее интенсивно этот процесс происходил в пермском и триасовом периодах во время перерывов в осадконакоплении, а также в позднем олигоцене – неогене в связи с активизацией неотектонических дифференцированных высокоамплитудных движений. По оценкам специалистов (Геология .., 2001), растворению подверглось 1675 км^3 каменной соли, которая частично была переотложена в нижнепермских отложениях, но большая часть осталась в подземных водах надсолевого комплекса или была вынесена за пределы бассейна. В связи с монолитностью солей карст приурочен главным образом к местам наибольшего нарушения монолитного состояния карстующихся пород, а чаще – к кровле и краевым частям соляных залежей и/или соляных куполов, перекрытых породами разного возраста – от девонских до палеогеновых. Синклинали и мульды оседания в Припятском прогибе, связанные с процессом подземного выщелачивания соли в сводах соляных поднятий и оседания покрывающих отложений, наиболее широко развиты по периферии прогиба (Трацевская, 2007). В современном рельефе мульдам оседания соответствуют микрозападины различных размеров и конфигураций.

Разработка месторождений калийных солей в Солигорском горно-промышленном районе, сопряженная со складированием галитовых отходов, привела к созданию солевых отвалов значительных объемов (свыше 570 млн тонн на площади более 500 га). В результате выщелачивающего воздействия дождей и конденсационной влаги, поглощаемой из воздуха, на поверхности и в массиве солеотвалов активно развиваются процессы растворения солевых отходов. Формирующиеся при этом растворы образуют водоносный горизонт в толще отвала, дренируемый в основании склонов в виде многочисленных родников рассолов. Растворение галитовых пород атмосферными осадками – основная причина карстования солеотвалов, а сопровождающие его явления имеют четко выраженный карстовый характер.

При натурном обследовании солеотвалов на их поверхности обнаруживаются различные формы карстового рельефа: борозды, каналы, соты, небольшие лунки, воронки и другие углубления, разделенные гребнями (карровый и подобный ему рельеф). Их вид и размеры всецело определяются возрастом поверхности, подверженной интенсивному растворяющему воздействию атмосферных вод.

Глубина борозд по склонам терриконов колеблется от нескольких сантиметров до 0,8–1,0 м. Гребни, разделяющие борозды, плавной, округлой формы. Карры обычно встречаются на всех склонах солеотвалов на различной высоте. В результате выщелачивающего, растворяющего воздействия атмосферных осадков поверхность солеотвалов покрывается коркой глинистых минералов из-за нерастворимого остатка в галитовых отходах.

Репозиторий ВГУ

В местах сочленения терриконов в днищах V-образных понижений широко развиты поноры и карстовые провальные колодцы. Часто небольшие карстовые воронки округлой формы диаметром до 20–35 см в днищах понижений и на их склонах образуют карстовые поля (рис. 4.64, *а*). Реже встречаются карстовые колодцы овальной формы диаметром до 1,5–2,5 м. Иногда их глубина достигает 2–3 м. Образование их связано, как правило, с обрушением сводов карстовых галерей, сформированных потоками атмосферных осадков и конденсационной влаги (Шпаков, Клементьев, 1979).

Помимо понор и карстовых колодцев на солеотвалах развиты карстовые воронки. Они имеют в плане неправильную форму, достигая в поперечнике 0,5–1,0 м, а в профиле – конусообразную, реже колодцеобразную форму.

Карстовые воронки представляют собой наиболее распространенную форму рельефа на солеоотвалах. Воронки часто соединены горизонтальными или наклонными карстовыми галереями. Протяженность галерей достигает нескольких десятков метров. По периферии солеотвалов к галереям приурочены выходы наиболее крупных родников. Размеры галереи в поперечном сечении колеблются от 0,3–0,4 до 1,2–1,7 м (рис. 4.64, *б*). При обрушении кровли галерей прослеживается поток рассолов. Химические анализы проб рассолов, отобранных из карстовых галерей и родников по периферии солеотвалов, показывают, что их минерализация колеблется в пределах 340–360 г/дм^3.

Изучение и прогноз динамики карстовых процессов. При инженерно-геологических изысканиях в районах развития карста, согласно СНБ 1.02.01–96, необходимо получить информацию:

– о геологических, гидрогеологических и геоморфологических условиях развития карста;

– о распространении, характере и интенсивности проявления карста, истории и закономерностях его развития;

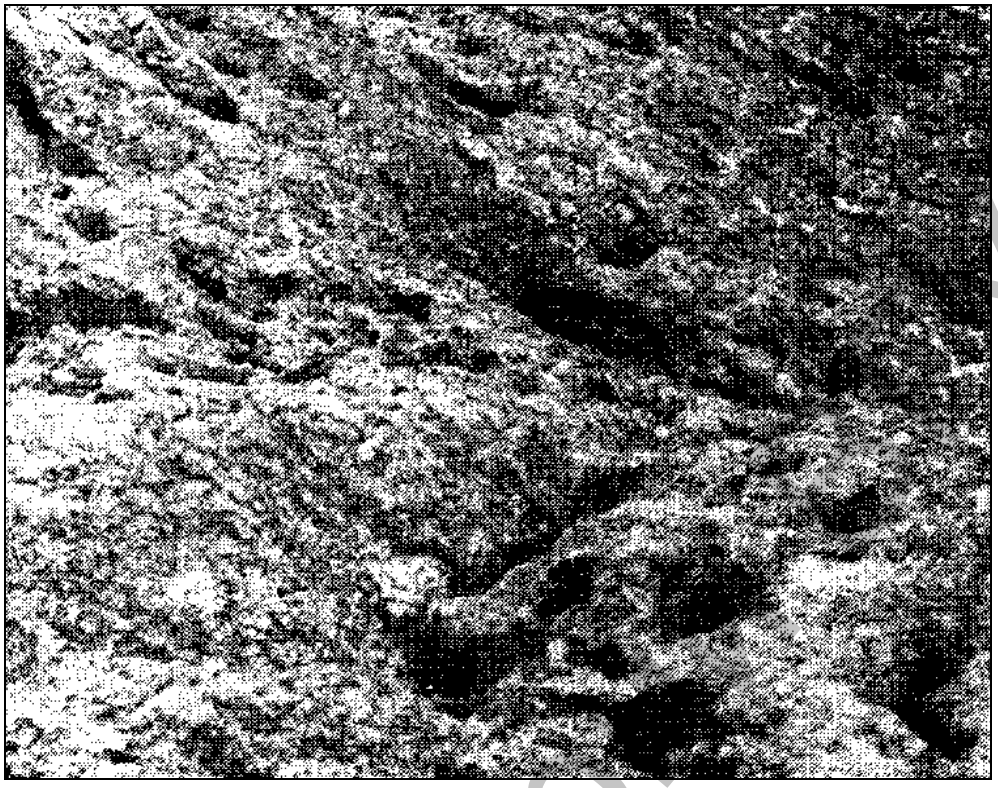
– об особенностях физико-механических свойств грунтов массива карстующихся пород (в том числе заполнителя карстовых пустот и доломитовой муки).

Эта информация должна быть достаточной для оценки устойчивости территории относительно карстовых провалов и оседаний, а также для районирования территории по условиям развития процесса, характеру и степени закарстованности пород.

Результатом анализа информации являются прогноз развития карста под воздействием природных и техногенных факторов в период строительства и эксплуатации инженерного объекта, рекомендации по рациональному использованию территории и противокарстовым мероприятиям.

Репозиторий ВГУ

а



б

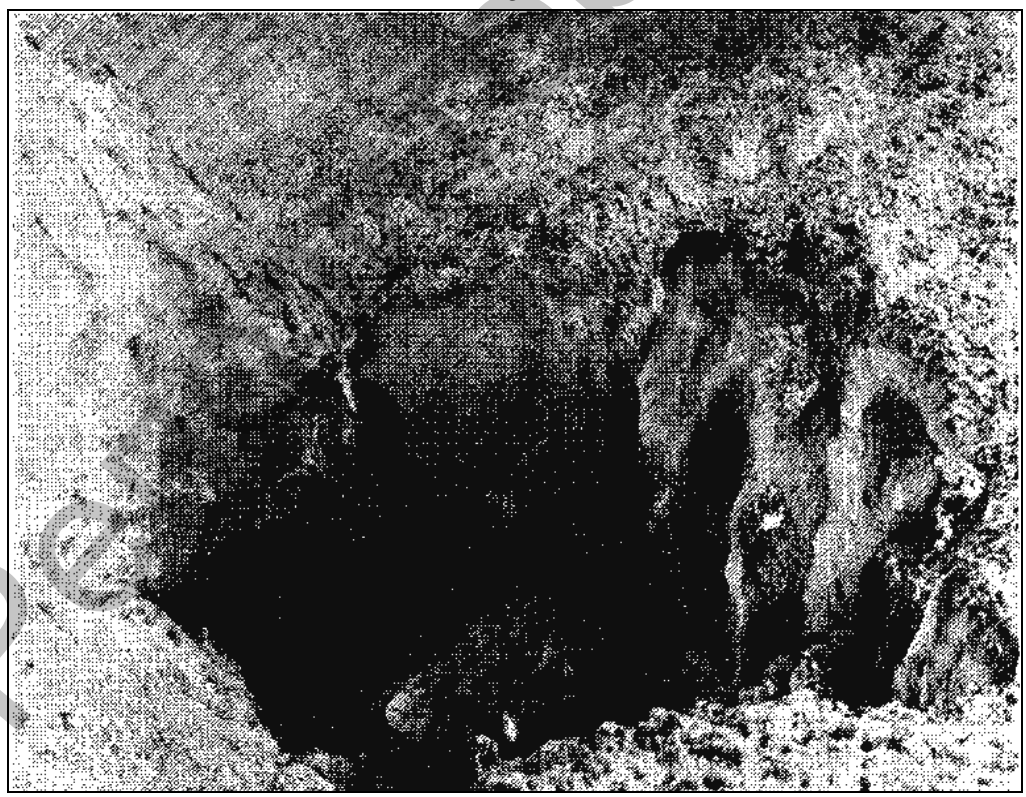


Рис. 4.64. **Развитие карстовых форм на отвалах галитовых отходов в Солигорском горно-промышленном районе** (по О.Н. Шпакову, В.П. Клементьеву, 1979): *а*) скопление мелких карстовых воронок – карстовое поле на поверхности солеотвала; *б*) провальная воронка колодцеобразного типа над наклонной карстовой галереей

В карстовых районах особенно важно соблюдать принцип поэтапного проведения инженерно-геологических изысканий, когда от этапа к этапу уменьшается площадь изысканий, но повышаются требования к их точности и детальности (Бондарик и др., 2007).

Инженерно-геодезические работы выполняются с целью высотной привязки проявлений карста, составления планов и профилей отдельных крупных сложных карстовых форм рельефа, организации геодезических наблюдений за деформациями зданий, сооружений, земной поверхности. В ходе режимных инженерно-геодезических работ определяют количественные характеристики развития деформаций, выявляют причины деформаций и наличие их связи с карстовыми явлениями, оценивают степень опасности деформаций и необходимость принятия предупредительных мер для обеспечения безопасности эксплуатации сооружений. Наблюдения ведутся с помощью глубинных осадочных реперов, закладываемых в непосредственной близости к зданиям, сооружениям или под ними.

Инженерно-гидрометеорологические работы проводятся в комплексе с гидрогеологическими. Их основные задачи заключаются в: а) составлении водного и солевого баланса и оценке активности развития карста; б) выявлении и количественной оценке участков поглощения поверхностных вод подземными; в) изучении режима поверхностных вод и его влияния на развитие карста; г) получении гидрологических параметров для прогноза развития карста, с учетом техногенных факторов.

Аэрокосмофотоматериалы используются для картирования условий (геологических, гидрогеологических, геоморфологических) развития и проявления карста; при режимных наблюдениях за развитием карста. Применение аэрофотоснимков разных лет позволяет выявить динамику развития карстовых форм рельефа. Все обнаруженные в материалах аэрофотосъемки проявления карста изучаются в натуре при выполнении полевого обследования территории.

Наземные (маршрутные) *наблюдения* – обязательный вид работ при инженерно-геологической рекогносцировке, съемке и разведке. Они проводятся для решения специальных задач: изучения условий и закономерностей развития карста, характера и интенсивности его проявления.

В естественных обнажениях, карьерах, котлованах и других искусственных выработках подробно описываются строение и состав как карстующихся пород, так и перекрывающей их толщи. Особое внимание обращается на изучение рельефа кровли коренных пород и древних долин. Проводится расчленение разреза пород с выделением литолого-стратиграфических горизонтов, к которым приурочен карст; фиксируются условия залегания, микротрещиноватость и микрослоистость, пористость; устанавливаются и документируются проявления карста; указываются проявления кальцитизации, доломитизации, соленосности, пиритизации, выветрелости.

Репозиторий ВГУ

Устанавливаются тектонические структуры, особенно линейные ослабленные зоны, к которым нередко приурочено развитие карста. При изучении трещиноватости устанавливается приуроченность проявления карста к определенным системам трещин, их пересечениям, зонам повышенной трещиноватости.

При изучении геоморфологических условий выявляется приуроченность карстовых форм к различным геоморфологическим элементам, осуществляется историко-геологический анализ влияния тектонических движений и эрозии на формирование рельефа и развития карста. В ходе обследования местности выполняется полевое детальное картирование проявлений карста на земной поверхности – воронок, котловин, поноров, карр и других карстовых форм, а также имеющихся в естественных и искусственных обнажениях подземных проявлений карста, очагов поглощения поверхностных вод, карстовых источников, карстовых озер и др. При этом выполняются зарисовки и фотографирование карстовых форм. С помощью геолого-геоморфологического метода, заключающегося в сопоставлении возраста элементов рельефа, слагающих его пород и пород, заполняющих воронку, определяют возраст карстовых воронок. С этой целью рекомендуется использовать следующую классификацию: свежие воронки – возраст до 3–5 лет; молодые воронки – от 5 до 20–50 лет; старые воронки – более 50 лет. В естественных и искусственных обнажениях документируются подземные формы проявления карста: расширенные растворением трещины, каверны, полости; зоны разрушения и разуплотнения в карстующихся и покрывающих грунтах; сдвижения и обрушения над карстовыми полостями и упомянутыми зонами; степень и состав заполнителя полостей и другие проявления; погребенные формы палеорельефа.

В процессе наземного обследования изучаются гидрогеологические условия покрывающих, карстующихся и подстилающих отложений, параметры водоносных горизонтов, химический состав, температура, режим подземных вод, гидродинамическая и гидрохимическая зональность, условия питания и разгрузки, взаимосвязь водоносных горизонтов, их связь с поверхностными водами, агрессивность вод по отношению к карстующимся грунтам. При этом особое внимание обращается на карстовые источники, очаги поглощения поверхностных вод, карстовые озера, водотоки в пещерах и т.д.

Выявленные в результате карстологического обследования формы карста наносятся на карту проявлений и прилагаемые к ней карты срезки.

Буровые и *горные работы* проводятся с целью изучения условий развития карста, характера и степени закарстованности, а также оценки карстоопасности территории путем комплексирования буровых, геофизических и гидрогеологических работ. Задачами исследований являются: изучение состава, состояния, свойств карстующихся и покрывающих толщ, их трещиноватости, кавернозности, закарстованности; выявление и оконтуривание зон

Репозиторий ВГУ

разной степени закарстованности; отбор образцов для лабораторных исследований. При документировании фиксируют провалы инструмента, сокращение выхода керна, резкое исчезновение промывочной жидкости, являющиеся косвенным показателем закарстованности пород. По результатам документации керна вычисляют:

линейный коэффициент кавернозности:

$$k_1 = (\Sigma d / 4l) \times 100, \%$$

где Σd – суммарный диаметр пустот по результатам четырех измерений; l – длина керна, по которому определяется коэффициент;

объемный коэффициент открытой пористости и кавернозности:

$$k_v = ((v_2 - v_1) / v_2) \times 100, \%$$

где v_1, v_2 – объем керна, соответственно без пор и каверн, с порами и кавернами.

В скважинах выполняются опытно-фильтрационные и геофизические работы.

Геофизические методы исследований (электро-, сейсморазведочные, радиоизотопные, ультразвуковой каротаж) применяют комплексно, с учетом их возможностей и особенностей для изучения карста на дневной поверхности, в горных выработках и на образцах. С их помощью исследуют:

– залегание карстующихся пород, зон трещиноватости и тектонических нарушений, наличие древних долин и т.п.;

– характер погребенного рельефа на участках распространения данных пород, глубину их залегания; мощности, степени закарстованности и кавернозности карстующегося массива;

– местоположение и контуры карстовых полостей, разрушенных и разуплотненных зон в карстующемся массиве;

– изменчивость физико-механических свойств горных пород (карстующихся и покрывающих).

Режимные наблюдения ведутся за подземными водами, развитием карстового процесса и проявлениями его на поверхности. В перечень работ по изучению режима карстового процесса входят наблюдения за проявлениями процесса; гидрогеологические; гидрологические; геодезические – за состоянием зданий и сооружений.

В ходе наблюдений за развитием карста периодически проводится наземное обследование территории с целью обнаружения проявлений и активизации карстовых форм. При этом осуществляется регистрация случаев карстовых провалов и локальных оседаний поверхности.

Так как интенсивность и режим карста в значительной степени зависят от гидрохимической и гидродинамической обстановки, в процессе режимных исследований ведется наблюдение за поверхностными, подземными и техногенными водами. В результате исследования режима поверхностных и

Репозиторий ВГУ

подземных вод устанавливают: изменения уровней, направления и скорости движения вод, их температуру, химический состав, ореолы загрязнения промышленными стоками, степень агрессивности вод к карстующимся породам. Режимные геодезические наблюдения за деформациями толщ горных пород, земной поверхности, зданий и сооружений проводятся по деформационным маркам в конструкциях, по грунтовым и глубинным реперам.

Лабораторные работы и *экспериментальные исследования* включают определение: состава, состояния и физико-механических свойств карстующихся и покрывающих пород, в том числе заполнителя карстовых пустот и доломитовой муки; химического состава поверхностных и подземных вод, определение их агрессивности к карстующимся породам; работы по моделированию. Последние проводятся при необходимости установления основных количественных закономерностей карстового процесса (в частности, механизма и скорости растворения пород), прогноза развития (активизации) карстового процесса во времени и пространстве при воздействии природных и техногенных вод. Они выполняются по индивидуальным программам.

На этапе *камеральных работ* производится обработка материалов, выполняется анализ условий и истории карста, описываются поверхностные и подземные его проявления, а также особенности и закономерности распространения и развития; осуществляется инженерно-геологическое районирование территории по условиям, характеру и степени развития карста; дается оценка устойчивости территории относительно провалов и оседаний земной поверхности; разрабатываются прогноз изменения инженерно-геологических условий при освоении территории (например, подтопления) и влияния техногенных факторов на развитие (активизацию) карста и рекомендации по рациональному использованию закарстованных территорий, их инженерной подготовке и противокарстовым мероприятиям (Бондарик и др., 2007).

Оценка поверхностной закарстованности проводится по результатам наземного обследования с применением данных стационарных наблюдений. Она должна быть не только количественной, но и качественной. Закарстованность земной поверхности выражается в наличии воронок, понор, котловин, слепых оврагов и долин, польев, мульд проседаний, карстовых рвов и других поверхностных форм. Степень и характер закарстованности земной поверхности изменяются во времени вследствие образования новых и омоложения существующих карстовых форм рельефа.

Для количественной оценки поверхностной закарстованности (пораженности земной поверхности проявлениями карста) используют следующие показатели:

1. *Плотность карстовых воронок*:

$$f = N / F, \text{ шт./км}^2,$$

где N – число карстовых воронок на площади исследуемой территории F.

Репозиторий ВГУ

2. *Площадной коэффициент закарстованности*:

$$K_s = (F_k / F) \times 100\ (\%),$$

где F_k – площадь, занимаемая карстовыми проявлениями (например, воронками); F – общая площадь исследуемой территории.

3. *Объемный показатель карстовой пораженности* массива (по Н.В. Родионову):

$$K_v = (V_k / V) \times 100\ (\%),$$

где V_k – объем карстовых пустот; V – объем исследуемого карстового массива.

4. *Показатель активности карстового процесса* (по Н.В. Родионову):

$$П_{ак} = (V_{1000} / V) \times 100\ (\%),$$

где V – объем изучаемого карстового массива; V_{1000} – объем породы, выщелоченной из массива за 1000 лет.

5. *Коэффициент фильтрации* и *удельное водопоглощение* для закарстованных пород по данным опытно-фильтрационных исследований (откачек и нагнетаний). Характеристика пород по степени закарстованности по В.Д. Ломтадзе (1977) приведена в табл. 4.28.

Таблица 4.28

Оценка закарстованности пород по гидродинамическим параметрам
(по В.Д. Ломтадзе, 1977)

Характеристика горных пород	Коэффициент фильтрации, м/сут	Удельное водопоглощение, л/мин
Практически водоупорные, незакарстованные и нетрещиноватые	<0,01	<0,005
Очень слабоводопроницаемые, слабозакарстованные и слаботрещиноватые	0,01–0,1	0,005–0,05
Слабоводопроницаемые, слабозакарстованные и слаботрещиноватые	0,1–10,0	0,05–5,0
Водопроницаемые, закарстованные и трещиноватые	10,0–30,0	5,0–15,0
Сильноводопроницаемые, сильнозакарстованные и сильнотрещиноватые	30,0–100,0	15,0–50,0
Очень сильноводопроницаемые, сильнозакарстованные и сильнотрещиноватые	>100,0	>50

6. *Показатель степени устойчивости территории* (по З.А. Макееву):

$$p = N / F\,t,\ \text{шт./км}^2\ \text{в год},$$

где N – число карстовых воронок, образовавшихся на исследуемой площади F за время t (в годах). По этому показателю территории делятся на: весьма

Репозиторий ВГУ

неустойчивые – 10 воронок за один год; неустойчивые – 1–5 воронок за 1 год; среднеустойчивые – 1 воронка за 1–20 лет; устойчивые – 1 воронка за 10–50 лет; весьма устойчивые – 0 воронок за более чем 50 лет. Следует отметить, что СНБ 1.02.01–96 использует число и размеры карстовых провалов в качестве критериев степени устойчивости этих категорий территорий (табл. 4.29). Названия категорий закарстованности в данной классификации совпадают с предложенными в классификации И.А. Саваренского (Рекомендации .., 1967).

Таблица 4.29

Классификация закарстованных территорий по степени устойчивости
(по СНБ 1.02.01–96)

Категория устойчивости	Интенсивность провалообразования, случаи / 1 км^2 за год	Категория устойчивости	Средний диаметр провалов, м
I. Очень неустойчивая	>1,0	А. Очень неустойчивая	>20
II. Неустойчивая	1,0–0,1	Б. Неустойчивая	20–10
III. Недостаточно устойчивая	0,1–0,05	В. Пониженная устойчивость	10–3
IV. Несколько пониженная устойчивость	0,05–0,01	Г. Относительно устойчивая	3–1
V. Относительно устойчивая	<0,01	Д. Устойчивая	Возможность провалов исключается
VI. Устойчивая	Возможность провалов исключается		

Основой оценки закарстованных территорий является специальное инженерно-геологическое районирование. Его результаты дают возможность проектным организациям определить степень пригодности выделяемых площадей для освоения, выбрать и запроектировать наиболее эффективный комплекс защитных мероприятий.

Районирование проводится по: а) условиям развития процесса (наличию и составу растворимых пород; их проницаемости, движению в них (или контактирующих с ними) поверхностных и подземных вод и их растворяющей способности); б) степени и характеру развития карста, включая степень и характер его проявления на земной поверхности; в) оценке риска или прогнозу карстовой опасности (Бондарик и др., 2007).

По определению карстовая опасность включает характер и степень воздействий карстовых деформаций на породный массив и сооружения, которые могут привести к затруднению освоения закарстованных территорий (Толмачев и др., 1986; Толмачев, Ройтер, 1990). Ее прогноз может осуществляться различными методами: аналитическим,

Репозиторий ВГУ

вероятностно-статистическим, методами физико-химического и вещественного моделирования, а также моделирования на эквивалентных материалах. Методы физико-химического и вещественного моделирования позволяют получить относительные оценки скорости растворения карстующихся пород.

Прогноз карстовой опасности может базироваться на критерии провалообразования. При этом определяются вероятность образования провалов в интересующем месте и ожидаемые размеры провалов на земной поверхности или в основании сооружений (Бондарик и др., 2007).

Один из методов прогнозирования провалообразования, на базе детерминированной модели, предложен Г.М. Шахунянцем. Метод основывается на расчете критической величины мощности перекрывающих пород, при которой под воздействием собственного веса и веса сооружения происходит их обрушение в карстовую полость по круглоцилиндрической поверхности. Диаметр провала определяется по формуле

$$d = \frac{2\left(C\,h + \gamma\,h^2 N\,tg\varphi - 2\,C\,h\,M\,tg\varphi\right)}{P_c + P_n},$$

где h – критическая мощность перекрывающих пород; P_c – вес сооружения; P_n – вес вышележащих пород; C, φ, γ – соответственно сцепление, угол внутреннего трения и плотность пород; M и N – параметры функции φ.

Вероятностно-статистические методы прогноза более надежны и целесообразны, поскольку среди причин карстового процесса всегда присутствует случайная компонента. В.В. Толмачев (1990) установил, что образование карстовых провалов во времени подчиняется закону Пуассона, в соответствии с которым вероятность образования X провалов в год составляет $P(x) = exp\,(-\lambda)\,\lambda^x / x!$ Тогда вероятность образования X провалов за время t на площади F с интенсивностью провалов λ будет

$$P(x) = exp\left(-\lambda\,F\,t\right)\frac{\left(-\lambda\,F\,t\right)^x}{x!}.$$

Вероятность того, что на данной территории за время t не произойдет ни одного провала, т.е. $X = 0$, составит $P_0 = exp\,(-\lambda\,F\,t)$. Вероятность появления хотя бы одного провала на данной территории за время t составит $P = 1 - P_0$.

Определение прогнозного диаметра d провалов производится в предположении нормального закона их распределения по выражению

$$P(d) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}}\,exp\left\{\frac{\left(d - \overline{d}\right)^2}{2\sigma^2}\right\},$$

где σ – среднеквадратичное отклонение диаметров.

В качестве критерия карстовой опасности для наземного строительства рекомендуется использовать *надежность территории*,

Репозиторий ВГУ

т.е. вероятность, что на площади F за данное время t_n не появится провал диаметром больше опасного d_r (в частном случае, $d_r > d$).

$$P_0 = exp[-\lambda\, F\, t_n\,(1 - P_d)],$$

где P_d устанавливается по интегральной кривой распределения диаметров провалов, замеренных на данной территории или на аналогичной ей по геологическим условиям (Иванов, Тржцинский, 2001).

Мероприятия по инженерной защите территорий от карстовых процессов. Характер и объем противокарстовых мероприятий определяются конкретными особенностями инженерно-геологических условий территории (тип карста, глубина залегания растворимых пород, степень их закарстованности и обводненности) и назначением сооружения (промышленно-гражданские здания, авто- и железные дороги, гидротехнические сооружения и др.).

Для инженерной защиты зданий и сооружений от карста применяют следующие противокарстовые мероприятия или их сочетания:

– планировочные;
– водозащитные и противофильтрационные;
– геотехнические (укрепление оснований);
– конструктивные;
– технологические;
– эксплуатационные.

Противокарстовые мероприятия должны: предотвращать активизацию, а при необходимости и снижать активность карстовых процессов; исключать или уменьшать в необходимой степени карстовые деформации грунтовых толщ; предотвращать повышенную фильтрацию и прорывы воды из карстовых полостей в подземные помещения и горные выработки; обеспечивать возможность нормальной эксплуатации территорий, зданий, сооружений, подземных помещений и горных выработок при допущенных карстовых проявлениях (Королев, 2013).

Противокарстовые мероприятия следует выбирать в зависимости от характера выявленных и прогнозируемых карстовых процессов, вида карстующихся пород, условий их залегания и требований, определяемых особенностями проектируемой защиты и защищаемых территорий и сооружений с учетом СТБ 2331–2014.

Планировочные противокарстовые мероприятия должны обеспечивать рациональное использование закарстованных территорий и оптимизацию затрат на противокарстовую защиту. Они должны учитывать перспективу развития данного района и влияние противокарстовой защиты на условия развития карста.

В состав планировочных противокарстовых мероприятий входят:

– специальная компоновка функциональных зон, трассировка магистральных улиц и сетей при разработке планировочной структуры с мак-

Репозиторий ВГУ

симально возможным обходом карстоопасных участков и размещением на них зеленых насаждений;

– разработка инженерной защиты территорий от техногенного влияния строительства на развитие карста;

– расположение зданий и сооружений на менее опасных участках, как правило, за пределами участков I–II категорий устойчивости относительно интенсивности карстовых провалов, а также за пределами участков с меньшей интенсивностью (частотой) образования провалов, но со средними их диаметрами больше 20 м (категория устойчивости А).

Водозащитные и противофильтрационные противокарстовые мероприятия обеспечивают предотвращение опасной активизации карста и связанных с ним провальных явлений под влиянием техногенных изменений гидрогеологических условий в период строительства и эксплуатации зданий и сооружений. Основным принципом проектирования водозащитных мероприятий на закарстованных территориях является максимальное сокращение инфильтрации поверхностных, промышленных и хозяйственно-бытовых вод в грунт.

Не рекомендуется допускать: усиления инфильтрации воды в грунт (в особенности агрессивной), повышения уровней подземных вод (в особенности в сочетании со снижением уровней нижезалегающих водоносных горизонтов), резких колебаний уровней и увеличения скоростей движения вод трещинно-карстового и вышезалегающих водоносных горизонтов, а также других техногенных изменений гидрогеологических условий, которые могут привести к активизации карста.

К водозащитным мероприятиям относятся:

– тщательная вертикальная планировка земной поверхности и устройство надежной ливневой канализации с отводом вод за пределы застраиваемых участков;

– мероприятия по борьбе с утечками промышленных и хозяйственно-бытовых вод, в особенности агрессивных;

– недопущение скопления поверхностных вод в котлованах и на площадках в период строительства, строгий контроль над качеством работ по гидроизоляции, укладке водонесущих коммуникаций и продуктопроводов, засыпке пазух котлованов.

Следует ограничивать распространение влияния водохранилищ, подземных водозаборов и других водопонизительных и подпорных гидротехнических сооружений и установок на застроенные и застраиваемые территории. Если проектируемые или существующие здания или сооружения попадают в зону указанного влияния, следует проводить оценку и (или) прогноз техногенных изменений и, при необходимости, осуществлять водозащитные противокарстовые мероприятия.

При проектировании водохранилищ, водоемов, каналов, водохранилищ, систем водоснабжения и канализации, дренажей,

Репозиторий ВГУ

водоотлива из котлованов, горных выработок и т.п. должны учитываться гидрологические и гидрогеологические особенности карста. При необходимости применяют противофильтрационные завесы и экраны, регулирование режима работы гидротехнических сооружений и установок и т.д. Проектирование противофильтрационных мероприятий должно вестись на основе комплексного изучения и анализа гидрологических и гидрогеологических условий и их влияния на окружающую территорию и расположенные на ней здания и сооружения. При этом нужно учитывать, что значительное повышение уровня подземных вод в результате осуществления противофильтрационных мероприятий (барражный эффект) может привести к активизации карстовых явлений.

К *геотехническим мероприятиям* относятся:

– тампонирование карстовых полостей и трещин (рис. 4.65), обнаруженных на земной поверхности, в котлованах и горных выработках (шурфах, штольнях и т.д.);

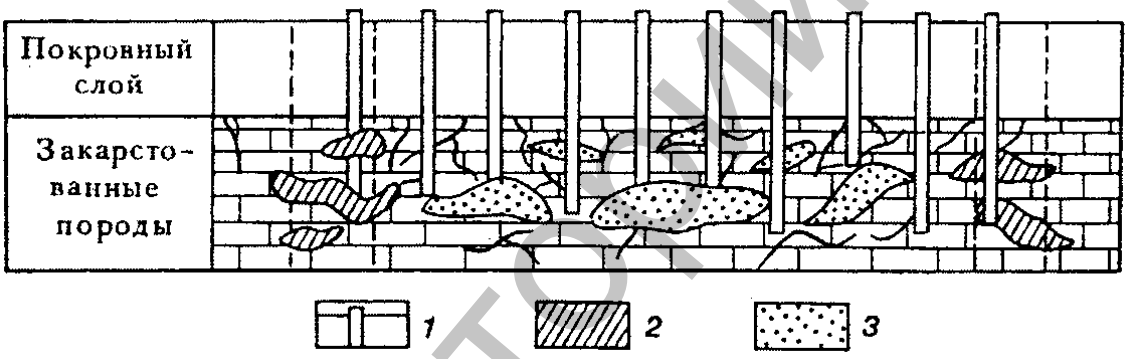


Рис. 4.65. **Тампонирование карстовых пустот** (по Г.К. Бондарику и др., 2007).
1 – скважина; *2* – цемент; *3* – карстовая полость

– закрепление закарстованных пород и (или) вышезалегающих грунтов инъекцией цементационных растворов или другими способами (рис. 4.66);

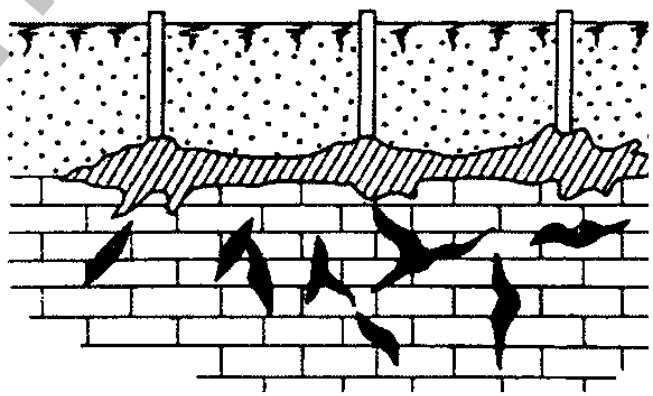


Рис. 4.66. **Закрепление поверхности карстующегося массива**
(по Г.К. Бондарику и др., 2007)

Репозиторий ВГУ

– опирание фундаментов на надежные незакарстованные или закрепленные грунты.

С целью опирания на надежные грунты применяют: увеличение глубины заложения фундаментов, забивные, бурозабивные или буронабивные сваи, другие фундаменты глубокого заложения, замену ненадежных грунтов и другие мероприятия (рис. 4.67). Эффективность осуществления геотехнических противокарстовых мероприятий проверяют бурением контрольных скважин.

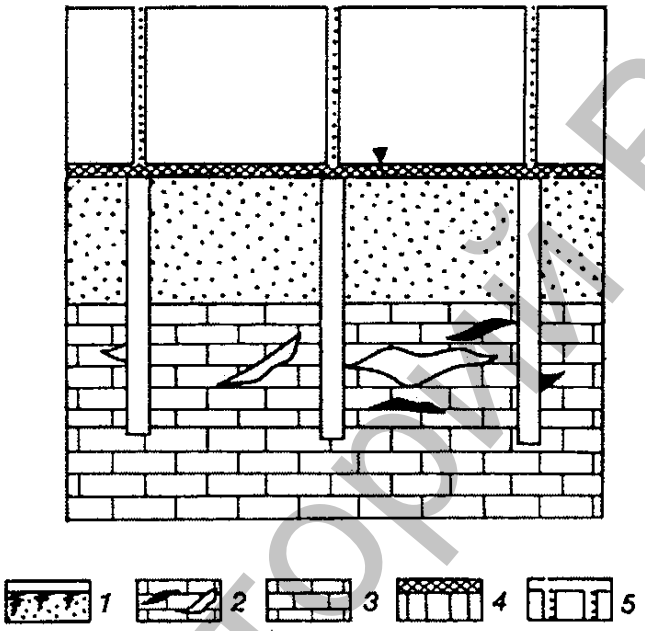


Рис. 4.67. **Особые формы фундамента на карстующихся породах**
(по Г.К. Бондарику и др., 2007)
1 – почва; *2* – карстовые полости; *3* – известняк; *4* – сваи; *5* – армированные железобетонные конструкции

Если использованием геотехнических мероприятий возможность образования карстовых деформаций полностью не исключена, а также в случае технической невозможности или нецелесообразности их применения, должны предусматриваться конструктивные мероприятия, назначаемые согласно ТКП 45–5.01–254–2012, исходя из расчета фундаментов и конструкций сооружения с учетом образования карстовых деформаций.

Конструктивные мероприятия используют отдельно или в комплексе с геотехническими мероприятиями. В их состав могут входить:

– специальные конструктивные решения фундаментов (на естественном основании и свайных);

– надфундаментные и поэтажные пояса;

– пространственные рамы.

Технологические противокарстовые мероприятия включают повышение надежности технологического оборудования и коммуникаций,

Репозиторий ВГУ

их дублирование, контроль над давлением в коммуникациях и утечками из них, обеспечение возможности своевременного отключения аварийных участков и т.д. (Королев, 2013).

В состав *эксплуатационных противокарстовых мероприятий* (мониторинга) входят:

– постоянный геодезический контроль за оседанием поверхности и деформациями зданий и сооружений.

– наблюдения за проявлениями карста, состоянием грунтов, уровнем и химическим составом подземных вод;

– периодическое строительное обследование состояния зданий, сооружений и их конструктивных элементов;

– система автоматической сигнализации на случай появления недопустимых карстовых деформаций;

– устройство (и периодическое наблюдение) глубинных марок, реперов и маяков на трещинах строительных конструкций;

– контроль над выполнением мероприятий по борьбе с инфильтрацией поверхностных, промышленных и хозяйственно-бытовых вод в грунт, запрещение сброса в грунт химически агрессивных промышленных и бытовых вод;

– контроль (и ограничение) над взрывными работами и источниками вибрации.

4.8. ПРОСАДОЧНЫЙ ПРОЦЕСС

Общие положения. *Под просадочным процессом*, согласно В.Т. Трофимову (2008), *понимают реализацию в пространственно-временной системе просадочных свойств лессовых пород под действием их собственного веса или дополнительной нагрузки при увеличении их влажности до значений, превышающих влажность начальной просадочности, вследствие природных и антропогенных (техногенных) причин*. Этот процесс часто называют *просадкой*.

Просадочность лессовых грунтов обусловлена специфическими особенностями их состава, состояния и строения. Среди этих особенностей (или признаков) основными можно назвать следующие: 1) лессовые грунты представляют собой структурированные песчано-глинисто-пылеватые дисперсные системы с резким преобладанием пылеватых частиц и обладают малой гидрофильностью, что обусловливает отсутствие или очень малую величину потенциального их набухания при увлажнении; 2) лессовые грунты характеризуются низкими значениями плотности скелета и высокой пористостью (42–55% и выше), причем среди пор преобладают открытые; 3) эти грунты до момента замачивания обладают низкой естественной влажностью и, соответственно, твердой или полутвердой консистенцией;

Репозиторий ВГУ

4) в лессовых породах в различных, нередко больших количествах (до 10% и более) присутствуют карбонаты и водорастворимые соли, которые в условиях невысокой природной влажности обусловливают структуру переходного (коагуляционно-цементационного) типа с высокой прочностью структурных связей и всего грунта в целом; 5) прочность такой структуры в лессовых грунтах резко по величине и быстро во времени падает при водонасыщении (Инженерная .., 2013).

Разная степень проявления отдельных «лессовых» признаков может лежать в основе типизации лессовых пород. Среди них выделяют типичные лессы и лессоподобные образования (лессовидные суглинки). Многие исследователи в основу разделения лессовых грунтов кладут их генезис, считая типичными лессами породы только эолового происхождения. Другие считают, что просадочность характерна только для эоловых образований, поэтому если она отсутствует, то породы следует считать лессовидными. Некоторые принимают за определяющий признак просадочности макропористость лессовых грунтов, но это не всегда соответствует реальности (Иванов, Тржцинский, 2001). Одна из первых попыток создать инженерно-геологическую классификацию лессовых пород была предпринята И.П. Ивановым (1956). Она базируется на комплексе признаков, определяющих условия освоения территорий, покрытых лессовыми грунтами различного генезиса, состава, состояния и способности к просадочным явлениям. При этом следует отметить, что нередко лессовые массивы имеют циклическое строение, где отчетливо наблюдается переслаивание горизонтов лессов с погребенными почвами и лессовидными суглинками.

Просадочность лессовых грунтов является интегральным свойством деформирования, которое связано с большим набором обусловливающих его особенностей этих пород (Бондарик и др., 1976). Пространственная изменчивость лессовых пород, а также многообразие источников естественного и искусственного увлажнения создают благоприятные условия для неравномерных проявлений просадок в пространстве, во времени, по масштабам деформаций и приуроченности их к разным узлам сооружений и зданий. 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 (Иванов, Тржцинский, 2001).

Просадочные явления в лессовых грунтах 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, воронки, западины и т.п. (Молодых, 1982). По своим размерам в плане степные блюдца и воронки весьма неоднородны. Первые формы могут быть диаметром от нескольких десятков до нескольких сотен метров,

Репозиторий ВГУ

распределенных с плотностью от 30 до 300 блюдец на 1 км^2, вторые – диаметром от 3 до 30 м. Гетерогенные формы могут иногда иметь в диаметре до 15 км.

Глубина просадочных форм незначительная и зависит от мощности лессового 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) лессовых отложений достигает 10 и более метров.

Важность изучения просадочности, как и любого другого геологического явления, при оценке устойчивости зданий и сооружений определяется характером и масштабами явления, а также частотой его возникновения, связанной с распространением лессовых пород. Ранее, до 30-х годов XX века, строители не уделяли внимания специальному изучению свойств просадочных грунтов. Однако только за период с 1929 по 1934 г. были зарегистрированы многочисленные случаи катастрофических деформаций сооружений. Так, например, доменные печи «Запорожстали» за 4 года эксплуатации претерпели просадку местами более 130 см, дымовая труба Кузнецкого завода испытала просадку до 119 см, опоры железнодорожного моста на Урале просели на 92 и 104 см, отдельные ирригационные каналы в Средней Азии просели до 220 см. Причиной подобных деформаций, как показали проведенные исследования, послужило замачивание грунтов оснований. В связи с этим рядом специалистов (Ю.М. Абелевым, В.И. Батыгиным, Н.Я. Денисовым, Е.А. Замариным, М.М. Решеткиным и др.) в начале 1930-х годов были выполнены специальные полевые и лабораторные исследования, результаты которых впоследствии вошли в нормативные документы по проектированию и строительству на просадочных грунтах.

Свойство лессовых грунтов терять устойчивость своей структуры при увлажнении обусловливает настолько своеобразные строительные качества этих грунтов, что требует особого рассмотрения. Лессовые грунты получили широкое распространение. Их можно встретить во многих странах Западной Европы, в Северной и Южной Америке, в Китае, Монголии и других странах и на континентах. Для практики строительства весьма важно уметь отличать просадочные лессовые грунты от обычных, знать особенности механических свойств просадочных грунтов и предусмотреть влияние этих свойств на возводимые сооружения.

Причины, условия и факторы развития просадочного процесса. Просадочность грунтов обусловливается разрушением и ослаблением структурных связей в грунте (за счет его увлажнения) и его последующим доуплотнением под действием собственного веса и (или) внешней нагрузки. В процессе просадки существенно меняется микростроение грунта: крупные агрегаты распадаются, крупные макропоры смыкаются, частицы формируют более плотную упаковку и т.п. (рис. 4.68). Поэтому просадочно-

Репозиторий ВГУ

стью обладают лишь недоуплотненные (имеющие высокую пористость), маловлажные грунты, имеющие неводостойкие структурные связи (переходные контакты между частицами). Этим условиям в наибольшей мере отвечают лессовые грунты, которые, как правило, всегда обладают той или иной просадочностью. Однако, кроме них, она наблюдается и в других типах дисперсных грунтов – почвах, выветрелых глинах, засоленных песках, искусственных грунтах.

Среди *природных факторов*, влияющих на просадочность лессовых грунтов, на первом месте стоит их *пористость* (*плотность*). Многочисленные исследования показывают, что с ростом пористости просадочность лессов увеличивается при прочих одинаковых условиях. В соответствии с этим зависимость коэффициента относительной просадочности лессовых грунтов от их плотности является нелинейной и носит экспоненциальный характер, который для конкретных регионов может быть описан различными математическими функциями (Королев, 2004).

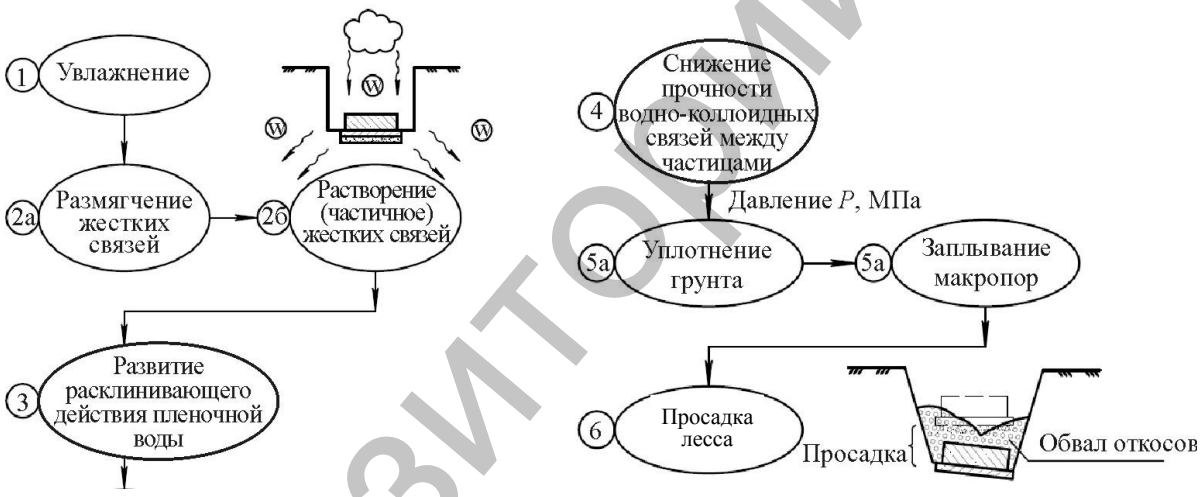


Рис. 4.68. **Схема просадки лессового грунта** (по Е.А. Исаковой, В.И. Клевеко, 2015)

Большое влияние на просадочность оказывает *влажность*. Вода, поступая в поры грунта при его замачивании, выполняет роль смазки, облегчающей переориентацию частиц при их доуплотнении, а также ослабляет прочность структурных связей (переводя часть переходных контактов в коагуляционные, частично растворяя цементационные контакты и т.п.). Это один из видов проявления эффекта Ребиндера – понижения прочности дисперсных систем при внедрении в них жидких прослоек. Поскольку лессовые грунты в основном формируются в аридных климатических условиях, то недостаток влаги в них способствует сохранению их недоуплотненности, а следовательно, и просадочности. С увеличением естественной влажности лессовых грунтов их просадочность снижается,

Репозиторий ВГУ

т.к. при этом грунт уже частично доуплотняется. Установлено, что просадка зависит и от степени заполнения пор водой: с ростом степени влажности коэффициент относительной просадочности лессовых грунтов закономерно и нелинейно снижается. Для большинства лессовых грунтов просадка возникает при степени влажности $S_r < 0{,}6–0{,}75$.

На рис. 4.69 показана зависимость коэффициента относительной просадочности от давления, при котором происходит замачивание образца. При этом могут наблюдаться три варианта этой зависимости. В первом случае (рис. 4.69, кривая *1*) грунт обладает просадочными свойствами при замачивании и без дополнительной нагрузки ($\sigma = 0$), при $\varepsilon'_{sl} > 0$. Во втором случае грунт при замачивании без давления не проседает ($\varepsilon_{sl} = 0$), а его просадка начинается лишь при дополнительном давлении $\sigma > 0$ (кривая *2*). В третьем случае замачивание грунта без дополнительного давления приводит не к просадке, а к его набуханию: лишь при превышении давлением величины σ_1 значение ε_{sl} становится положительным (кривая *3*).

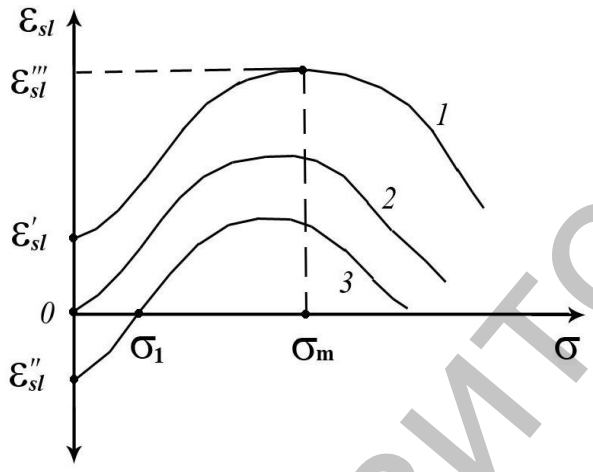


Рис. 4.69. **Зависимость коэффициента относительной просадочности (ε_{sl}) грунтов от давления (σ)** (по В.А. Королеву, 2004)

Общий вид зависимости $\varepsilon_{sl} = f(\sigma)$ характеризуется кривой с максимумом, отвечающим некоторому давлению σ_m, при котором наблюдается наибольший для данного грунта коэффициент относительной просадочности. Для разных грунтов величина σ_m различна. Исходя из этого следует иметь в ввиду, что сравнивать между собой величины ε_{sl} для разных грунтов имеет смысл лишь при одинаковых условиях испытаний.

Инженерно-хозяйственная деятельность человека часто создает условия, благоприятствующие просадочности лессовых грунтов. С просадочными явлениями техногенного происхождения связано большинство осложнений и аварийных ситуаций при промышленном и гражданском строительстве на лессовых грунтах. Так, например, значительная часть аварий жилых зданий в Душанбе, построенных на лессах, происходила в результате утечек подземных вод из коммуникаций, вызывающих просадку. Развитие просадочных явлений на территории Волгодонска, вызванное техногенным обводнением лессовых пород, привело к полному разрушению ряда жилых домов и производственных сооружений в 1983 г. Число подобных примеров весьма велико.

Среди *техногенных факторов* развития или активизации просадочных явлений в лессовых грунтах выделяют: техногенное подтопление тер-

Репозиторий ВГУ

риторий, сложенных лессами; утечки воды из подземных коммуникаций; утечки из каналов, оросительных сетей; нарушение гидроизоляции поверхности земли вблизи зданий, отмостков и др.; увеличение пригрузки сооружений, сверх расчетных (предельных) значений просадочного давления и т.п.; аварии гидросетей, вызывающие резкое обводнение массивов лессовых пород (Королев, 2004).

Распространение просадочных процессов и явлений на территории Беларуси. Лессовые отложения на территории страны имеют довольно широкое развитие. Занимаемая ими площадь составляет до 15% всей территории республики (Санько и др., 2012). Распространены преимущественно лессовидные образования, типичные лессы прослеживаются только на небольших участках.

Они имеют покровное залегание, подстилаются разнообразными по строению и составу флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, ледниковыми, аллювиальными, озерными и другими генетическими аккумуляциями четвертичной толщи, распространены довольно крупными массивами и относительно небольшими островами в пределах самых различных геоморфологических элементов. Широкое развитие они получили в пределах пологих возвышенностей, на склонах гряд, холмов, часто встречаются на плоских водоразделах крупных рек. Мощность лессовых грунтов обычно небольшая и изменяется от 0,5 м на повышенных участках до 5–6 м и более в нижних частях склонов, котловинах и ложбинах стока (Галкин и др., 2006). Поверхность лессовых отложений характеризуется довольно густой овражно-балочной сетью, тяготеющей к речным долинам и водно-ледниковым ложбинам, на возвышенных участках встречаются блюдцевые западины и воронки.

Основные площади лессовых пород находятся к югу от краевых ледниковых образований поозерского возраста (рис. 4.70). Преобладающие участки расположены между реками Днепр и Березина, а также Днепр и Сож (Лиозненский, Оршанско-Могилевско-Мстиславский и Гомельский массивы). Широкое распространение они получили в пределах Минской и Новогрудской возвышенностей (Минский и Новогрудско-Кореличский массивы), Копыльской гряды (Слуцко-Копыльский массив). Развиты лессовые породы также на северо-восточных склонах Мозырской гряды, в основном, на склонах, обращенных к Припяти, участками попадаются в Полесье (Туровский и Хойникско-Брагинский массивы).

Наиболее типичные и мощные лессы обладают максимальной просадочностью при избыточном увлажнении и дополнительной нагрузке до 30 см. Те образования, у которых мощность более 1 м, дают в ряде случаев просадки при дополнительных нагрузках 15–5 см, а на участках, где их мощность менее 1 м, они непросадочны (Коптев, 1974). Одной из основных причин слабой просадочности белорусских лессов наряду с небольшой мощностью является высокая их увлажненность, равная, по данным

Репозиторий ВГУ

М.Ф. Макарочкина и др. (1959), 9–23%. В связи с повышенной пылеватостью лессовые грунты Беларуси характеризуются легкой размокаемостью и тиксотропностью.

Рис. 4.70. **Районы распространения лессовых и лессовидных пород на территории Беларуси** (по Ю.В. Кухарчику, 2011, с изменениями).
I – Оршанско-Могилевско-Мстиславский, *II* – Минский, *III* – Слуцко-Копыльский, *IV* – Новогрудско-Кореличский, *V* – Лиозненский, *VI* – Гомельский, *VII* – Мозырско-Хойникско-Брагинский, *VIII* – Туровский

Изучение и прогноз динамики просадочных явлений. При инженерно-геологических изысканиях в районах развития просадочных грунтов, согласно СНБ 1.02.01–96, необходимо установить:

– распространение и приуроченность данных грунтов и специфических форм рельефа (просадочных блюдец, воронок и т.п.) к определенным геоморфологическим элементам;

– просадочные свойства грунтов, мощность просадочной толщи, тип грунтовых условий по просадочности;

Репозиторий ВГУ

– наличие и распространение погребенных почв, карбонатных и гипсовых образований, кротовин;

– наличие и источники древнего или современного замачивания грунтов, характер и состояние имеющихся деформаций зданий и сооружений с учетом результатов исследований просадочных свойств грунтов и опытного замачивания на площадках с аналогичными (подобными) условиями.

Основными показателями, количественно характеризующими просадочность грунтов и, соответственно, указывающим на возможное развитие просадки толщи, являются коэффициент относительной просадочности (относительная просадочность), начальное просадочное давление и начальная просадочная влажность. К этой же категории показателей относят суммарную просадку толщи лессовых пород и величину мощности просадочной толщи.

Коэффициент относительной просадочности – показатель, учитывающий вертикальную компоненту изменения объема грунтов при просадке: $\varepsilon_{sl} = \Delta h_{sl} / h_0$, где Δh_{sl} – просадка образца грунта в результате замачивания; h_0 – высота образца грунта с природной влажностью при природном давлении. Если величина $\varepsilon_{sl} \geq 0{,}01$, то такие грунты относят к просадочным (табл. 4.30).

Таблица 4.30

Классификация лессовых грунтов по величине относительной просадочности
(по В.И. Крутову, 1998)

Разновидности грунтов по степени просадочности	Относительная просадочность при давлении на грунт 0,3 МПа	Ориентировочные значения начального просадочного давления P_{sl}, МПа
Непросадочные	<0,01	>0,3
Условно просадочные	0,01	>0,3
Слабопросадочные	$0{,}01 < \varepsilon_{sl} < 0{,}03$	$0{,}3 > P_{sl}, > 0{,}15$
Среднепросадочные	$0{,}03 < \varepsilon_{sl} < 0{,}07$	$0{,}15 > P_{sl}, > 0{,}06$
Сильнопросадочные	$0{,}07 < \varepsilon_{sl} < 0{,}12$	$0{,}06 > P_{sl}, > 0{,}02$
Чрезвычайно просадочные	>0,12	<0,02

Величина *начального давления просадочности* представляет собой то минимальное давление, при котором в условиях полного водонасыщения начинается реализация просадочных свойств лессовой породы, т.е. проявляется просадка. За величину начального просадочного давления по результатам компрессионных испытаний принимают давление, когда относительная просадочность равна 0,01, т.е. той же величине, ниже которой грунты считаются непросадочными.

Репозиторий ВГУ

Начальная просадочная влажность лессовых пород, по В.И. Крутову (1982), представляет собой влажность, при которой просадочные грунты, находящиеся под давлением собственного веса их толщи или дополнительного давления сооружения, начинают проявлять просадку. Практически за этот показатель принимают минимальное значение влажности, когда под действующим давлением формируется относительная просадочность, равная 0,01.

Мощность (величина) просадочной толщи лессовых пород представляет собой величину той части их разреза в метрах, в пределах которой проявляются просадочные свойства лессовых пород при действующей нагрузке. Численное значение этой величины зависит от величины нагрузки и достигает наибольших значений (до 35–40 м и более) при действии собственного веса пород и дополнительной нагрузки.

Суммарная, или полная, просадка толщи лессовых пород (S_{sl}) – максимальная величина просадки, которая формируется при реализации просадочных свойств при замачивании под действием собственного веса пород и дополнительной нагрузки от сооружения. Величина этого показателя изменяется в широком диапазоне и может достигать 2–3 м.

Количественная величина последнего показателя используется для подразделения толщ лессовых пород на ряд категорий. В соответствии с классификацией Ю.М. Абелева и М.Ю. Абелева (1968) толща лессовых грунтов оценивается как практически устойчивая при замачивании, если величина суммарной просадки менее 15 см. Толща относится к малопросадочной, если она изменяется от 15 до 50 см, к просадочной – если превышает 50 см. Если величина суммарной просадки лессовой толщи превышает 1 м, то толща оценивается как сильнопросадочная.

Основным приемом в практике инженерно-геологических работ является определение *типа грунтовых условий* массивов лессовых пород по просадочности. Для этого применяют значения начального просадочного давления или относительной просадочности лессовых пород при природном давлении. По полученным данным строится график изменения напряжения от собственного веса грунта и начального просадочного давления (P_{sl},) по разрезу или график изменения по разрезу (глубине) относительной просадочности (ε_{sl}).

В зависимости от возможности проявления просадки грунтов от собственного веса среди *грунтовых условий* выделяют два типа: I тип – грунтовые условия, в которых возможна в основном просадка грунтов от внешней нагрузки, а просадка от собственного веса грунта отсутствует или не превышает 5 см; II тип – грунтовые условия, в которых помимо просадки грунтов от внешней нагрузки возможна просадка от собственного веса и размер ее превышает 5 см.

Более достоверные данные для определения типа грунтовых условий по просадочности получают в ходе опытно-полевых работ, в частности

Репозиторий ВГУ

по результатам замачивания опытных котлованов. Этот способ, как правило, используется при инженерно-геологических изысканиях на вновь осваиваемых площадях массовой застройки и при возведении особо сложных сооружений (Инженерная .., 2013).

Именно этот прием позволяет, по В.И. Крутову (1982), уточнить: тип грунтовых условий по результатам лабораторных исследований грунтов в случаях, когда грунтовые условия относятся ко II типу, но достаточно близки к I типу (т.е. при величине расчетной просадки от собственного веса грунта от 5 до 20–25 см); величину просадки грунтов от их собственного веса; величину просадочной толщи грунтов; глубину, с которой происходит просадка грунтов от их собственного веса и величины начального просадочного давления грунта при просадке его от собственного веса (Трофимов, 2008).

Оценка прогнозных *величин просадок* массивов лессовых грунтов производится на различных этапах инженерно-геологических исследований – от этапа регионального изучения особенностей состава, строения, состояния и свойств до различных стадий инженерно-геологических изысканий. На первой из них, как правило, приводят данные о максимальных, средних и минимальных значениях просадки, которые рассчитаны для территорий разных иерархических уровней, сложенных массивами лессовых пород определенных стратиграфо-генетических комплексов, мощности и строения. При проведении инженерно-геологических изысканий необходимо получить данные о прогнозных величинах просадки лессовых грунтов конкретных изучаемых площадок.

Прогнозная величина просадки массива лессовых пород (S_{np}) по значениям *относительной просадочности* в большинстве случаев рассчитывается по формуле суммирования:

$$S_{np} = \sum_{i=1}^{n} \varepsilon_{sli} h_i k_i ,$$

где ε_{sli} – относительная просадочность, определяемая для каждого выделенного слоя массива просадочного грунта при давлении P, равном природному или сумме природного и дополнительного давления от фундамента сооружения, в середине рассматриваемого слоя; h_i – толщина того же слоя лессового грунта, см; k_i – коэффициент условий работы основания, принимаемый по действующим нормативным документам (при определении просадки от собственного веса он принимается равным 1); n – число обжимаемых слоев, выделенных в разрезе массива лессовых пород.

Более подробно методика расчета суммарной просадки толщи лессовых пород изложена В.И. Крутовым (1982), а также в пособиях и нормативных документах по проектированию оснований зданий и сооружений (Пособие .., 1986 и др.).

Определение *мощности просадочной толщи* – одна из важнейших задач инженерно-геологических исследований. Она достаточно просто и

Репозиторий ВГУ

точно решается в массивах, в которых просадочные лессовые породы перекрывают другие типы грунтов – скальные, крупнообломочные, песчаные.

В мощных толщах пылеватых пород решение этой задачи часто представляет некоторые сложности и требует предварительного изучения просадочности и глубины залегания грунтовых вод. При глубоком их залегании подошва просадочной толщи принимается на глубине, ниже которой относительная просадочность при суммарном давлении на грунт от его собственного веса и дополнительных нагрузок от зданий, сооружений, оборудования, подсыпок и т.п. не превышает 0,01. Достоверность расчета величины просадочной толщи в этих случаях зависит от точности определения относительной просадочности, а также от напряженного состояния просадочной лессовой толщи.

При неглубоком залегании грунтовых вод обычно за нижнюю границу просадочной толщи принимают установившийся уровень или границу зоны капиллярного водонасыщения. Это положение можно считать вполне обоснованным, согласно результатам исследований Ю.М. Абелева, М.Ю. Абелева, В.И. Крутова, Р.Р. Микашиновича и др., только в случаях, когда до периода проведения инженерно-геологических изысканий или за последние годы не происходило подъема их уровня. Сведения о развитии этого процесса и высоте подъема уровня грунтовых вод устанавливаются по архивным данным, а также на основе анализа истории создания и особенностей функционирования водохранилищ, орошаемых массивов, застроенных территорий, водопроводов и других источников утечки воды в массив. Необходимо учитывать и нарушение естественных путей стока при хозяйственном освоении территории (Трофимов, 2008).

Время развития просадок зависит от комплекса внутренних и внешних факторов. К первым относятся структурные особенности и состав лессовых грунтов, определяющие предрасположенность пород к провальным или замедленным просадкам, и условия движения увлажняющей воды в массивах. Прямые исследования развития просадки во времени выполняются путем длительных испытаний на компрессионных приборах, путем замачивания опытных котлованов, а также натурными наблюдениями просадочных деформаций сооружений.

Инженерно-защитные мероприятия и строительство на просадочных грунтах. В состоянии природной влажности и ненарушенной структуры лессовые породы являются достаточно устойчивым основанием. Однако потенциальная возможность проявления просадки, что приводит к деформациям зданий и сооружений, требует осуществления различного рода защитных мероприятий.

В настоящее время для защиты от просадок и ликвидации просадочности грунтов применяют комплекс методов. Это связано с многообразием свойств лессовых грунтов. Ни один из методов не может считаться универсальным. Современные способы строительства на лессовых породах

Репозиторий ВГУ

позволяют успешно противодействовать возникновению просадочных явлений, особенно в породах I типа. Наибольший эффект борьбы с просадочностью достигается при комбинировании 2–3 различных мероприятий (Королев, 2013).

Выбор мероприятий производят на основе технико-экономического анализа, в число факторов которого входят:

– тип просадочности;

– мощность просадочных пород и величина просадки;

– конструктивные особенности зданий и сооружений.

Все методы подразделяют на три группы (Ананьев, Потапов, 2000): 1) водозащитные; 2) конструктивные; 3) устраняющие просадочные свойства пород.

Водозащитные мероприятия предусматривают планировку строительных площадок для отвода поверхностных вод, гидроизоляцию поверхности земли, предохранение зданий от утечек воды из водопроводов, устройство водонепроницаемых полов, покрытий, отмостков и т.д. Эти мероприятия исключают потенциальное попадание воды в просадочные грунты.

Конструктивные мероприятия рассчитаны на приспособление инженерно-хозяйственных объектов к возможным неравномерным осадкам, повышение жесткости стен и прочности стыков, армирование зданий поясами, применение свайных, а также уширенных фундаментов, передающих давление на грунт меньше, чем P_{sl}. Маломощные просадочные грунты прорезаются глубокими фундаментами, в том числе свайными и др.

Наибольшее число методов связано с *устранением просадочных свойств*. Их подразделяют на две группы:

– улучшение пород с применением механических методов;

– физические, физико-химические и химические способы улучшения и закрепления.

Механические методы преобразуют породы либо с поверхности, либо в глубине толщ. Поверхностное уплотнение производят трамбовкой, замачиванием котлованов под своим весом или весом сооружения (рис. 4.71).

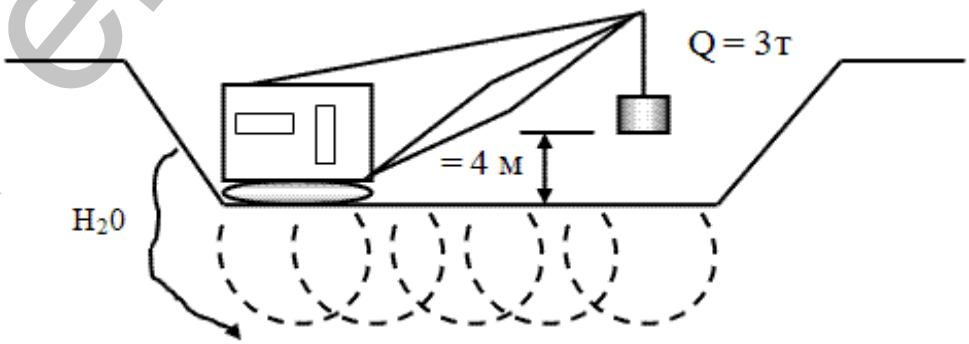


Рис. 4.71. **Схема устранения просадочности лессового грунта методом поверхностного уплотнения** (по http://studopedia.ru, 2014)

Репозиторий ВГУ

В глубине толщ уплотнение производят с помощью грунтовых свай (песчаных, известняковых), взрывов в скважинах, замачиванием через скважины с последующим взрывом под водой и т.д. (рис. 4.72).

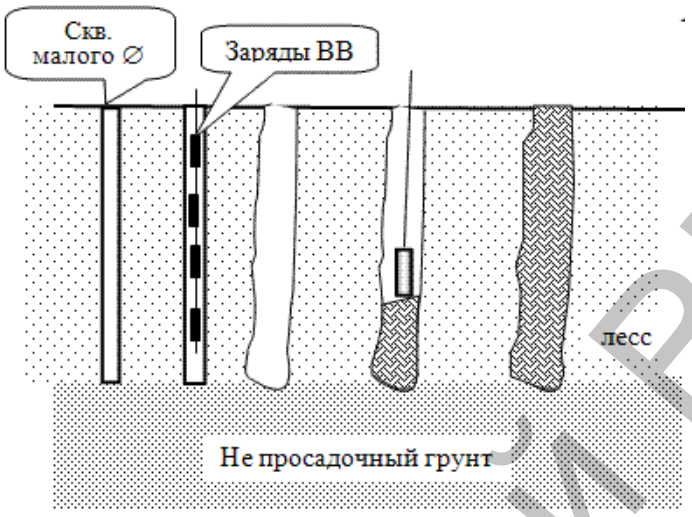


Рис. 4.72. **Схема технологической последовательности выполнения грунтовых свай для уплотнения верхней толщи лессового основания с использованием энергии взрыва** (по http://studopedia.ru, 2014)

Находят применение также песчаные и грунтовые подушки, грунто-цементные опоры.

Для борьбы с просадками методами технической мелиорации производятся силикатизация грунтов (газовая, одно- и двурастворная), термический обжиг, электросиликатизация и другие способы. Выбор методов технической мелиорации лессовых грунтов определяется химическими, физико-химическими и структурными особенностями просадочного грунта (Королев, 2004).

4.9. ПОДТОПЛЕНИЕ

Общие положения. Подтопление – это типичный инженерно-геологический процесс. Впервые он привлек к себе внимание при создании водохранилищ, когда уровень грунтовых вод по их берегам стал подниматься. В настоящее время *под подтоплением понимают любое повышение влажности грунтов или уровня грунтовых вод выше некоторой критической величины, при которой отсутствуют необходимые условия для инженерно-хозяйственного освоения как отдельных площадок, так и территории в целом*.

В отличие от затопления, которое возникает в результате паводков, нагонов волн и т.д., при подтоплении образования свободной поверхности

Репозиторий ВГУ

воды на территории не происходит. Подтопление может со временем перейти в процесс заболачивания территории.

Следует заметить, что понятие «подтопленный» является условным, так как наличие или отсутствие подтопления определяется не только положением уровня подземных вод на территории, но и характером ее использования. В пределах одной и той же территории отдельные ее участки с одинаковой глубиной залегания уровня подземных вод, но с различным заглублением подземных сооружений и коммуникаций могут подтопляться на различную высоту или вовсе не подвергаться подтоплению. Также и в сельском хозяйстве – для различных видов выращиваемых культур глубина залегания уровня подземных вод, при которой создаются неблагоприятные условия для развития корневой системы растений, различна. Согласно БСЭ (1976) к подтопленным относят территории, на которых уровень грунтовых вод установился на глубинах от земной поверхности: для лугов 0,6–0,9 м; пашни – 0,8–1,4 м; садов – 1,2–1,8 м; мелких населенных пунктов – 1,5–2 м; городов – 3–4 м. Выделяют территории: временно, постоянно подтопляемые и потенциально подтопляемые; естественно и техногенно подтопляемые (Королев, 2004).

В настоящее время из всех инженерно-геологических процессов подтопление имеет максимальное распространение, а его последствия могут быть угрожающими и даже катастрофическими. Оно весьма опасно, поскольку носит скрытый характер. В результате подтопления изменяются физические и физико-механические свойства грунтов: увеличивается влажность, снижается механическая прочность, уменьшается сопротивление сжатию и сдвигу и др. Так, согласно Е.С. Дзекцеру (1984) при обводнении грунтов их сцепление может уменьшиться в 2–2,5 раза, угол внутреннего трения – на 10–15%, а модуль деформации – в 2–3,5 раза. Все это неизбежно может привести к различного рода деформациям зданий и сооружений, вплоть до разрушения. Кроме того, при развитии подтопления заболачиваются и засоляются почвы, снижается продуктивность лугов, полей и лесов, ухудшается санитарное состояние местности, возрастает вероятность химического и бактериального загрязнения грунтовых вод; активизируются оползни, суффозия, карст и другие опасные геологические процессы; в лессовых породах возникают просадки, в глинах – набухание; на 1–2 балла повышается сейсмичность подтопляемой территории и многое другое.

Процесс подтопления способен развиваться в различных климатических зонах; им охвачены города европейской части России, Урала, Сибири, Беларуси, Украины, Казахстана, Средней Азии, а также стран Западной и Центральной Европы, Великобритании, США, Бразилии, Индии, Китая и др.

Причины и факторы развития подтопления. Основная причина возникновения подтопления, как и процесса заболачивания, – изменение баланса подземных вод в сторону уменьшения расходных и увеличения

Репозиторий ВГУ

приходных составляющих. Подтопление начинает проявляться еще в процессе строительства инженерного объекта и активизируется при его эксплуатации за счет дополнительного питания водоносных горизонтов и сокращения поверхностного и подземного стоков и испарения. При этом интенсивность развития указанного процесса и особенности его проявления будут зависеть от большого количества факторов различного характера, которые по своей природе можно разделить на две основные группы: естественные и искусственные.

Из наиболее значимых *естественных факторов* подтопления выделяют геолого-гидрогеологические особенности территории, климат и рельеф.

Геологическое строение района и литологический состав пород существенно влияют на условия залегания подземных вод и положение их уровня. Близкое залегание к дневной поверхности водоупорных и слабоводопроницаемых пород или же водонепроницаемых линз благоприятствует образованию верховодки, капиллярных (подвешенных) или грунтовых вод (рис. 4.73). В формировании этих вод, наиболее часто вызывающих подтопление территорий, основное значение имеет инфильтрация ливневых и талых вод.

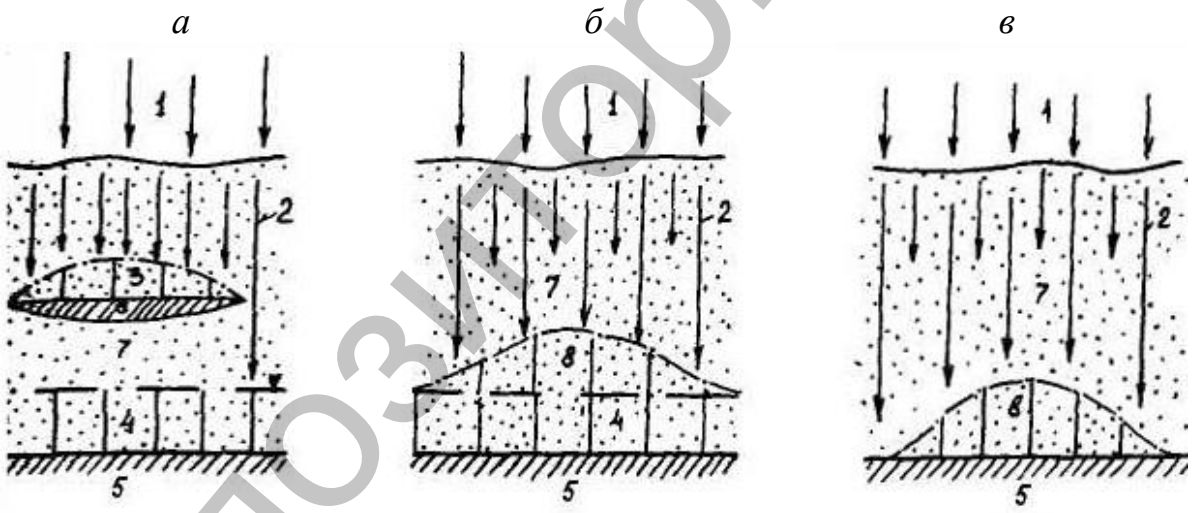


Рис. 4.73. **Схемы формирования куполов подземных вод в результате добавочной («излишней») инфильтрации: *а* – техногенной верховодки в зоне аэрации на линзах непроницаемых грунтов; *б* – купола подземных вод на водоносном горизонте грунтовых вод; *в* – техногенного водоносного горизонта на региональном водоупоре в первоначально сухих грунтах** (по Пособие .., 1986).
1 – атмосферные осадки; *2* – инфильтрация воды; *3* – верховодка; *4* – грунтовая вода; *5* – региональный водоупор; *6* – линза глины; *7* – водопроницаемые грунты; *8* – купола растекания

Если подземные воды залегают на большой глубине от дневной поверхности или если территория сложена водоупорными породами, то возможность ее подтопления под воздействием естественных факторов исключена.

Репозиторий ВГУ

Если же территория сложена слабопроницаемыми породами (например, суглинками), имеющими небольшую мощность, а под ними залегает водоносный слой, то при заглублении подземных сооружений в эти породы возможно воздействие на них капиллярных вод.

Подтопление за счет капиллярного увлажнения встречается довольно часто. Также наблюдаются случаи подтопления территорий напорными водами. При вскрытии котлованом таких вод они поднимаются вверх и заполняют котлован на высоту, соответствующую напору водоносного горизонта.

Очевидно, что в данных условиях возникает необходимость в осуществлении мероприятий по защите от подтопления еще в процессе строительства.

Подтопление территорий подземными водами, поступающими со стороны возвышенных участков склона, необязательно обусловливается их напорностью. Оно также может быть вызвано безнапорными грунтовыми водами, притекающими на территорию с ее верховой стороны.

На подтопление территорий могут оказывать существенное влияние климатические особенности района. Это влияние имеет основное значение на водораздельных участках. Климатические особенности здесь предопределяют ход сезонных и годовых колебаний уровня подземных вод, продолжительность и интенсивность периодического подтопления заглубленных сооружений.

В зависимости от режима подземных вод подтопление может повторяться один или несколько раз в год и даже один раз в несколько лет, а его интенсивность будет зависеть от амплитуды колебаний уровня подземных вод.

Не менее существенную роль в подтоплении территорий играет их рельеф. Так, например, воды одного и того же горизонта, залегающие относительно глубоко на повышенных участках территории, в местных понижениях располагаются близко к дневной поверхности и могут подтоплять те или иные участки или отдельные заглубленные сооружения. Рельеф определяет условия стока ливневых и талых вод в районе площадки и в определенной мере влияет на инфильтрацию последних в грунт. При достаточном уклоне и отсутствии местных понижений создаются благоприятные условия для поверхностного стока. Наоборот, при слабых уклонах и наличии впадин и понижений значительная часть этих вод задерживается и просачивается в грунт.

Гидрографическая сеть оказывает большое влияние на условия естественного дренирования подземных вод, а следовательно, и на подтопление. Редкая и слабо развитая гидрографическая сеть затрудняет дренирование и тем самым создает благоприятные предпосылки для неглубокого залегания подземных вод. Глубокие овраги и речные долины способствуют хорошему дренированию.

Репозиторий ВГУ

При расположении территорий в прибрежной зоне водоемов иногда можно наблюдать периодическое подтопление, связанное с сезонными колебаниями уровня воды в реках и озерах и с подпором в устьях рек нагонной волной водоемов.

Такое подтопление возможно лишь при наличии хорошей гидравлической связи подземных вод с водоемами. При этом продолжительность подтопления зависит от повышения уровня воды в водоеме, проницаемости пород и расстояния от берега. Характерно отставание колебаний уровня подземных вод от колебаний уровня воды в реке. Бывают случаи, когда паводок на реке закончился, а повышение уровня подземных вод в прибрежной полосе только начинается.

Техногенные факторы по характеру своего проявления можно подразделить на внутренние и внешние. Проявление внутренних техногенных факторов связано с процессами техногенной деятельности, которые происходят непосредственно на застроенной территории. К числу таких факторов относятся:

– изменение существующего рельефа поверхности (планировка), определяющего поверхностный сток (устройство насыпей, дамб и др.);

– уничтожение существующей гидрографической сети (ликвидация мелких рек и ручьев, канализирование рек, засыпка оврагов и т.д.);

– экранирование (уменьшение площади испарения) поверхности земли зданиями, асфальтом;

– тепловлагоперенос и конденсация влаги под сооружениями, асфальтовыми и бетонными покрытиями;

– барражирование заглубленными конструкциями и сооружениями подземного потока;

– заиление и засорение естественных дрен;

– длительный перерыв между земляными и строительными работами нулевого цикла;

– сверхнормативные (бесконтрольные) поливы зеленых насаждений, устройство снежных свалок;

– утечки из водонесущих коммуникаций и отсыпка техногенных грунтов, имеющих слабоводопроницаемые и непроницаемые прослои;

– создание водоемов, вызывающих подпор грунтовых вод.

Внешние техногенные факторы возникают в результате человеческой деятельности, происходящей за пределами застроенной территории или населенного пункта. К основным из таких факторов относятся:

– потери на инфильтрацию за счет подпора грунтовых вод при заполнении и поднятии уровня воды выше естественного в хвостохранилищах, водохранилищах и других водоемах и водотоках;

– орошение прилегающих сельхозугодий;

– потери на инфильтрацию за счет подпора грунтовых вод при сооружении каналов и других водопропускных сооружений вблизи населенных пунктов.

Репозиторий ВГУ

Следует отметить, что при подтоплении многие из перечисленных факторов проявляют себя одновременно; при этом правильная оценка удельного значения каждого из них будет способствовать успешному проведению мероприятий по ликвидации или снижению влияния данного негативного процесса.

Распространение процесса подтопления в Беларуси. На территории страны процесс подтопления получил определенное распространение. В большинстве случаев он носит локальный характер и довольно быстро ликвидируется. Но известно немало случаев, когда подтопление приводило к созданию постоянных или временных, с достаточно длительным сроком существования водоносных горизонтов. Такие инженерно-гидрогеологические горизонты, наряду со спорадическим обводнением, получили развитие во многих городах и поселках городского типа Беларуси. Например, в Гомеле подтоплением охвачено около 3000 га территории города, в том числе значительная часть жилой застройки (до 50%), а в Витебске подтопленной может считаться практически вся территория города, за исключением сильно расчлененных и хорошо дренированных участков (Галкин и др., 2007).

Нередко в городах страны с подтоплением связаны многочисленные аварийные ситуации. Так, в Могилеве в здании ЗАО «Технопарк Могилев» из-за неравномерных деформаций основания вследствие подтопления по несущим стенам образовались наклонные и вертикальные трещины, подвальная часть здания заполнилась грунтовыми водами. Было выполнено усиление наружных стен напряженными стальными тяжами, налажен систематический контроль поведения подземных и наземных конструкций здания.

В Быхове Могилевской области в здании отделения «Белагропромбанка» из-за обводнения грунтов основания и, как следствие, неравномерных осадок на внутренней несущей стене появились вертикальные трещины, превышающие 20 мм. Несмотря на частичный ремонт здания, трещинообразование не прекращается (Семенюк, 2003).

В Минске по завершении строительства здания жилищно-эксплуатационной службы в микрорайоне «Сухарево–4», в начальный период его эксплуатации в грунтах песчаной подушки (пески от среднезернистых до гравелистых) сформировался техногенный горизонт грунтовых вод, что послужило причиной подтопления подвальных помещений. Устройство вертикального дренажа[6] позволило в короткие сроки ликвидировать подтопление и вернуть объект в нормальный режим эксплуатации.

Анализ аварийных ситуаций в городах республики, связанных с процессами переувлажнения и подъема уровня грунтовых вод, позволил

[6] Более подробная информация о ликвидации подтопления подвальных помещений здания ЖЭСа в микрорайоне «Сухарево–4» приведена в п.п. 6.3.1 настоящей монографии.

Репозиторий ВГУ

нам выделить категории состояния населенных пунктов республики, подверженных подтоплению. Так, к первой категории – населенные пункты, находящиеся в зоне локального воздействия и требующие проведения мероприятий профилактического характера, – относятся Минск, Столбцы, Светлогорск, Бобруйск и др.; ко второй – населенные пункты, расположенные в зоне вероятного площадного воздействия и требующие принятия конструктивных мер безопасности, – Гомель, Брест, Давид-Городок, Туров, Могилев, Быхов, Жлобин и др., и к третьей – населенные пункты, находящиеся в зоне активного площадного воздействия и требующие инженерной защиты, – Витебск, Полоцк, Верхнедвинск, Солигорск, Пинск и др. (Галкин, 2006).

Е.Ю. Трацевской (2007) выполнена типизация территории Беларуси по геологической опасности развития подтопления. На основе анализа строения грунтовых толщ и условий формирования режима грунтовых вод в пределах Беларуси автором выделено три типа территорий по подтоплению: 1) не подтапливаемые или трудно подтапливаемые даже при наличии техногенных факторов; 2) подтапливаемые только при наличии техногенных факторов; 3) подтопленные в естественном состоянии (рис. 4.74).

К *первому типу* Е.Ю. Трацевской отнесены территории, сложенные моренными и конечно-моренными отложениями, в которых, как правило, не образуются водоносные горизонты и комплексы, в связи с чем они не представляют особой опасности с точки зрения подтопления. На этих территориях в моренных толщах могут формироваться воды спорадического распространения.

Второй тип подтапливаемых территорий в геоморфологическом отношении приурочен к долинам рек, низинам и равнинам, сложенным лессовидными, песчано-глинистыми аллювиальными, флювиогляциальными, ледниково-озерными и озерно-болотными отложениями. Территории характеризуются низкой естественной дренированностью – расчлененность рельефа составляет 1–2 до 5–10 м/км^2, возрастает в долинных участках до 10–20, иногда 40–50 м/км^2 (Чашникская водно-ледниковая низина), уровни грунтовых вод здесь залегают на глубинах 2–10 м. Естественные уровни грунтовых вод находятся в критическом состоянии. При дополнительном техногенном питании существующий уровень грунтовых вод способен повышаться, на линзах слабопроницаемых грунтов может формироваться техногенная верховодка, что обусловит переход территорий в подтопленное состояние.

Третий тип представлен территориями, приуроченными к долинам рек, низинам и равнинам, сложенным преимущественно озерно-болотными, песчаными аллювиальными и флювиогляциальными отложениями с глубиной залегания грунтовых вод менее 3 м.

Репозиторий ВГУ

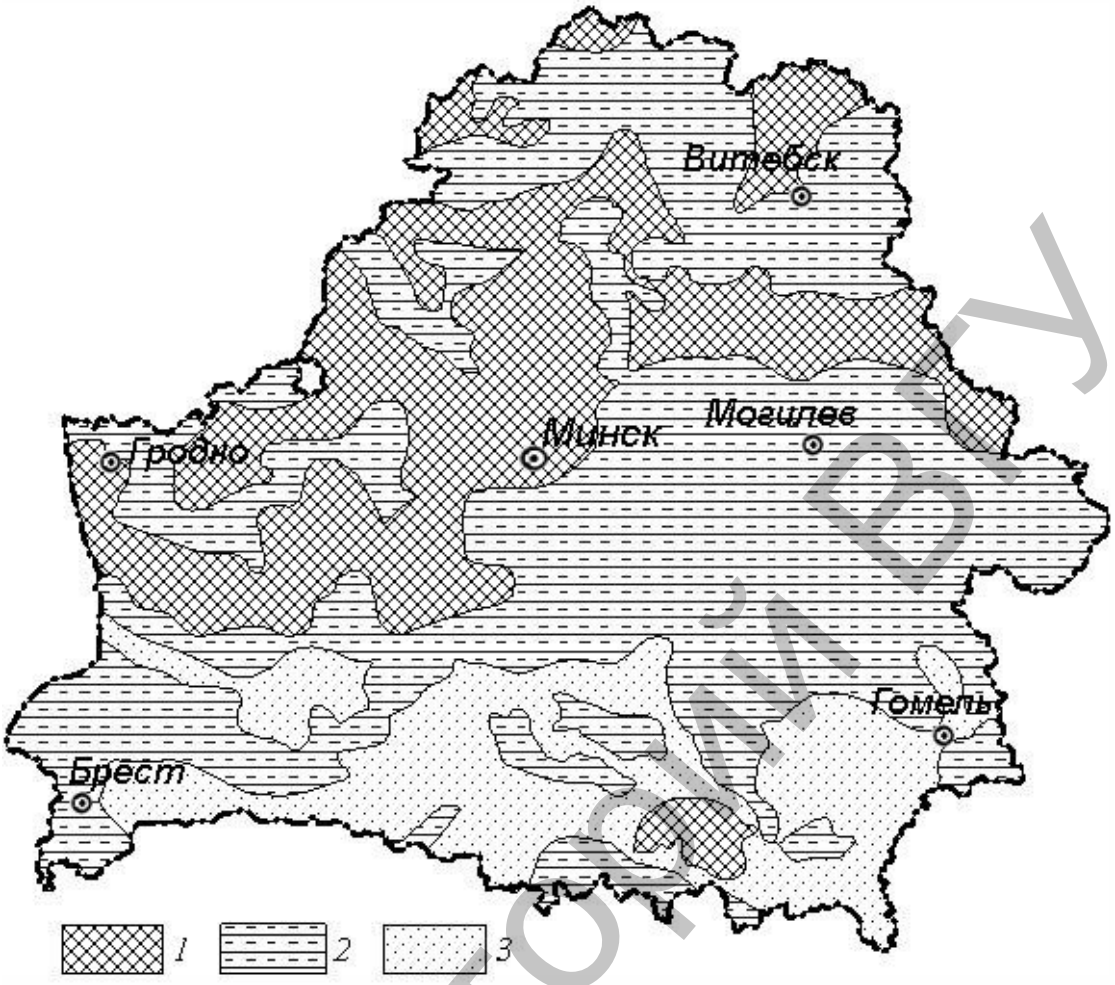


Рис. 4.74. **Схематическая карта типизации территории Беларуси по геологической опасности подтопления** (по Е.Ю. Трацевской, 2007).
1 – территории не подтапливаемые или трудно подтапливаемые; *2* – территории подтапливаемые только при наличии техногенных факторов; *3* – территории подтопленные в естественном состоянии

Сильное влияние на динамическое состояние грунтовых вод здесь оказывает гидрологический режим рек, что выражается в синхронности колебания их уровня, а также в уменьшении сезонных и годовых амплитуд по мере удаления от водотока. При этом величина амплитуд будет зависеть от особенностей изменения уровня реки. Для Западной Двины, Немана, Днепра, Припяти, Березины характерны значительные различия отметок паводковых и меженных уровней. Колебания уровня в притоках этих рек отличаются меньшей годовой и многолетней амплитудами, но большей динамичностью в течение года. Например, годовая амплитуда уровня грунтовых вод на поймах Днепра и Припяти достигает 3,0 м, а на поймах их притоков не превышает 1,5 м. Следовательно, для территорий данного типа техногенная составляющая подтопления не вызовет нарушений естественного равновесия и с инженерно-геологической точки зрения существенной

Репозиторий ВГУ

роли не сыграет. Определенные неудобства здесь связаны с проведением строительных работ.

Изучение и прогноз динамики подтопления. Инженерно-геологические изыскания в районах развития подтопления в дополнение к пунктам 2 и 5 СНБ 1.02.01–96 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 происходит 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 предопределяют специфику и методическую направленность изысканий, а также методику прогноза изменения гидрогеологических условий и особенности инженерно-гидрогеологического обоснования инженерной защиты.

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

Репозиторий ВГУ

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).

Прогноз процесса подтопления может быть осуществлен тремя методами – аналогии, аналитическим и моделированием на аналоговых или электронных вычислительных машинах, а также экспериментально.

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.

В дополнение к составу инженерно-геологических изысканий на территориях развития подтопления с целью комплексной оценки инженерно-геологических и гидрогеологических условий территории в пределах внешних гидродинамических границ, а также гидрогеологического районирования по условиям развития подтопления и составления прогноза изменения гидрогеологических условий, в зависимости от специфики развития подтопления по схеме 1 или 2 при отсутствии необходимых материалов изысканий и исследований прошлых лет надо предусматривать выполнение следующих видов съемок:

– для территорий, где подтопление развивается по схеме 1, – комплексной инженерно-гидрогеологической съемки, включающей отдельные виды гидрогеологических работ и специальных гидрогеологических исследований;

– для территорий, где подтопление развивается по схеме 2, – инженерно-геологической съемки с изучением водопроницаемости грунтов зоны аэрации, детальность которой в соответствии с масштабом изысканий обеспечивается опытно-фильтрационными работами, стационарными наблюдениями и другими специальными гидрогеологическими исследованиями (СП 11–105–97, 2000).

В дополнение к изыскательским работам осуществляют сбор и обработку материалов государственных гидрогеологических и комплексных геолого-гидрогеологических съемок масштабов 1:200000–1:50000; данных

Репозиторий ВГУ

многолетних климатических и гидрологических наблюдений; материалов стационарных гидрогеологических наблюдений; результатов опытно-фильтрационных работ по изысканиям прошлых лет; материалов гидрогеологического моделирования; данных по изучению водного баланса исследуемой территории и результатов ранее выполненных прогнозов изменения гидрогеологических условий; схем инженерной защиты территории от опасных природных и природно-техногенных процессов, инженерно-гидрогеологического обоснования эксплуатации месторождений полезных ископаемых и защиты их от затопления, энергетического использования рек, использования водных ресурсов.

Согласно СНБ 2.03.01–98 основными количественными параметрами при оценке подтопления территорий являются:

– площадная пораженность территории, %;

– продолжительность формирования водоносного горизонта, лет;

– скорость подъема уровня подземных вод, м/год.

Подтопление не относится к категории катастрофических инженерно-геологических процессов, однако его проявления могут иметь серьезные последствия для многих инженерных сооружений. Согласно СНБ 2.03.01–98 по результатам количественной оценки подтопления изучаемые территории подразделяются на три категории (табл. 4.31).

Таблица 4.31

Категории опасности процесса подтопления

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	–	100–75	75–50	< 50
Продолжительность формирования водоносного горизонта, лет	–	< 3	3–5	> 5
Скорость подъема уровня подземных вод, м/год	–	> 1	1–0,5	< 0,5

Прогнозирование количественных параметров подтопления и, прежде всего, величины ежегодного прироста уровня подземных вод позволяет запроектировать и построить систему предупредительных и защитных мероприятий, главенствующую роль среди которых занимают дренажи.

Мероприятия по инженерной защите территорий от подтопления. Мероприятия по борьбе с подтоплением подразделяют на профилактические (предупредительные) и инженерные (защитные).

Репозиторий ВГУ

Профилактические меры должны предшествовать новому строительству на всех потенциально подтопляемых (по прогнозу) территориях. В состав этих мер входят: регулирование стока поверхностных вод, предупреждение утечек из водонесущих коммуникаций (прокладка их в полупроходных и проходных каналах, герметизация стыковых соединений труб, использование полимерных и других коррозионно-устойчивых материалов трубопроводов и др.), профилактические дренажи (сопутствующие вдоль всех водонесущих коммуникаций, перехватывающие, пластовые, вентиляционные) и другие.

Предприятия с интенсивным водопотреблением, а также поверхностные водоемы, пруды и др. следует располагать ниже по уклону от застроенных территорий.

Инженерные (защитные) *мероприятия* необходимо осуществлять как в период строительства, так и при эксплуатации зданий и сооружений. Ключевое значение среди защитных мер занимают различные дренажи (рис. 4.75), а также строительное водопонижение, противофильтрационные устройства (экраны и завесы для барража подтопления со стороны рек и водоемов, гидроизоляция для защиты подземных частей зданий и сооружений и др.) (СНиП 2.06.15–85, 2004).

Следует заметить, что выбор защитных мероприятий будет определяться, прежде всего, геолого-гидрогеологическими особенностями застроенной территории, а именно условиями питания и разгрузки водоносного горизонта, а также размерами защищаемой территории, типом и плотностью застройки, размерами конструкций зданий и сооружений и др.

Для регулирования режима грунтовых вод на всей территории сооружают головные, береговые, систематические дренажи вертикального типа. Эти системы дренажей эффективны при защите от подтопления застроенных территорий, сложенных грунтами с хорошей водопроницаемостью и при незначительном площадном инфильтрационном питании.

Системы горизонтальных трубчатых дренажей применяют при малой плотности застройки, позволяющей производить сооружение траншей глубиной 4–5 м для укладки в них дренажных труб с фильтрующей обсыпкой. В целом использование горизонтальных трубчатых дренажей ограничено глубиной проходки траншей (не более 6–8 м).

При большой плотности застройки проходка глубоких траншей вокруг защищаемых от подтопления зданий и сооружений приводит к нарушению благоустройства территории, демонтажу подземных коммуникаций, что сопряжено со значительными техническими трудностями и большими капитальными затратами.

При устройстве горизонтальных трубчатых дренажей наибольшее применение находят керамические, асбестоцементные, пластмассовые дренажные трубы, а также трубофильтры. В качестве фильтрующих обсыпок используют кварцевый песок, гравий и щебень с содержанием пыле-

Репозиторий ВГУ

ватых и глинистых фракций не более 3–5% по объему. Иногда рыхлые фильтрующие обсыпки заменяют минеральными волокнистыми материалами (стеклохолст, стеклосетка и др.).

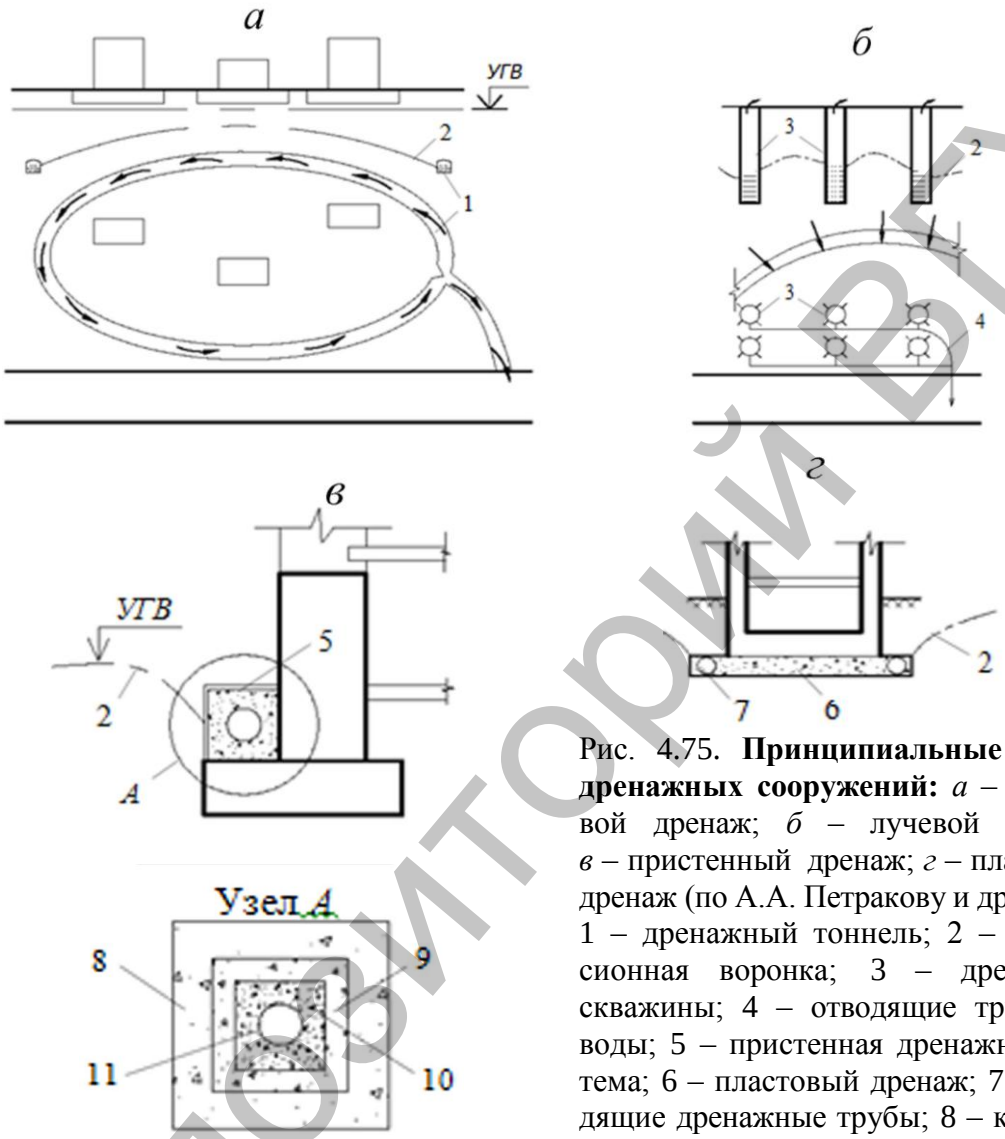


Рис. 4.75. **Принципиальные схемы дренажных сооружений:** *а* – кольцевой дренаж; *б* – лучевой дренаж; *в* – пристенный дренаж; *г* – пластовый дренаж (по А.А. Петракову и др., 2010). 1 – дренажный тоннель; 2 – депрессионная воронка; 3 – дренажные скважины; 4 – отводящие трубопроводы; 5 – пристенная дренажная система; 6 – пластовый дренаж; 7 – отводящие дренажные трубы; 8 – крупный щебень; 9 – мелкий щебень; 10 – крупный песок; 11 – дренажная труба

Применение вертикального дренажа (скважин) возможно даже при высокой плотности застройки, но мощность водоносного горизонта должна быть достаточно большой и грунты должны иметь проницаемость не менее 3 м/сут.

Осушение слабопроницаемых грунтов вертикальными скважинами достигается только при частом их расположении (на расстоянии 5–15 м друг от друга), что осложняет их эксплуатацию. В этих условиях водопонижающими скважинами создается система взаимодействующих депрессионных воронок со сложной морфологией поверхности грунтовых вод, что

Репозиторий ВГУ

вызывает неоднородное распределение несущей способности грунтов оснований зданий и сооружений.

При значительных размерах (в плане) защищаемых объектов, построенных на слабопроницаемых грунтах, достичь необходимого снижения уровня грунтовых вод с помощью системы водопонижающих скважин практически невозможно.

На застроенных территориях, сложенных слабопроницаемыми грунтами, применяют преимущественно локальные дренажи (рис. 4.75): 1) кольцевые, 2) полукольцевые, 3) линейные, 4) пластовые, 5) пристенные, 6) лучевые.

Из перечисленных локальных дренажей наиболее надежными, простыми, эффективными и дешевыми являются самотечные горизонтальные дрены неглубокого заложения: линейные, кольцевые и пластовые. Преимущества их очевидны. Это отсутствие перекачных устройств (станций), возможность сооружения даже при плотной застройке, недорогие фильтрующие материалы и изделия (щебень, песок, неметаллические трубы и др.), простота устройства, отсутствие затруднений для ремонта, чистки, наблюдений за положением уровня грунтовых вод и иные факторы.

В проектах защитных мероприятий от подтопления следует предусматривать также организацию мониторинга подземных вод и, в первую очередь, грунтовых вод на потенциально подтопляемых территориях (с учетом критического положения уровня) (Королев, 2013).

4.10. ЗАТОПЛЕНИЕ

Общие положения. Затопление – *это покрытие территории водой, вызванное естественными (разливы рек, обильные осадки, морские приливы и пр.) или искусственными (строительство водохранилищ, прудов и др.) причинами.* Затопление само по себе не является собственно геологическим процессом, а относится к категории климатических или гидрологических. Однако в результате затопления могут возникать или активизироваться комплексы экзогенных геологических процессов, поэтому затопление рядом авторов (например, А.И. Шеко и др.) рассматривается наряду с другими экзогенными процессами. Большое внимание уделяется также вопросам инженерной защиты территорий от затопления (Королев, 2004).

Различают затопление *долговременное,* при котором исключается хозяйственное использование затапливаемых земель; *кратковременное,* при котором земли часто используются в сельском хозяйстве (например, заливные луга); *периодическое*, которое можно довольно точно прогнозировать (например, вызванное весенним разливом рек); *неожиданное*, вероятность заблаговременного определения которого довольно мала.

Репозиторий ВГУ

При затоплении земель почвы, находящиеся под слоем воды несколько лет, ухудшаются в результате разрушения почвенно- поглощающего комплекса, разложения дернины, оглеения; и наоборот, при кратковременном затоплении пойм рек полыми водами образуются плодородные пойменные почвы вследствие отложения осадка, богатого органическим веществом; на отдельных участках возможны также смыв почвенного покрова и заболачивание (при замедленном стекании вод). При затоплении земель морскими водами развивается засоление почв и подпочвенных горных пород (Королев, 2004).

Значительное затопление водой местности в результате подъема уровня воды в реке, озере или море, вызываемого различными причинами, называется наводнением.

Наводнения возникают во время половодьев и паводков, т.е. при подъеме уровня воды весной от таяния снегов и осенью вследствие ливневых дождей, от скопления льда при ледоходах, уменьшающих площадь сечения реки, от интенсивного таяния ледников и снежного покрова, расположенных высоко в горах, а также во время ветров с моря (нагонные наводнения). Кроме того, затопления могут возникать в результате образования завалов или перемычек на реках во время землетрясений, горных обвалов или селевых потоков, при воздействии гравитационных волн подводного землетрясения или извержения вулкана, а также при прорыве плотин. Негативный эффект наводнений заключается в том, что они: а) занимают 1-е место в мире по числу создаваемых стихийных бедствий (около 40%); б) удерживают 2–3-е место по числу жертв; в) постоянно находятся в первой тройке по средней многолетней и максимальной разовой величине прямого экономического ущерба (Иванов, Мазур, 2004).

В инженерно-геологическом отношении затопление вызывает существенное нарушение естественного влажностного режима массивов грунтов и гидрогеологических условий территории. Происходящее при этом водонасыщение пород ведет к ослаблению или разрушению их структурных связей (особенно неводостойких), что выражается в развитии процессов размывания и размокания пород. Одновременно с этим происходит растворение пород за счет выщелачивания водорастворимых соединений и т.п. (Королев, 2004).

Вслед за изменениями в структуре и составе затопляемых грунтов происходит активизация связанных с этим экзогенных процессов и явлений: интенсивно развиваются склоновая и плоскостная эрозия, суффозия, вдоль водотоков активизируется линейная эрозия, развиваются различные склоновые процессы и явления: оползни, сплывы, обвалы, сели и т.п.

Условия и факторы развития затопления. Затопление может формироваться как под воздействием природных (естественных) и техногенных факторов, так и от любого их сочетания.

Репозиторий ВГУ

Основными *природными факторами* развития затопления территорий являются:

– климатические особенности территории: количество и характер выпадаемых осадков, их продолжительность, приуроченность к определенным сезонам года и т.п.;

– геоморфологические особенности территории – общий уклон территории, ее расчлененность, наличие водосборных бассейнов на соседних участках и т.п.;

– орогидрография и гидрология территории – наличие постоянных и временных водотоков, их плотность, расположение и ориентировка, характер питания рек, продолжительность и особенности на них ледостава и ледохода и т.п.;

– геологические особенности – состав и характер пород, слагающих верхние части массивов на затопляемых территориях; в первую очередь влияет проницаемость пород, определяющая естественную дренированность территории.

С климатическими факторами связано обычно сезонное затопление ряда территорий. Во многих странах Европы, в том числе России и Беларуси, а также США и Канаде сезонные затопления часто зависят от весеннего снеготаяния и осеннего выпадения осадков. Весеннее снеготаяние вызывает половодье на реках, которые часто обусловливают затопления значительной части прибрежных территорий в речных долинах. В последнее время из-за ливневых осадков участились регулярные затопления территорий в России, Германии, Франции, Испании, Турции, Польше, Китае и многих других странах, где они имели характер стихийных бедствий. Надо отметить, что в странах Западной Европы зоны вероятного затопления при катастрофических наводнениях занимают до 4%, а в странах СНГ – порядка 3%. Так, например, в июне 2016 г. наводнение в Париже и центральных регионах Франции стало самым масштабным за более чем 30 лет, уровень воды в Сене поднялся на 6 метров, ущерб от наводнения составил более 1 млрд евро. В январе 2004 г. после сильных ливневых дождей возникло затопление значительных территорий в Германии и Франции, река Рейн поднялась на 5–6 м, в ряде мест затопление и ливни спровоцировали разрушительные сели.

Геоморфологические условия территории и ее орогидрография в явном виде определяют возможность потенциального затопления данной местности. Затоплению в первую очередь подвержены низкие участки речных долин – пойма, в редких случаях – надпойменные террасы.

Орогидрография и гидрологические особенности территории также существенно обусловливают потенциальную возможность затопления земель. Если рассматривать отдельные реки, находящиеся в пределах какой-либо одной природной зоны, то высота половодья на них будет сильно различаться в связи с местными особенностями водосборов – рельефом,

Репозиторий ВГУ

почвами, растительностью, озерностью и заболоченностью и т.д. Различия будут тем больше, чем меньше водосборы. В бассейнах с густой речной и овражно-балочной сетью стекание воды происходит быстрее, чем в условиях плоского рельефа. Поэтому в расчлененных водосборах половодье проходит более интенсивно, продолжительность его меньше, а максимальные расходы больше, чем в слаборасчлененных (Важнов, 1976).

Наряду с природными факторами затопление может быть вызвано и техногенными причинами. При этом техногенное затопление земель может быть двояким:

– целенаправленным, например, при поливе и орошении земель, борьбе с засолением почв и т.п.;

– стихийным (нецеленаправленным), возникающим в результате неправильной инженерно-хозяйственной деятельности человека или вследствие катастрофических процессов на водорегулирующих инженерных сооружениях.

Целенаправленное затопление земель применяется в различных гидромелиоративных системах, главным образом в сельском хозяйстве для обеспечения орошения, повышения плодородия почв и т.п. В засушливых районах затопление земель используют в качестве способа полива риса, для влагозарядки и промывки засоленных земель. Во всех случаях оно является кратковременным, так как длительное затопление земель ведет к их заболачиванию, гибели растительности и т.п.

Значительное по площади затопление земель происходит при строительстве водохранилищ на гидроузлах. Хотя выбор створа плотин ГЭС проводят с учетом минимизации потерь от затопления земель, тем не менее тыловые части большинства водохранилищ вызывают существенные затопления земель и изменение инженерно-геологических условий затапливаемых территорий. Неблагоприятные изменения в связи со строительством водохранилищ вызывают:

– затопление территорий городов, населенных пунктов, дорог, полезных сельскохозяйственных площадей и пр.;

– более продолжительное затопление территорий в периоды половодий и паводков, чем до строительства водохранилища;

– подтопление территорий и расположенных на них сооружений в результате развития подпора уровня подземных вод;

– заболачивание территорий или засоление почв и грунтов в результате подпора подземных вод;

– переливы через низкие водоразделы, вызывающие периодические затопления, заболачивание низких территорий и т.п.

При затоплении земель водами водохранилищ образуются мелководья (глубиной 1,5–2 м), которые можно использовать в хозяйственных целях (например, для разведения рыбы, водоплавающей птицы и др.).

Репозиторий ВГУ

Для борьбы с засолением почв применяют их промывку путем затопления. Промывка засоленных почв – удаление избытка солей из пахотного и подпахотного горизонтов почвы промывными водами; основное средство борьбы с засолением орошаемых земель. Перед промывкой поверхность поля выравнивают, глубоко обрабатывают и разбивают валиками на чеки – участки 0,2–0,3 га и более; затем чеки затопляют водой. Промывные нормы (количество воды, необходимое для растворения и вытеснения солей из засоленной почвы на площади 1 га) устанавливают в зависимости от степени засоления, состава солей (сульфаты, хлориды, карбонаты), водопроницаемости, уровня грунтовых вод. Для рассоления метрового слоя почвы нужно 4–10 тыс. $м^3$/га воды, 3-метрового – до 50 тыс. $м^3$/га. Промывку засоленных почв проводят обычно поздней осенью, когда испарение наименьшее и грунтовые воды имеют низкий уровень. Промывные воды отводят через расселяющий дренаж (Королев, 2004).

Стихийные техногенные *факторы затопления* земель связаны в основном с неправильной гидромелиорацией или катастрофами на гидромелиоративных сооружениях. Так, например, наводнения могут быть обусловлены прорывами плотин, оградительных дамб и других защитных гидромелиоративных сооружений.

Разрушение защитных гидромелиоративных сооружений (особенно земляных) происходит в основном в периоды наибольшего выпадения осадков, резкой смены погодных условий и т.п., когда различные факторы способствуют снижению прочности структурных связей грунтов в теле дамб или вызывают гидродинамические нагрузки на сооружения, превышающие их предельные сопротивления. В результате разрушения защитных сооружений огромные массы воды устремляются вниз по долине, вызывая затопление территории. Иногда такие прорывы плотин превращаются в техногенный сель.

Распространение процесса затопления в Беларуси. По повторяемости, площади распространения и суммарному среднему годовому материальному ущербу в масштабах страны наводнения занимают первое место в ряду стихийных бедствий. Особенно часто катастрофические разливы в периоды половодий и паводков наблюдаются на реках Белорусского Полесья – Западном Буге, Мухавце, Припяти, Пине, Ясельде, Горыни, Птичи, Случи, Уборти (Матвеев, Нечипоренко, 2011).

Для территории Беларуси в целом характерна выраженная территориальная дифференциация гидрологических показателей половодий (рис. 4.76). Так, на севере и северо-востоке уровни подъема на средних реках обычно не превышают 4–6,5 м, на малых – 2,5–3,5 м, подъем длится 15–20, спад 36–40 суток. На западе страны соответствующие показатели составляют 2–3 м, 1,5–2 м, 8–12 и 25–30 суток соответственно. На юго-западе и юге половодье растянутое и сглаженное, длится 60–80 суток,

Репозиторий ВГУ

превышение над минимальными летними уровнями 1,5–3 м. В поймах малых рек на юге вода стоит в среднем 25–30 суток, средних и больших – 45–60 суток, преобладающая ширина разлива 1,5–2 км, глубина на пойме обычно не превышает 0,3–0,8 метра (Ресурсы .., 1974; Технические .., 1968–1997).

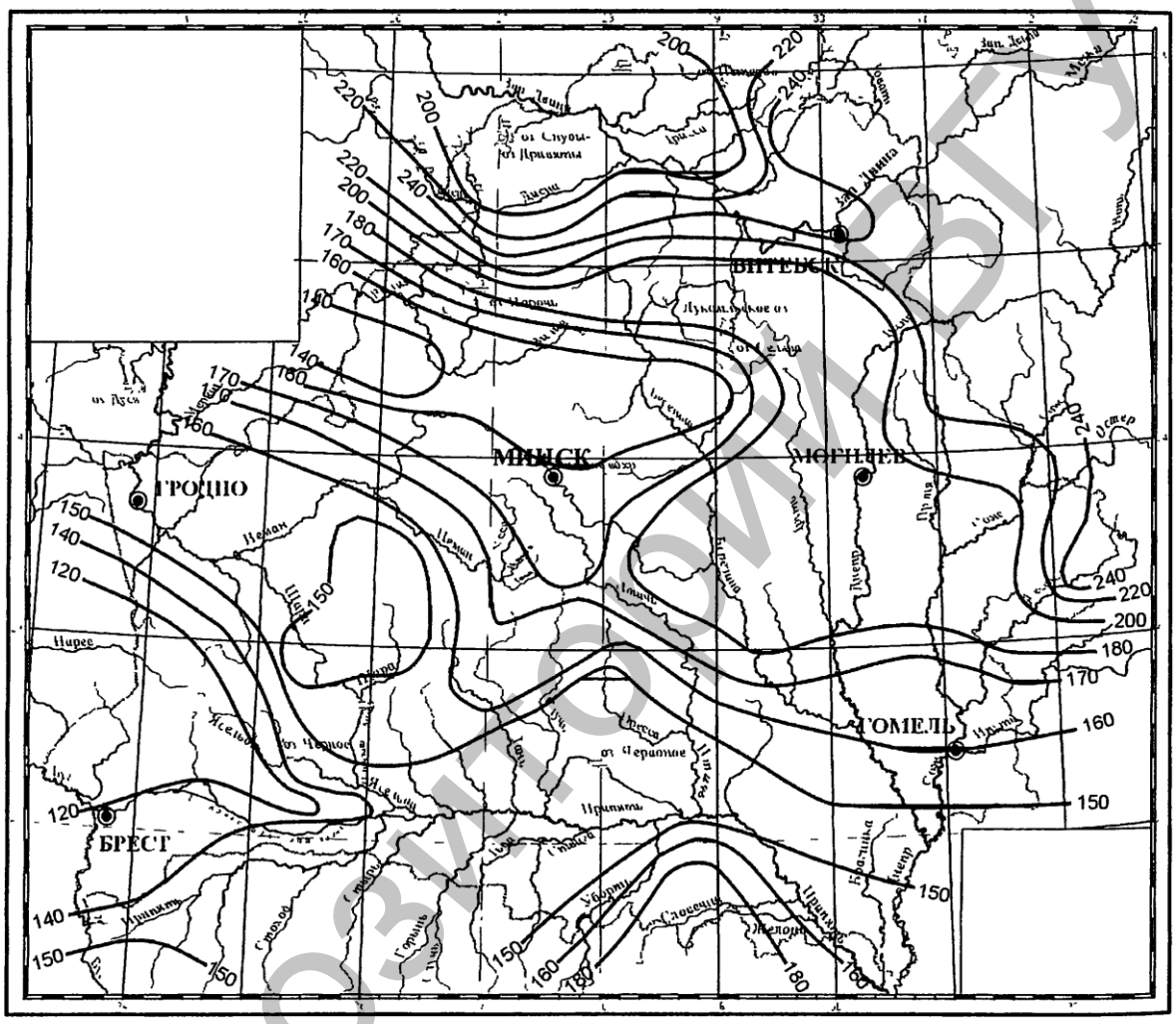


Рис. 4.76. **Пространственная структура весеннего половодья рек Беларуси.** Изолиниями показан слой весеннего половодья 1%-й обеспеченности, мм (по М.Ю. Калинину и др., 2010)

Крупные реки Беларуси также характеризуются отличительными чертами гидрологического режима. Так, на Западной Двине под влиянием похолоданий и осадков наблюдается несколько повышений и понижений уровня воды, среднее превышение над самым низким (летним) урезом воды составляет 7–9 метров. Пойма этой реки затопляется реже, нежели на других (рис. 4.77). Ширина затопления обычно не превышает 100–200 метров, глубина затопления поймы 1–1,5 метра (Государственный .., 1985).

Репозиторий ВГУ

Рис. 4.77. **Половодье на Западной Двине в Витебске в апреле 2013 г.**
(по https://vkurier.by, 2015)

На Немане половодье почти каждый год проходит несколькими волнами, со средним превышением над летним минимальным уровнем 2,5–4 м (рис. 4.78).

Рис. 4.78. **Весеннее половодье на Немане в Узденском районе в 2012 г.**
(по http://nethunter-photo.blogspot.com.by, 2012)

На Днепре среднее превышение над уровнем воды летней межени достигает 5–5,5 м в районе городов Орша–Быхов и 3,5–4 м ниже г. Речица. Наибольшая ширина разливов наблюдается на Днепре ниже Жлобина и на Припяти ниже Пинска (8–15 км) с затоплением поймы чаще всего на 0,3–0,8 м. В бассейнах Немана, Березины, Сожа вода на пойме стоит 8–12 суток, ширина разлива до 2–3 км и более, глубина затопления поймы 0,5–1 м (Государственный .., 1985).

Кроме весеннего половодья, для рек Беларуси характерны также и дождевые паводки, которые могут наблюдаться от 1–2 до 3–4 раз в году

Репозиторий ВГУ

(Государственный .., 1985). По максимальным расходам воды и слою стока они менее значительны, чем половодья (хотя бывают и исключения). Паводочный режим рек характеризуется наличием дождевых паводков в теплый период года и снегодождевых – в холодный (рис. 4.79). Средняя продолжительность летне-осенних паводков почти в 2 раза больше длительности зимних (Матвеев, Нечипоренко, 2011). Главным фактором, обусловливающим возникновение паводков, является выпадение аномально больших сумм осадков на значительных территориях.

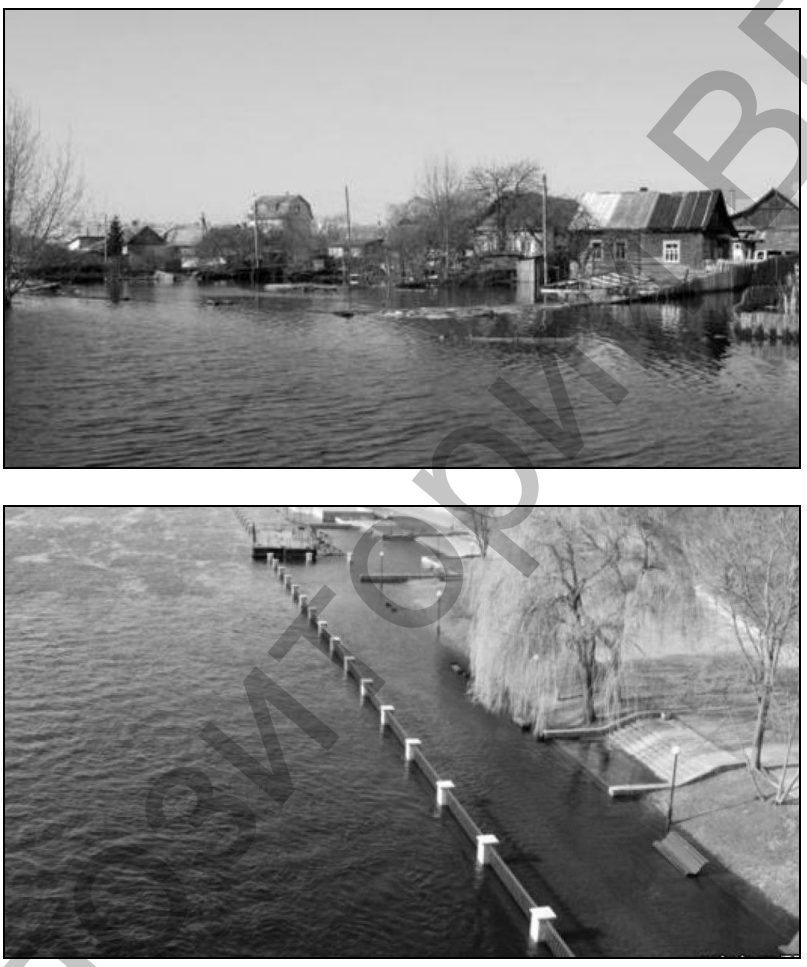


Рис. 4.79. **Паводок на Соже в Гомеле в 2013 г.**
(по http:// euroradio.fm, 2013)

Изучение и прогноз динамики затопления. Изучение затопления ведется согласно ТКП 45–2.03–224–2010 «Инженерная защита территорий от затопления и подтопления. Строительные нормы проектирования».

В инженерно-геологических целях изучение факторов возможного затопления территорий проводят путем количественной оценки параметров различных процессов, как природных, так и техногенных, вызывающих затопление данной территории. При этом изучаются климатические, гидрологические, орогидрографические, геоморфологические и геологические

Репозиторий ВГУ

особенности потенциально затопляемой территории. Учет техногенных факторов затопления проводится путем анализа комплексов инженерных сооружений, развитых на данной территории: оценивается их функционирование, устойчивость к затоплению, прочность оснований и т.п.

Важное место в изучении динамики затопления территорий имеет мониторинг. С помощью дистанционных методов, главным образом аэро- и космической спектрозональной съемки, собирается информация, позволяющая оценить динамику водного режима территорий, отдельных водоемов, речных бассейнов и т.п.

На основе анализа собранной информации, а также использования данных моделирования и мониторинга составляются прогнозы развития затопления на той или иной территории. Их может дать математическое моделирование, которое для правильного отражения процесса требует достаточно большого количества наземных данных с геодезическими и гидрологическими характеристиками исследуемой территории.

Возможен и другой подход, базирующийся на анализе многолетних рядов данных космического мониторинга. Главная задача такого анализа состоит в получении пространственно-временной характеристики потенциальной динамики зон затопления на рассматриваемой территории. Для ее решения используется весь многолетний временной ряд данных, полученный по результатам космического мониторинга схода снежного покрова и прохождения паводковых вод. Из него выбираются данные, содержащие зоны затопления исследуемой территории. Располагая эти данные в порядке возрастания площади зон затопления, и получают пространственно-временную динамику прохождения паводков и наводнений.

Прогнозные оценки затопления позволяют наметить основные защитные мероприятия, препятствующие стихийному затоплению территорий, и на их основе принять обоснованные управляющие решения.

Мероприятия по инженерной защите территорий от затопления. Затопление земель, особенно неожиданное, может принести большой ущерб народному хозяйству, вызывая разрушение зданий и сооружений, порчу посевов, гибель животных и т.п. Многие сельскохозяйственные культуры даже при кратковременном затоплении летом гибнут. Кроме того, при затоплении могут активизироваться различные экзогенные геологические процессы (суффозия, оползни, сплывы, обвалы, склоновая эрозия, линейная эрозия и др.), которые в свою очередь могут вызвать катастрофические разрушения разных инженерных сооружений: жилых и промышленных зданий, линейных сооружений (дорог, трубопроводов, ЛЭП и др.), мостов, дамб, плотин и т.п. В силу этих причин необходимо применение различных мероприятий против стихийного катастрофического затопления земель (Королев, 2004).

Для борьбы со стихийным затоплением территорий осуществляются как превентивные, так и специальные инженерные *защитные*

Репозиторий ВГУ

мероприятия. К первым можно отнести, например, проведение взрывных работ или использование возможностей речных ледоколов для устранения зажоров льда, устройство лесополос или создание лесных массивов с целью изменения условий формирования паводкового стока на территории водосборной площади рек и т.д. Однако надо отметить, что превентивные меры не способны решать в целом проблемы защиты от затоплений, в связи с чем их следует проводить в комплексе с инженерно-техническими мероприятиями, направленными на задержание или отвод максимального стока и его регулирование при помощи искусственных сооружений. Это осуществляется с помощью следующих мероприятий, выбор которых в значительной степени будет определяться рядом факторов: гидравлическим режимом водотока, рельефом местности, инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями, наличием инженерных сооружений в русле и на пойме, расположением объектов экономики, подвергающихся затоплению.

1. *Повышение отметок поверхности земли* посредством создания массивов из насыпных или намывных грунтов (рис. 4.80), что возможно в условиях с высокой стоимостью земель и важности отдельных объектов, предлагаемых для застройки. Например, в условиях города.

Рис. 4.80. **Устройство насыпи на затопляемом участке** (по В.Н. Маркину и др., 2010)

2. *Устройство противопаводковых водохранилищ* (рис. 4.81), позволяющих частично или полностью снять опасность затопления земель, но приводящих к дополнительному затоплению в пределах водоема.

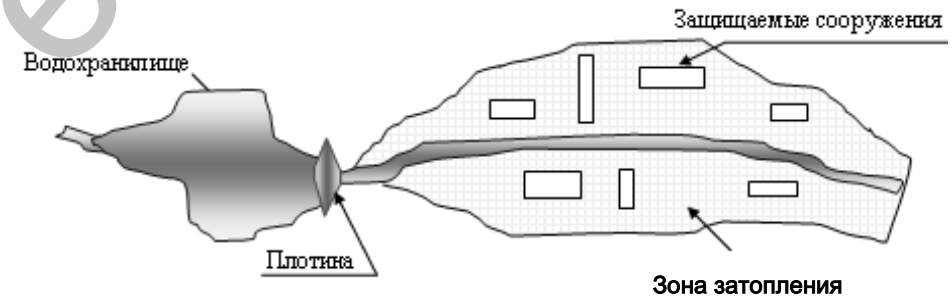


Рис. 4.81. **Устройство противопаводкового водохранилища и регулирующей плотины** (по В.Н. Маркину и др., 2010)

Репозиторий ВГУ

Существует два вида противопаводковых накопителей: а) водохранилище регулируемого типа, где имеются затворы, которые закрываются, когда ниже по течению от них интенсивность паводка достигает критического уровня, а когда наводнение там прекращается, они вновь открываются; б) водохранилище автоматического удержания паводкового сброса, где на выходе из него устраиваются водосбросные сооружения, которые достаточны для пропуска нормального расхода, но избыточный поток не пропускают. При паводке поток на выходе такого водохранилища постоянен, а в остальное время он меньше и зависит от притока воды.

3. *Устройство дополнительного русла реки* (рис. 4.82). Это мероприятие позволяет отвести часть воды из реки по искусственному руслу и полностью предотвратить затопление земель.

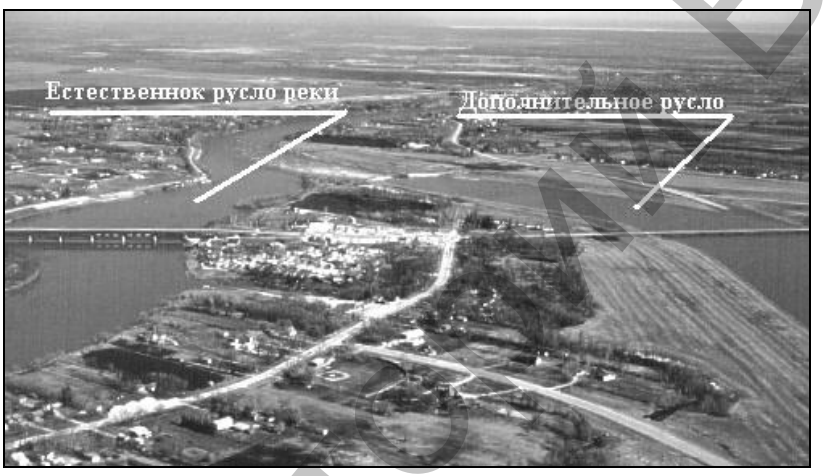


Рис. 4.82. **Устройство дополнительного русла реки в условиях города** (по В.Н. Маркину и др., 2010)

4. *Увеличение пропускной способности русла реки*. В этом случае проводятся работы по увеличению ширины русла. При большом количестве донных отложений на отдельных участках проводятся дноуглубительные работы.

5. *Спрямление русла реки* также позволяет увеличить пропускную способность за счет увеличения уклона дна реки (рис. 4.83).

Рис. 4.83. **Вид участка реки до и после спрямления** (по В.Н. Маркину и др., 2010)

Репозиторий ВГУ

6. *Обвалование* – одно из традиционных мероприятий, представляющее собой систему заградительных земляных валов (защитных дамб), устраиваемых вдоль берегов рек, озер, водохранилищ или других водных объектов для защиты прилегающей территории от временного затопления при подъеме уровня воды в паводок или во время ветрового нагона воды. Обычно применяют два вида обвалования: общее и по участкам.

Общее обвалование территории целесообразно использовать при отсутствии на защищаемой территории водотоков или когда сток их может быть переброшен в водохранилище либо в реку по отводному каналу, трубопроводу или насосной станцией.

Обвалование по участкам следует применять для защиты территорий, пересекаемых большими реками, перекачка которых экономически нецелесообразна, либо для защиты отдельных участков территории с различной плотностью застройки.

Все рассмотренные выше мероприятия имеют свои преимущества и недостатки (табл. 4.32), поэтому в конкретном случае проводится экологическое и технико-экономическое обоснование их проведения. Кроме того, не всегда очевидна необходимость в них. В ряде случаев экономически более выгодно компенсировать материальные потери, чем создавать противопаводковые защитные сооружения, которые к тому же могут привести к дополнительному негативному воздействию на окружающую среду.

Таблица 4.32

Преимущества и недостатки инженерных защитных мероприятий от затопления
(по В.Н. Маркину и др., 2015)

Мероприятие	Достоинства	Недостатки
Повышение отметок местности	Создание не затапливаемого участка земли в нужном месте необходимого размера	Сложность осуществления в застроенных районах. Высокая стоимость. Необходимость соблюдения норм осушения на созданной территории
Противопаводковое водохранилище	Возможность использования водохранилища для разных целей	Создает дополнительное затопление и подтопление территории. Сложное гидротехническое сооружение
Увеличение пропускной способности естественного русла реки	Минимальное отчуждение земель	Нарушение экологических условий речного русла и части долины. Ухудшение гидрохимического режима реки в период производства работ

Репозиторий ВГУ

Окончание табл. 4.32

Спрямление рек	Увеличение площади земель, пригодных для использования	Ликвидация биогеоценоза на участке спрямления реки. Низкая эффективность по увеличению пропускной способности русла
Обвалование территории	Относительно низкая стоимость	Необходимость создания специальной системы отвода воды с защищаемой территории. Ухудшение эстетичного вида ландшафта. Большая длина дамбы, что увеличивает опасность аварий
Устройство дополнительного русла	Полностью снимается опасность затопления земель без вывода их из хозяйственного оборота	Значительный объем работ и сложность преодоления пониженных участков местности. Ограниченные условия применения

Проектирование указанных защитных мероприятий осуществляется в соответствии с ТКП 45–2.03–224–2010 «Инженерная защита территорий от затопления и подтопления. Строительные нормы проектирования».

Обоснование проведения того или иного вида инженерно-технических мероприятий базируется на решении следующих задач:

1. Определение максимальных расчетных расходов и уровней воды. Расходы воды рассчитываются для основной и проверочной расчетной обеспеченности, в зависимости от значимости защищаемых сооружений, класса капитальности сооружений и последствий затопления[7].

2. Определение допустимых расходов и уровней воды, соответствующих пропускной способности русла реки, или приводящих к затоплению части земель в допустимых для хозяйственной деятельности пределах.

3. Установление границ затопления, для чего строятся продольный профиль реки и поперечные профили в расчетных створах, по данным натурных съемок.

4. Рассмотрение вариантов защитных мероприятий и расчет основных параметров сооружений.

5. Оценка экологических, экономических и социальных последствий для выбора защитного мероприятия, которое и предлагается для реализации в виде инженерного проекта.

[7] Класс сооружений инженерной защиты от затопления следует назначать в соответствии с классом или категорией защищаемых объектов в зависимости от их хозяйственной значимости. При защите территории, на которой расположены объекты различных классов или категорий, класс инженерной защиты должен соответствовать классу большинства защищаемых объектов. При этом отдельные объекты с более высоким классом или категорией должны иметь локальную защиту. Классы таких объектов и их локальной защиты должны соответствовать друг другу.

Репозиторий БГУ

4.11. ЗАБОЛАЧИВАНИЕ

Общие положения. *Под заболачиванием* в широком смысле слова *понимают процесс образования болота на переувлажненных участках земной поверхности вследствие затрудненного стока, подъема уровня подземных вод или изменения режима испарения*. Заболачивание – в узком понимании – *это процесс зарастания водоемов болотной растительностью*. Оно формируется на территориях с избыточным увлажнением и слабым стоком поверхностных вод.

При соответствующих геоморфологических, гидрогеологических и грунтовых условиях образуются заболоченные территории, которые впоследствии трансформируются в болота.

Болото – это участок земной поверхности, постоянно или большую часть года насыщенный водой и покрытый специфической болотной растительностью. В более узком понимании болото отождествляют с *торфяником* и определяют как избыточно увлажненный участок земли, покрытый слоем торфа глубиной не менее 30 см (в неосушенном виде); избыточно же увлажненные земельные площади, не имеющие торфа или покрытые слоем торфа менее 30 см, называются заболоченными землями или заболоченными территориями (Ломтадзе, 1977). Эти земли по продолжительности присутствия избытка влаги могут быть временно или постоянно избыточно увлажненными. Первые из них испытывают переувлажнение, как правило, всегда весной после снеготаяния (иногда избыток влаги отмечается и осенью), вторые – постоянно избыточно увлажненные земли – переувлажнены в течение всего года.

Болота и заболоченные земли являются составной частью гидросферы. Первые болотообразовательные процессы на Земле произошли в девоне около 400 млн лет назад, наибольших масштабов развития они достигли в каменноугольном периоде, с которым, кстати, связано мощное угленакопление в геологической истории Земли.

Чаще болота встречаются в северном полушарии, в лесной зоне. Общая площадь под ними около 350 млн га. В России они распространены на севере европейской части, в Западной Сибири, на Камчатке, в Украине – в Полесье, в Беларуси – в Полесье и Поозерье.

Наиболее благоприятными условиями для образования болот выступают влажный климат, равнинный рельеф или пониженные элементы рельефа и близкое к поверхности земли залегание подземных вод. Развитие болот обычно сопровождается появлением болотной растительности и накоплением растительных остатков при ее отмирании.

Образование болот может быть связано либо с заболачиванием суши, либо с зарастанием водоемов. Общие закономерности заболачивания суши состоят в следующем. Избыточное увлажнение участка суши ухудшает аэрацию почвы и отражается на жизнедеятельности произрастающей здесь

Репозиторий ВГУ

древесно-кустарниковой и травянистой растительности. Такое изменение условий постепенно вызывает отмирание одних растений и развитие других, обычно травянистых, более влаголюбивых. Остатки отмерших растений вследствие недостатка кислорода медленно и слабо разлагаются и образуют первые скопления торфа. Торф, обладая большой влагоемкостью, еще больше способствует аккумуляции влаги и затруднению аэрации почвенных горизонтов. Если растения, произраставшие здесь прежде, могли свободно получать минеральные соединения из почвы, то теперь вынуждены развивать свою корневую систему в торфе. Все это приводит к дальнейшей смене растительных ассоциаций, а в конечном итоге на такой заболоченной территории расселяются мхи.

Заболачивание суши происходит различными способами. Болота могут образовываться на ровных плоских поверхностях или в понижениях рельефа, где скапливаются дождевые и талые воды, а испарение недостаточно. Такие болота получили название «верховые» (или «моховые»), они особенно широко распространены на водораздельных пространствах, часто занятых лесами. Главным торфообразователем в них является белый сфагновый мох; в составе болотных отложений наблюдается небольшое содержание примесей терригенного материала, так как условия для его привноса здесь неблагоприятны. Поэтому торф таких болот малозольный (Ломтадзе, 1977).

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

Образование болот происходит и на пологих склонах, в их основании вследствие избыточного увлажнения рыхлых отложений подземными и атмосферными водами. Такие болота имеют смешанное водное питание, и их обычно относят к типу переходных. Образование торфа здесь происходит за счет разложения мхов, травяной и кустарниково-древесной растительности. Отложения подобных болот имеют повышенное содержание минеральных примесей, поскольку условия для их привноса благоприятны. Торф обладает средней зольностью. Он нередко переслаивается с глинистыми и песчано-глинистыми грунтами.

Широко распространено заболачивание суши в местах периодических разливов рек, затапливания и подтапливания пойменных территорий. Вследствие того, что развитие таких болот происходит на пониженных участках рельефа, их обычно называют «низинными» (или «луговыми»). Основным источником водного питания этих болот являются поверхно-

Репозиторий ВГУ

стные речные или озерные воды, а также грунтовые аллювиальные воды, нередко с повышенной минерализацией. Торф низинных болот образуется при разложении травянистых растений (осока, камыш, тростник и др.), гипновых мхов, а также кустарниково-древесной растительности. Этот торф содержит большое количество минеральных примесей, часто образующих слои и горизонты ила и песчано-глинистого материала.

В отложениях низинных болот встречаются также горизонты погребенных почв. Для этих отложений весьма характерным признаком является слоистость. Она подчеркивается развитием слоев горизонтов и линзовидных залежей, состоящих преимущественно из минеральных осадков, накапливающихся в периоды разливов и половодий, чередующихся со слоями, богатыми органическими остатками, образующимися при меженных уровнях. Торф низинных болот обладает повышенной или высокой зольностью.

Значительная часть болот образуется путем зарастания водоемов, преимущественно озер. Оно происходит водными и водно-болотными растениями, укрепляющимися на его дне. При этом на водоемах с отмелыми берегами растительность распределяется поясами по зонам в зависимости от глубины и расстояния от берега. Каждая группа растений, отмирая, образует на дне водоема остатки в виде стеблей, листьев и корневищ, которые, постепенно разлагаясь, формируют торф (рис. 4.84). В это время в наиболее глубоководной части водоема накапливаются минеральные и органические илы, из которых образуются озерные глины, мергели, пески, сапропели и другие отложения. Постепенное обмеление водоема сопровождается перемещением береговой линии внутрь его, в результате на пологом склоне дна отлагаются новые слои, располагающиеся по тем же зонам глубин. Последовательное отложение растительного материала и ила создает слои болотных отложений из торфа и минеральных образований. Так водоем постепенно мелеет и впоследствии оказывается полностью заполненным болотными отложениями (Ломтадзе, 1977).

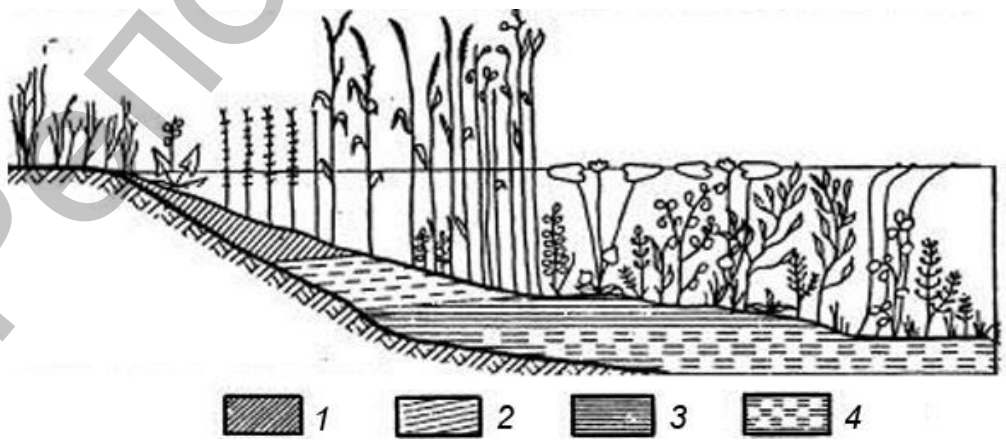


Рис. 4.84. **Схема зарастания озера** (по В.Н. Сукачеву, 1926)
1 – осоковый торф; *2* – тростниковый и камышовый торф; *3* – сапропелевый торф; *4* – сапропелит

Репозиторий ВГУ

Заболачивание водоема может происходить и путем развития сплавины в виде нарастающегося с берега по поверхности воды зыбучего покрова из сплетения корней и стеблей растений и мха (рис. 4.85). Образуется своеобразный плавающий растительный массив, под которым накапливается ил, обычно имеющий текучую консистенцию. Такой способ заболачивания обычно наблюдается на водоемах, имеющих приглубые берега.

Следовательно, при образовании болот в них накапливаются определенного типа осадки, состоящие из растительных остатков, органических и минеральных илов.

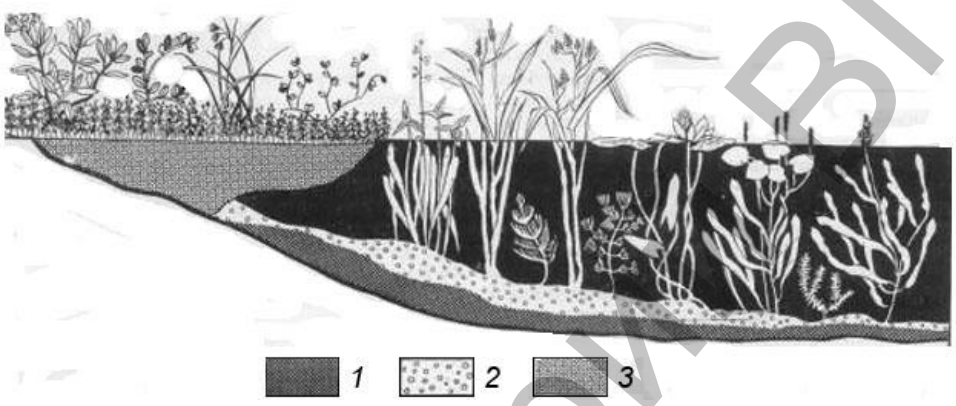


Рис. 4.85. **Схема зарастания озера** (по http://pandia.ru, 2016).
1 – минеральный осадок; *2* – органо-минеральный осадок; *3* – сплавина

Условия и факторы развития заболачивания. Главным условием формирования болот и заболоченных земель является наличие избытка влаги, насыщающей самые верхние горизонты земной коры или застаивающейся на ее поверхности. Оно обусловливается комплексом факторов, которые определяют характер поступления воды на участки суши, устанавливают химический состав воды и формируют водный режим объекта. Среди этих факторов основными являются климат, рельеф, геологическое строение, новейшая тектоника, гидрологические и гидрогеологические особенности местности, почвенно-растительный покров, хозяйственная деятельность человека.

Особенности болотообразовательного процесса, распределение болот и их основные признаки (характер растительного покрова, мощность, строение и свойства торфяной залежи, развитие микро- и нанорельефа, гидрологический режим) в общих чертах определяются климатом. Общеизвестно, что в областях с жарким и сухим климатом болот нет или они встречаются крайне редко и лишены торфа. В областях же с прохладным и влажным климатом болота встречаются повсеместно и имеют развитую торфяную залежь. Из элементов климата при болотообразовании важны атмосферные осадки и температура. Для выяснения причин болотообразования необходимо знать не только суммарное количество значений этих параметров за год, но и их соотношение (Денисенков, 2000).

Репозиторий ВГУ

Болотообразование наиболее развито в тех районах, где количество осадков заметно преобладает над испарением. Не израсходованная на испарение влага накапливается и перенасыщает грунт. Вода, заполняя поры почвы, вытесняет из нее атмосферный кислород, т.е. создаются условия анаэробиоза. В почве получает развитие восстановительный процесс, происходит накопление закисных соединений железа и других элементов, которое влечет за собой оглеение грунта. Вследствие недостатка кислорода в почве подавляется жизнедеятельность аэробных микроорганизмов, участвующих в разложении отмерших остатков растений, накапливающихся и превращающихся в торф. Однако перенасыщенность субстрата водой сама по себе не всегда приводит к заболачиванию. Если вода обогащена кислородом (его содержание превышает 5%) и стекает по уклону поверхности, то обычно болота не образуется. Для того чтобы начался процесс заболачивания, помимо избытка влаги необходимы понижение в рельефе, задерживающее сток, и водоупор в виде грунта с малой водопроницаемостью. В качестве водоупора может выступать и близко расположенный к поверхности уровень грунтовых вод.

С количеством осадков связана глубина залегания грунтовых вод – важнейший фактор, определяющий заболоченность. В областях избыточного увлажнения горизонты почвенных и грунтовых вод располагаются высоко, поэтому почвы легко подвергаются заболачиванию. Верхняя кайма этих вод бедна элементами минерального питания. В таких условиях легко поселяются не требовательные к питанию растения: мезо- и гидрофильное разнотравье, политриховые мхи, а в некоторых случаях и сфагновые мхи. В области недостаточного увлажнения горизонт грунтовых вод залегает глубоко от поверхности (10–30 м), к тому же воды бывают сильно засолены, что в совокупности создает неблагоприятные условия для заболачивания.

Температура воздуха и почв наряду с влажностью климата определяет интенсивность болотообразования и торфонакопления. Температура влияет на скорость испарения. От нее зависят и продолжительность вегетационного периода, а также прирост растительной массы и скорость ее разложения.

Развитие и распределение болот зависит от условий их расположения в рельефе местности. Рельеф выступает в качестве прямо и косвенно действующего фактора болотообразования, усиливая или ослабляя влияние климатических и гидрологических факторов. Общее значение его заключается в перераспределении влаги. Низменные, слабо всхолмленные пространства отличаются высокой степенью заболоченности, особенно в случаях затрудненного стока. На возвышенных пространствах с сильно расчлененным рельефом болот нет или они распространены ограниченно.

В областях избыточного увлажнения болотообразование в меньшей степени зависит от рельефа. Здесь обширные по площади торфяные болота преимущественно атмосферного типа питания развиваются на низменных, мало расчлененных, слабо дренированных водоразделах, понижениях близ

Репозиторий ВГУ

водоемов, по речным долинам, по вытянутым пологим склонам, увлажняемым поверхностно-сточными водами. Однако и в этих условиях болота распределяются неравномерно. Их основные площади приурочены к наиболее пониженным местам, преимущественно к древним аллювиальным равнинам с малыми уклонами поверхности и с высоким стоянием почвенных и грунтовых вод. По данным М.Н. Никонова (1949), именно с этими равнинами в лесной зоне связаны максимальная заболоченность территории и ее заторфованность, достигающие в отдельных районах 30–40%.

Глубина депрессий или котловин, в которых образовались болота, влияет на их водно-минеральное питание. Большая глубина котловины обусловливает близость грунтовых вод, а значит, и развитие низинных или переходных обводненных болот. В менее глубоких депрессиях, где грунтовые воды лежат глубже, торфяники верховые и менее обводнены.

Ширина котловин влияет на величину торфяника и степень его обводненности. Крупные торфяники обширных депрессий обычно довольно сильно обводнены и, следовательно, незначительно облесены. Малые торфяники сравнительно сухие (лучше дренированы) и поэтому облесены в большей степени.

От характера рельефа зависит также и скорость надвигания болота на прилегающие суходольные участки. По данным Н.И. Пьявченко (1985), при равнинном рельефе в условиях лесной зоны надвигание болот на суходол становится заметным через 10–15 лет, при крутизне склона 5° болото надвигается на суходол со скоростью 1 м за 100 лет, при уклоне 20° – 1 м за 400 лет, при уклоне 40° – 1 м за 800 лет.

На болотообразование влияют также и гидрографические особенности местности. Болотообразовательный процесс лучше развит в тех районах, где много озер, протоков, стариц, мелководий, легко подвергающихся зарастанию. Нередко болота образуются и в местах выхода ключевой воды (так называемое ключевое болотообразование). Ключевые болота отличаются повышенной минерализацией торфа, в особенности кальцием. Существующие болота также способствуют усилению болотообразовательного процесса на прилегающих суходольных участках.

Большое влияние на болотообразование и современное распространение болот оказало последнее поозерское (валдайское) оледенение. Общее значение его заключается в выработке определенных форм рельефа, а также в создании гидрологических и климатических условий, влияющих на современный болотообразовательный процесс. Под непосредственным воздействием ледника в северной половине Восточно-Европейской равнины сформировался равнинный сглаженный рельеф со слаборасчлененными неглубоко врезанными речными долинами (превышение водоразделов над долинами небольшое). В результате таяния ледника накапливались и неоднократно переотлагались мощные толщи перемытого и отсортированного талыми водами моренного материала в виде песчаных и глинистых флю-

Репозиторий ВГУ

виогляциальных отложений, покрывающих равнинные пространства. Ледники откладывали также и крупный обломочный материал. После таяния ледника осталось много мелких водоемов, которые и послужили очагами последующего заболачивания. Таким образом, в результате оледенения создались необходимые предпосылки для начальных этапов заболачивания (Денисенков, 2000).

Особенности геологического строения местности нередко сказываются на характере водно-минерального питания болот. В районах распространения бедных песчаных отложений, кислых магматических пород преимущественно развиты верховые болота, облесенные сосной. Нередко они с самого начала или довольно рано вступают в олиготрофную стадию развития. На глинистых отложениях преобладают низинные и переходные болота. В районах развития известняков, в условиях богатого водно-минерального питания, болота долго остаются на низинной стадии развития. Для этих районов типичны осоково-гипновые болота.

Неотектонические движения земной коры также оказывают влияние на ход развития процессов заболачивания и формирования болот. Если происходит поднятие поверхности, то русла рек врезаются глубже, при этом улучшается дренаж территории и болотообразование ослабевает. Если поверхность опускается, то обводненность территории увеличивается и болотообразовательный процесс усиливается.

Заболачивание в определенной степени зависит и от характера почвенного покрова. Зона подзолистых почв в общем совпадает с зоной максимального распространения торфяных болот, в частности верховых. Сравнительно влажный климат ведет к выщелачиванию, обеднению солями верхних почвенных горизонтов и образованию подзолов, что способствует поселению сфагновых мхов, которые вытесняют более требовательные к питанию лесные мхи и тем самым ускоряют процесс заболачивания. В районах распространения бедных почв болота, образующиеся на суходолах, чаще начинаются с олиготрофной стадии или быстро вступают в нее.

Инженерно-хозяйственная деятельность оказывает значительное влияние на условия и динамику заболачивания. При хозяйственной деятельности человека заболачивание происходит весьма активно на нарушенных территориях – городских площадях, орошаемых землях, участках, прилежащих к водохранилищам (Емельянов, 1975); может развиваться также в результате сплошной рубки леса в районах с избыточным увлажнением. К основным техногенным факторам заболачивания относятся: 1) искусственное изменение гидрогеологических условий местности, приводящее к развитию подпора грунтовых вод, подтоплению и устойчивому обводнению пород; 2) неправильная планировка рельефа, нарушение при этом естественного поверхностного стока и дренажа; 3) создание водонепроницаемых оснований, задерживающих дренаж инфильтрующихся вод; 4) неправильное строительство инженерных сооружений (дорожных на-

Репозиторий ВГУ

сыпей, дамб и т.п.), нарушающих естественный поверхностный сток; 5) строительство гидроузлов; 6) в зоне тундры и многолетнемерзлых пород – нарушение естественного растительного покрова и тепловлагообеспеченности (Королев, 2004).

Распространение болот и заболоченных территорий в пределах Беларуси. В пределах страны накопление торфа и формирование болотных равнин и низин происходит на довольно больших территориях. Распространены болота неравномерно. В основном они приурочены к поймам и пониженным участкам террас речных долин, озерно-аллювиальным и водно-ледниковым равнинам и низинам, озерным котловинам, денудационным ложбинам, а также к суффозионным и термокарстовым западинам. Общая площадь заторфованных низин и равнин в республике составляет около 2,4 млн га или около 11,5% всей территории (рис. 4.86). Максимальная мощность торфяных залежей достигает 11 м (торфяной массив Ореховский Мох в Пуховичском районе Минской области).

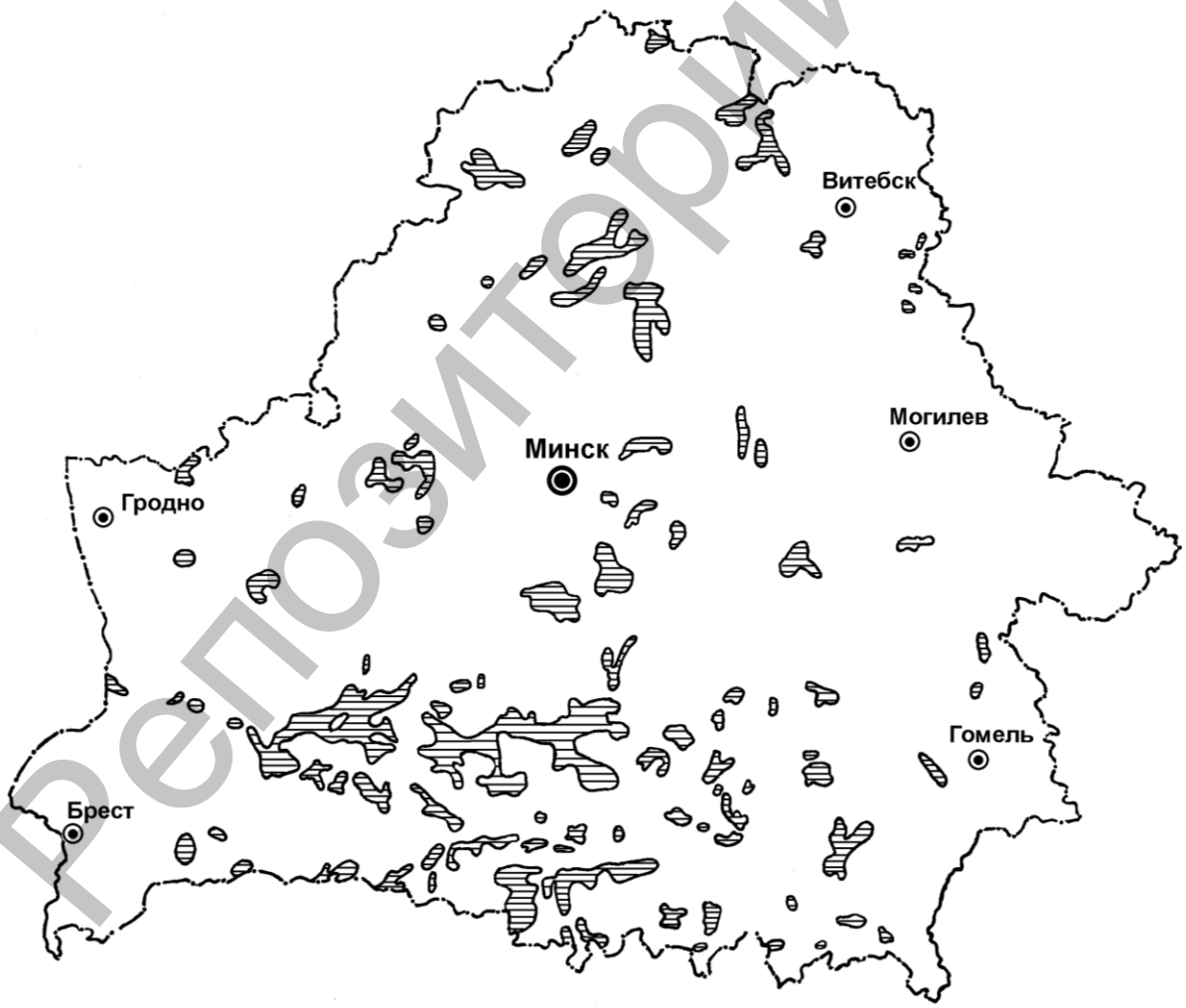


Рис. 4.86. **Схематическая карта заболоченности и торфонакопления на территории Беларуси** (по Нацыянальны .., 2002)

Репозиторий ВГУ

Болота и торфяные массивы Беларуси являются молодыми геологическими образованиями, их формирование началось в поозерское позднеледниковье и продолжалось в течение всего голоцена, когда определялся основной облик ландшафтов региона. На этом общем фоне выделяется несколько этапов, когда заболачивание территории протекало особенно активно. Такие этапы обычно связываются с изменениями климата и в некоторой степени с тектоническими движениями. По данным С. Кульчиньского (Kulczyński, 1930), выделяются две фазы интенсивного развития болот в Полесье: позднебореальная (преимущественное заторфование водоразделов) и атлантическая (заторфование речных долин). Исследованиями А.В. Матвеева (1990) установлено, что на территории Беларуси заметное увлажнение климата и, соответственно, активизация болотообразовательных процессов происходили в бореальный, атлантический и суббореальный периоды. Процессы заболачивания и торфонакопления продолжаются и сегодня, несмотря на то, что практически на всех болотных массивах наблюдается уплотнение торфа. При этом скорость накопления торфа стала несколько ниже, чем в предыдущие периоды и изменяется от 0,3–0,5 мм/год на юге до 0,7–0,8 мм/год на севере республики.

На территории страны получили развитие низинные (грунтового питания), верховые (преимущественно атмосферного питания) и переходные (смешанного питания) болота и торфяники, из которых преобладающими являются первые. На них приходится 81% площади всех торфяников. Низинные болота особенно распространены на юге республики, где занимают значительные территории, несколько меньше в центральной ее части.

Поверхность низинных торфяников, в основном, плоская, слабовогнутая или полого наклоненная (рис. 4.87). Местами различается ярусность с превышением уровней 0,5–1 м (Тановицкий и др., 1983). Из форм мезорельефа выделяют пологоврезанные западины и котловины, в наиболее пониженных частях которых существуют озера. Для низинных торфяников также характерны микрозападинность и микроволнистость. Иногда представлен своеобразный грядово-мочажинный рельеф (Матвеев, 1990).

Такая разновидность микрорельефа, как отмечает Н.И. Пьявченко (1985), возникает при образовании морозобойных трещин в верхнем мерзлом слое торфа. Эти трещины проходят параллельно поверхности торфяника. Они возникают под напором воды, вызывающим и изгиб поверхности. Со временем высота грядок несколько увеличивается, а у их подножия появляются мочажины. При небольших уклонах разрывы располагаются беспорядочно, поэтому отсутствует ориентировка микрогряд.

Верховые торфяники занимают около 16% площади всех болот, или почти 600 тыс. га (Кухарчик, 1996). С ними связаны наиболее мощные залежи торфа – до 10–11 м. Распространены эти образования повсеместно, но наибольшее их количество тяготеет к северной части Беларуси. Характерной особенностью поверхности верховых болот является ее выпуклая

Репозиторий ВГУ

форма (рис. 4.87), причем превышение центральных частей над окраинными может достигать 5–7 м. Как и у низинных торфяников, для рассматриваемого типа характерны грядово-мочажинный рельеф, пологие котловины, в наиболее пониженных местах которых встречаются озера. В таких случаях торфяник приобретает волнистую поверхность с рядом выпуклых и вогнутых участков (Матвеев, 1990).

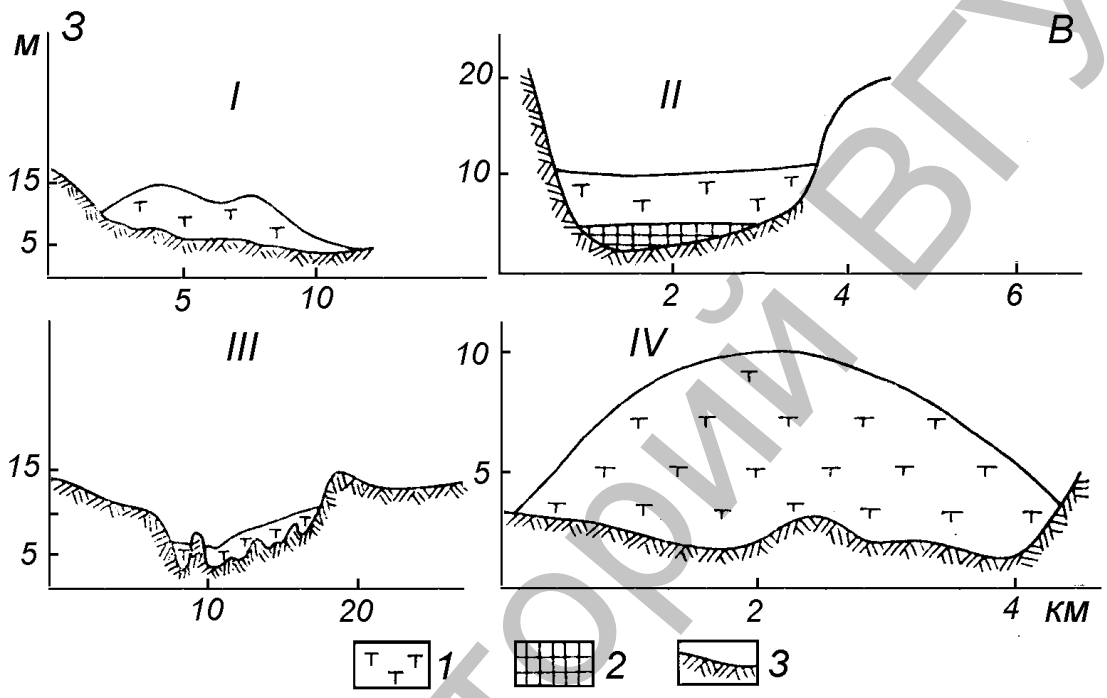


Рис. 4.87. **Профили торфяных залежей: Ельня (*I*) Миорского района (верховой торф), Усвиж-Бук (*II*) Толочинского района (низинный торф), Лошанское (*III*) Узденского района (низинный торф), Долбенишки (*IV*) Шарковщинского района (верховой торф)** (по А.П. Пидопличко, 1961): *1* – торф, *2* – сапропель, *3* – минеральные отложения

Переходные болота занимают промежуточное положение между низинными и верховыми. На их долю приходится около 3% площади всех болот. Наибольшие торфяники этого типа приурочены к Брестской, Витебской и Могилевской областям.

Согласно схеме районирования торфяных болот А.П. Пидопличко (1961), в основу которой положены историко-генетические особенности формирования торфяников, их водное питание и приуроченность к отдельным элементам рельефа, на территории Беларуси выделяется пять областей. Северная (область верховых торфяных болот холмисто-озерного ландшафта) занимает Верхнеберезинскую низину, Нарочано-Вилейскую равнину и все Белорусское Поозерье. Общая заторфованность области составляет около 10%, питание болот, главным образом, осуществляется

Репозиторий ВГУ

озерными водами и атмосферными осадками. В области свыше 1750 болотных массивов, 49 из них имеют площадь более 1000 га и 9 – более 5000 га. Несколько меньшей заторфованностью (7,7%) характеризуется Западная область низинных торфяных болот конечно-моренного ландшафта, занимающая западную ветвь Белорусской гряды, Ошмянскую возвышенность, значительную часть Минской возвышенности, Копыльскую гряду и прилегающие к ней равнины. Болота здесь, в основном, приурочены к поймам рек и замкнутым котловинам. Из 770 болотных массивов 54 имеют площадь более 1000 га, а 5 – более 5000 га. Невысокой степенью заторфованности (около 5,5%) отличается и Восточная область небольших верховых и низинных торфяных болот в условиях значительного распространения лессовидных пород. Она занимает Оршанскую, Горецко-Мстиславскую возвышенности, Оршанско-Могилевскую и Чечерскую (восточную часть) равнины, северо-восток Гомельского Полесья. Питание болот преимущественно грунтовое. Количество болотных массивов достигает 1300, однако размеры их невелики.

Для Центральной области крупных верховых и низинных болот общая заторфованность несколько выше и составляет порядка 16%. В состав области входят Центральноберезинская равнина, восточные отроги Минской возвышенности, западные участки Оршанской возвышенности и Чечерской равнины, север Гомельского Полесья. Болотных массивов здесь насчитывается свыше 1800, 76 из них имеют площадь более 1000 га и 11 – более 5000 га. Преобладающая роль в питании торфяных болот принадлежит грунтовым водам и атмосферным осадкам.

И, наконец, Южная область крупных низинных торфяных болот Полесского ландшафта характеризуется наибольшей заторфованностью – свыше 19%. Область занимает практически всю территорию Белорусского Полесья, а также Барановичскую и Прибугскую равнины. Здесь расположены одни из самых крупных болотных массивов Беларуси, из 1250 болот 88 имеют площадь более 1000 га, 44 – более 5000 га, а 14 болотных массивов достигают площади 20 тыс. га и более.

Следует иметь в виду, что значительная часть болотных массивов страны в настоящее время мелиорирована, осушенные торфяники в каждой из областей занимают от 30 до 60% всей площади торфяных болот. Однако, несмотря на мелиорированность, инженерно-строительное освоение таких территорий сопряжено с определенными трудностями и затратами, поскольку торфяные грунты в большинстве случаев обладают низкой или невысокой несущей способностью и являются средне- и даже сильносжимаемыми грунтами, свойства которых резко изменяются в зависимости от степени их увлажнения и фазового состояния влаги в них.

Изучение и прогноз динамики заболачивания. Изучение заболачивания территорий в инженерно-геологических целях проводится в соответ-

Репозиторий ВГУ

ствии с СНБ 1.02.01–96 по всему комплексу действующих факторов с количественной оценкой тех или иных параметров. По приуроченности к геоморфологическим элементам рельефа и условиям водного питания выявляется тип болот, устанавливаются его источники питания, наличие родников, озер, сплавин, общая тенденция развития болот и заболоченных земель (деградация, прогрессирующее заболачивание), оцениваются собственно торфяные отложения: определяется степень разложения торфа, его зольность, физические и физико-механические свойства с учетом анизотропии.

По *степени разложения* (D, %) торф, согласно СТБ 943–2007, подразделяется на: 1) слаборазложившийся (D<20); 2) среднеразложившийся (20<D<45); 3) сильноразложившийся (D≥45). По *степени зольности* торфа (J, %) выделяют нормальнозольные (J<20) и высокозольные (J≥20), по ботаническим и геоботаническим признакам – его виды (табл. 4.33).

Таблица 4.33

Классификация видов торфа (по БСЭ, 1970)

Тип	Лесной подтип	Лесо-топяной подтип		Топяной подтип		
	Древесная группа	Древесно-травяная группа	Древесно-моховая группа	Травяная группа	Травяно-моховая группа	Моховая группа
Низинный	Ольховый Березовый Еловый Сосновый низинный Ивовый	Древесно-тростниковый Древесно-осоковый низинный	Древесно-гипновый Древесно-сфагновый низинный	Хвощовый Тростниковый Осоковый Вахтовый Шейхцериевый низинный	Осоково-гипновый Осоково-сфагновый низинный	Гипновый низинный Сфагновый низинный
Переходный	Древесный переходный	Древесно-осоковый переходный	Древесно-сфагновый переходный	Осоковый переходный Шейхцериевый переходный	Осоково-сфагновый переходный	Гипновый переходный Сфагновый переходный
Верховой	Сосновый верховой	Сосново-пушицевый	Сосново-сфагновый	Пушицевый Шейхцериевый верховой	Пушицево-сфагновый Шейхцериево-сфагновый	Медиум-торф Фускум-торф Комплексный верховой Сфагново-мочажинный

Для различных типов болот выделяются определенные виды строения залежей (рис. 4.88).

При инженерно-геологическом изучении заболоченных территорий: 1) определяют площадь распространения болот, тип, строение болота и т.п.; относительную пораженность по площади, %; оценку мощности торфа,

Репозиторий ВГУ

строение разреза торфяных отложений; оценку условий питания, объемов и т.п.; 2) выделяют типовые схемы оснований, сложенных торфяными, заторфованными или иными биогенными грунтами (рис. 4.89).

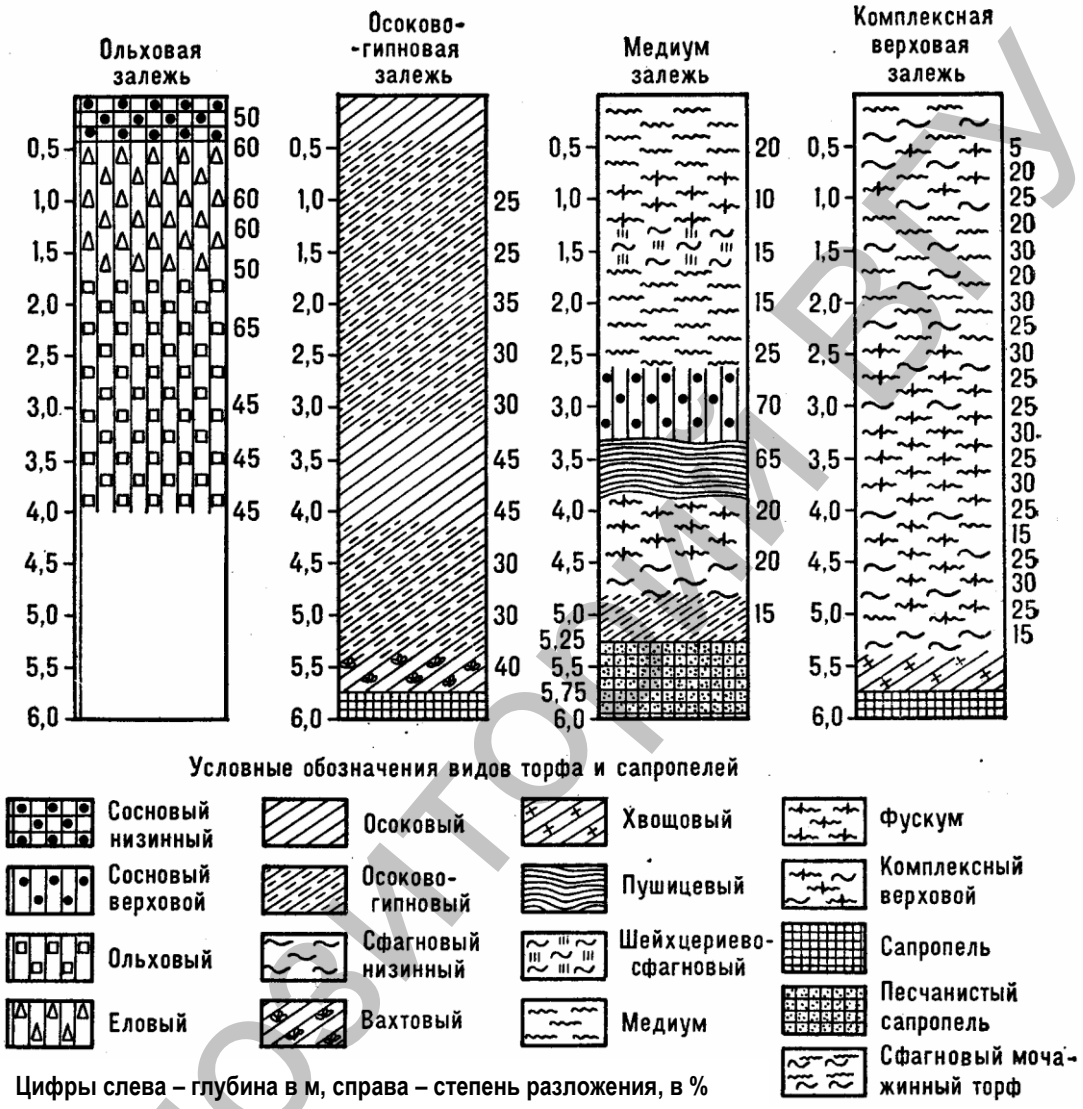


Рис. 4.88. **Основные виды строения торфяной залежи** (по БСЭ, 1970)

Прогноз развития заболачивания территорий разрабатывается на базе оценки всех факторов динамики данного процесса. Для этого используются методы аналогий, методы моделирования и численных (балансовых) расчетов, а также результаты мониторинга. Наряду с балансовыми и гидродинамическими методами прогноза заболачивания в последнее время разрабатываются модели математической морфологии ландшафта (Трапезникова, 2002), базирующиеся на вероятностном подходе. На основе мониторинга даются рекомендации и управляющие решения по влиянию на процесс заболачивания.

Репозиторий ВГУ

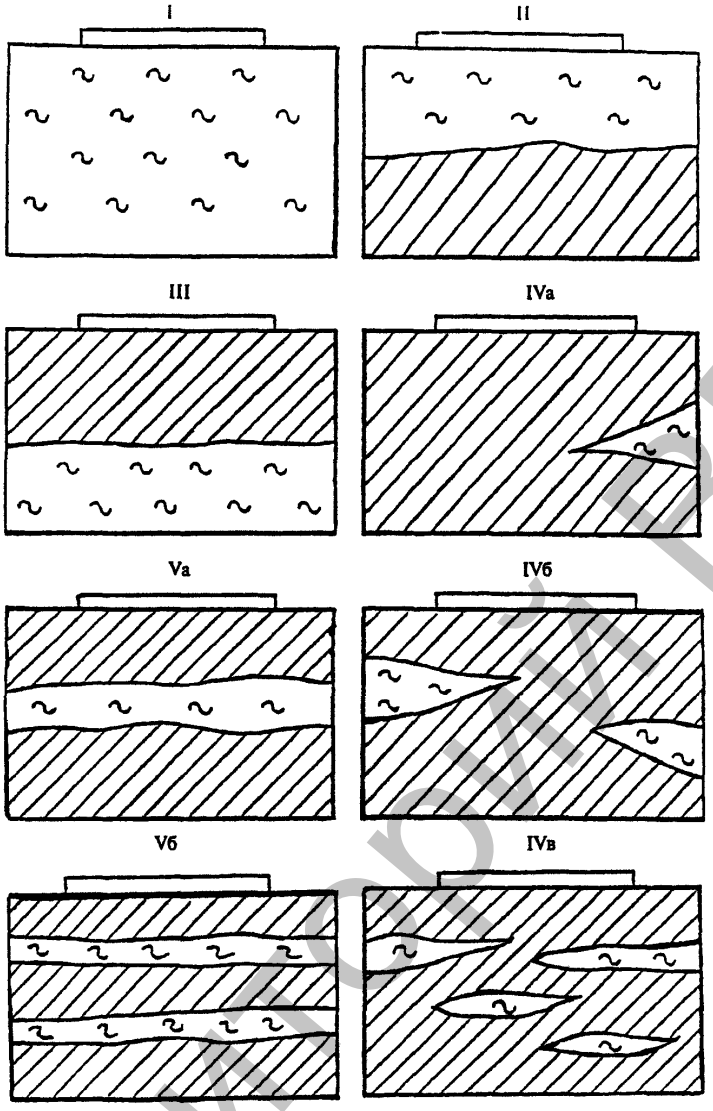


Рис. 4.89. **Типовые схемы оснований, содержащих биогенные грунты и илы** (по Пособие .., 1986).

I – в пределах всей сжимаемой толщи основания залегают биогенные грунты или илы; II – в верхней части сжимаемой толщи основания залегает слой биогенного грунта или ила; III – в нижней части сжимаемой толщи основания залегают слои биогенного грунта или ила: IV – сжимаемая толща в пределах пятна застройки здания включает биогенные грунты или илы в виде линз, односторонне или двусторонне вклинившихся; V – в пределах глубины сжимаемой толщи находится прослойка биогенного грунта, границы которой в плане выходят за пределы пятна застройки здания; VI – сжимаемая толща содержит множество прослоек и линз из биогенных грунтов или илов

Мероприятия по инженерной защите территорий от заболачивания. Заболачивание не является катастрофическим процессом, тем не менее этот процесс существенно усложняет условия строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений. Поэтому для борьбы с заболачиванием в инженерно-геологических целях применяют различные

Репозиторий ВГУ

мероприятия, а также специальные конструктивные схемы строительства на заболоченных территориях. К ним относятся (Королев, 2004):

– осушение болот путем создания систем дренажа территорий;

– создание насыпей под сооружения;

– создание песчаных или специальных дрен (заполненные дрены);

– замораживание;

– использование свайных оснований и др.

Наиболее простым способом осушения болот является создание горизонтального дренажа (рис. 4.90).

В более сложных геоморфологических условиях применяют системы комплексного дренажа, пример работы которой показан на рис. 4.91.

Для создания дренажных систем применяют различную землеройную технику и специальные дреноукладчики (рис. 4.92), позволяющие с высокой производительностью осуществлять дренаж на значительных территориях.

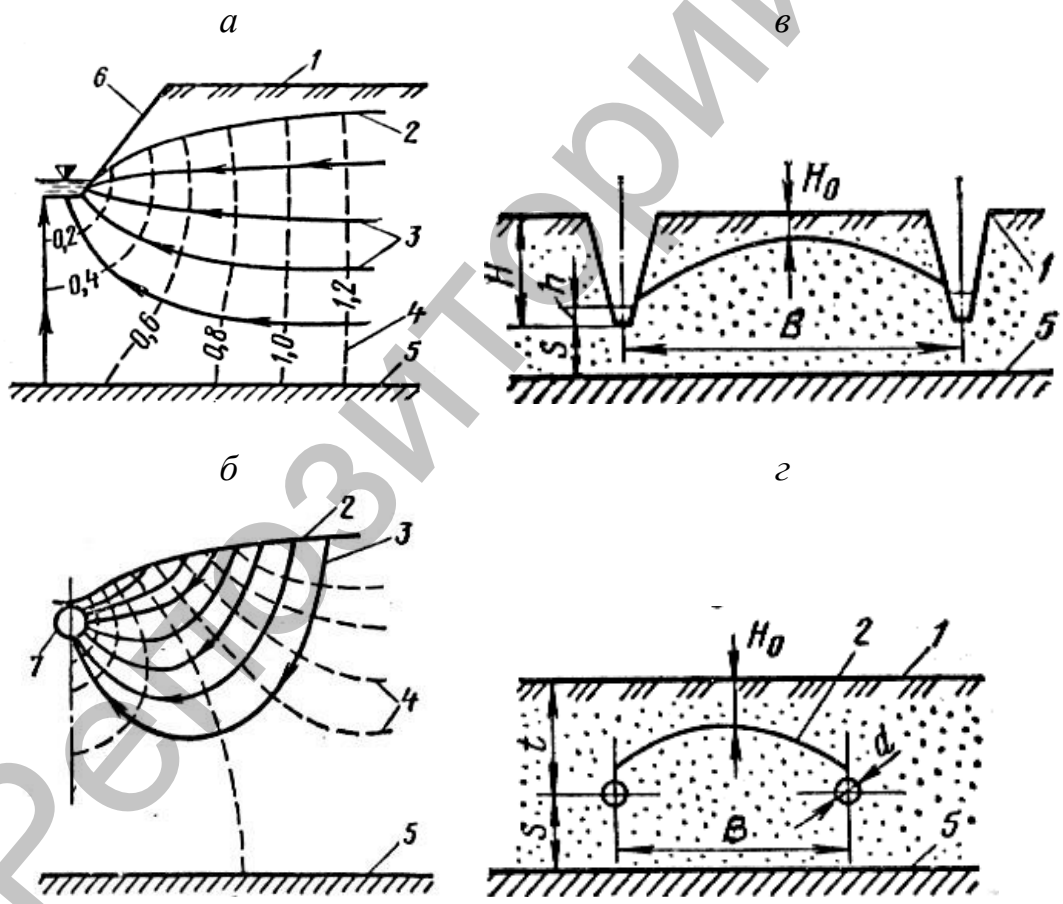


Рис. 4.90. **Линии токов, эквипотенциали и кривые депрессии при движении грунтовых вод к каналу (*а*) и дрене (*б*); кривые депрессии при совместной работе каналов (*в*) и дрен (*г*)** (по Б.С. Маслову, 2006).

1 – поверхность земли; *2* – кривая депрессии; *3* – линии тока; *4* – линии равных напоров; *5* – водоупор; *6* – канал; *7* – дрена

Репозиторий ВГУ

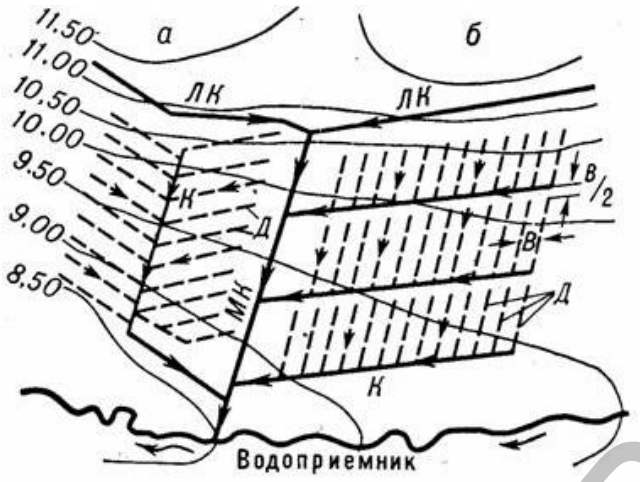


Рис. 4.91. **Дренажные системы** (по В.А. Королеву, 2004).
а – поперечный дренаж; *б* – продольный дренаж; *Д* – дрены; *К* – коллекторы; *МК* – магистральный канал; *ЛК* – ловчие каналы; *В* – расстояние между дренами

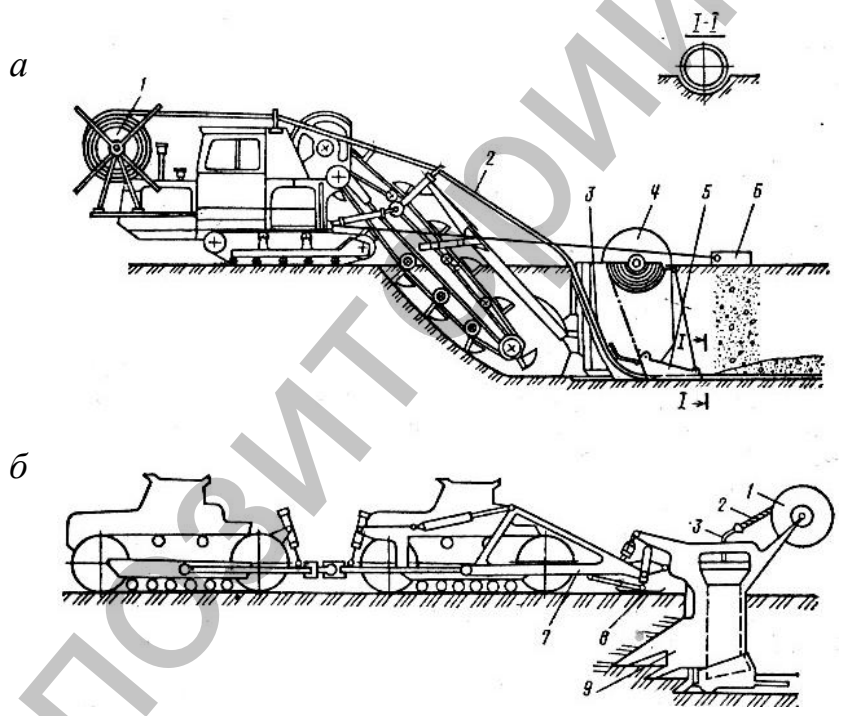


Рис. 4.92. **Конструктивные схемы траншейного экскаватора для укладки пластмассовых дренажных труб (*а*) и бестраншейной дренажной машины БДМ-301А (*б*)** (по Б.С. Маслову, 2006).
1 – барабан для дренажных труб; *2* – труба; *3* – пропускная труба; *4* – бабина защитного материала; *5* – конфузор; *6* – присыпатель; *7* – рама навески рабочего органа; *8* – опорные лыжи; *9* – рабочий орган экскаватора

В Беларуси, где еще более полувека назад болота и заболоченные земли занимали свыше 40% территории, мелиорация сыграла важную роль в экономическом развитии. Интенсивное рукотворное улучшение плодо-

Репозиторий ВГУ

родных земель началось в республике в 1965 г., когда в СССР приняли государственную программу развития сельского хозяйства. С тех пор в Беларуси осушили значительные площади болот и теперь, согласно данным Министерства сельского хозяйства и продовольствия, в республике насчитывается 3,4 млн гектаров осушенных земель. Треть всей сельскохозяйственной продукции в стране выращивают именно на таких угодьях.

В то же время в последние три десятка лет в мировом сообществе наблюдается определенный пересмотр существовавших ранее представлений об осушении болот. Мелиорация заболоченных территорий не должна приводить к так называемому переосушению болот, когда происходят деградация болотных комплексов, процессы деструкции, развевания и самовозгорания торфа. В частности, обширные пожары, возникающие на осушенных болотах, представляют собой большую экологическую угрозу человеку и другим организмам.

Помимо этого, осушительная мелиорация нередко ведет к переформированию баланса грунтовых вод, изменяя его основные элементы. Так, например, питание грунтовых вод может возрасти за счет более интенсивного подтока (в результате увеличения разности напоров) вод нижележащих напорных водоносных горизонтов, гидравлически взаимосвязанных с ними. Это в одних случаях может вызвать сработку запасов напорных вод, а в других – потребовать устройства вертикального дренажа.

С осушительной мелиорацией связано и изменение химизма подземных вод, причем, трансформируется как микро-, так и макрокомпонентный состав. Исследованиями М.Ф. Козлова и др. (1986) на одном из осушаемых болотных массивов в зоне сочленения пойм Припяти и Уборти установлено, что в послемелиоративный период на участке наблюдалась тенденция роста общей минерализации грунтовых вод (в 1,5–2,5 раза), главным образом, за счет HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, а на более поздних стадиях осушения и SO_4^{2-}. Такой рост концентрации элементов авторы связывают, помимо усиления подтока напорных гидрокарбонатных кальциевых вод, со снижением емкости поглощения торфяных почв с последующим выносом в воды Ca^{2+} и Mg^{2+}, первоначально содержащихся в торфе преимущественно в ионообменной форме, с окислением органического вещества торфа и сульфидных минералов железа, постоянно присутствующих в небольших количествах в торфе. Последние два процесса, как правило, и приводят к появлению в грунтовых водах повышенных содержаний SO_4^{2-}, тем самым придавая водам агрессивные свойства.

Следует отметить, что процесс накопления сульфат-иона в грунтовом водоносном горизонте является общим и наиболее ярким гидрогеохимическим процессом, протекающим в осушенных торфяниках. В то же время на мелиоративных системах, выбывших из эксплуатации и подвергшихся постепенному заболачиванию, прослеживается постепенное сокращение содержания SO_4^{2-} в грунтовых водах вследствие формирования торфяной

Репозиторий ВГУ

залежи более восстановительной обстановки в условиях подъема уровня грунтовых вод.

На осушительных системах особо пристального внимания заслуживает изучение поведения в грунтовых водах железа, поскольку с ним связаны такие негативные процессы, как кольматация дренажных труб и фильтров скважин вертикального дренажа, ожелезнение приповерхностной толщи осушаемых торфяников вследствие капиллярного подтягивания грунтовых вод и др.

Так, согласно исследованиям А.В. Кудельского и В.И. Пашкевича (1997) на болотных массивах различных генетических типов в пределах Лельчицкого гидрогеологического стационара, в естественных условиях на осушенных торфяниках в самой верхней зоне грунтовых вод наблюдались значительные сезонные колебания концентрации железа (Fe^{2+}, Fe^{3+}), определявшиеся, главным образом, их уровенным режимом. Концентрации железа изменялись от 0,1–0,5 мг/дм^3 при самых высоких положениях уровня до 8–10 мг/дм^3 и более в меженные периоды. При этом вследствие ухудшения взаимосвязи с атмосферой отмечалось сокращение концентрации кислорода в верхней зоне грунтовых вод с 3–5 до 0,5–1,0 мг/дм^3, что способствовало формированию более восстановительной обстановки, благоприятной для накопления в водах закисного железа.

4.12. ЗАСОЛЕНИЕ И ХИМИЧЕСКОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ГРУНТОВ

Общие положения. *Засолением грунтов (включая почвы)* называется *процесс накопления в них легкорастворимых солей в количествах, превышающих некоторые нормы, происходящий в силу различных природных или техногенных причин: поступления солей из грунтовых вод, из сточных вод, затопления морской водой, выпадения солей при эоловом переносе и т.п.*

В почвоведении к засоленным почвам относятся разности с содержанием легкорастворимых минеральных солей свыше 0,25% (по массе). Эта величина устанавливается исходя из агротехнических свойств почв. Нормы засоленности грунтов, используемых в инженерно-геологических целях, устанавливаются СТБ в зависимости от их гранулометрического состава. Согласно СТБ 943–2007 засоленные грунты выделяются в особую группу, т.к. при длительном взаимодействии с водой они способны терять свою прочность вследствие растворения солей. В соответствии с этим к засоленным грунтам по содержанию в них легко- и среднерастворимых солей относят:

– *крупнообломочные* грунты с песчаным заполнителем <40% или с пылевато-глинистым <30% и с солями в количестве более 2% (по массе);

– *крупнообломочные* грунты с песчаным заполнителем >40% и с солями более 0,5% (по массе);

Репозиторий ВГУ

– *крупнообломочные* грунты с пылевато-глинистым заполнителем >30% и с солями в количестве более 5%;

– *песчаные* грунты с содержанием солей более 0,5%;

– *пылевато-глинистые* с содержанием солей более 5%.

Соли в твердой фазе грунтов встречаются фактически повсеместно во всех ландшафтах с недостаточным увлажнением. При этом большую часть структуры представляют соли, образовавшиеся в результате кристаллизации при испарении концентрированных поровых растворов.

Ежегодно из-за засоления на планете выпадает из оборота более 300 тыс га орошаемых земель, а общая площадь засоленных и ставших бесплодными земель достигает 25 млн га. Засоление широко распространено в районах, где издавна использовали орошение (Египет, Ирак, Индия, Пакистан и др.). Так, в долине р. Нил засолению подвержено 1,2 из 1,7 млн га (более 70%); в Ираке около 50% орошаемых площадей; в долине р. Инд 10 из 15 млн га (67%). В США засоленные массивы занимают более 27%. В странах бывшего СССР с 1960 по 1980 г. в среднем из каждой тысячи орошаемых гектаров засолялось 184 га (в том числе 141 га пашни). Общая же площадь засоленных земель достигала 3,5 млн га (в том числе более 2,5 млн га пашни), что составляло около 20% суммарной площади орошаемых земель. В природном отношении засоленные грунты приурочены, главным образом, к пустынным и полупустынным, реже – к степным зонам, то есть к районам с отрицательным водным балансом, а также к участкам, расположенным в зонах гипергенеза горных пород, содержащих нестойкие компоненты (сульфатные, галоидные и др.).

Засоленные грунты слагают солончаки, солоди, солонцы, такыры, которые различаются составом и содержанием легкорастворимых солей и в большинстве случаев формируются на пониженных элементах рельефа: шлейфах склонов, низменностях, берегах соленых озер и лиманов, во впадинах на поймах, в днищах степных блюдец суффозионного происхождения, где минерализованные воды стоят близко к земной поверхности.

Процесс засоления грунтов проявляется в следующих ситуациях:

– при горизонтальной миграции солей и осаждении их из подземных вод в районах гор и предгорий, в субаэральных дельтах и предгорных равнинах;

– в результате вертикальной миграции солей при испарении поровых растворов;

– вследствие выветривания горных пород, содержащих нестойкие компоненты (карбонатные, сульфатные, галоидные горные породы);

– при фильтрации через грунты жидких отходов из шламонакопителей, солеотвалов, растворонесущих коммуникаций различных промышленных предприятий и т.п.

Наряду с засолением почв и горных пород все более серьезной проблемой, приобретающей глобальный масштаб, становится химическое загрязнение грунтов.

Репозиторий ВГУ

Под химическим загрязнением грунтов (включая почвы) понимают *процесс накопления в них химических загрязнителей – неорганических, органических и радиоактивных веществ, обладающих токсическим действием, в количествах выше ПДК (или фона), происходящий в силу различных техногенных или природных причин.*

Этот процесс может быть как естественным, природным (например, загрязнение почв и горных пород вредными токсичными компонентами при извержении вулкана), так и искусственным (техногенным, антропогенным). Однако наибольшие проблемы в жизнедеятельности человека связаны именно с искусственным загрязнением. Следует заметить, что общепринятой классификации химических загрязнителей грунтов не существует. Их можно классифицировать по химической структуре (классам химических веществ), по источникам поступления, по миграционной способности, по классам опасности и т.п. Список опасных веществ-загрязнителей грунтов весьма широк. В самом общем случае среди неорганических загрязнителей грунтов выделяют: тяжелые металлы; минеральные соли и вещества (удобрения, цианиды, асбест и др.); неорганические кислоты (хромовые кислоты и др.); щелочи, фосфаты и др. К органическим загрязнителям грунтов относятся: низкомолекулярные органические соединения (хлорорганические пестициды, гербициды, инсектициды, фунгициды, ароматические амины); полициклические ароматические углеводороды, флуорантен, пирен, нафталин и др.; хлорорганические соединения; фенолы; нефть и нефтепродукты (нефтяные шламы, мазут, керосин, бензин, различные растворители); красители (краски, лаки); органические кислоты и др. Радиоактивные загрязнители представляют особо опасный класс среди токсичных загрязнителей геологической среды. В зависимости от токсичности они делятся на пять групп: особо высокой, высокой, средней, малой и низкой токсичности (Королев, 2004).

Все эти опасные загрязнители попадают в почву и горные породы разными путями: с атмосферными осадками (дождь, снег); с массой сбрасываемых твердых, жидких и газообразных отходов предприятий и бытового сегмента; с внесением ядохимикатов и удобрений на сельскохозяйственные земли.

Знание засоленности и загрязненности грунтов, толщины слоя и условий их залегания необходимо для прогноза влияния воды на водорастворимую часть этих грунтов, выявления особых свойств грунтов, установления пригодности почв для сельскохозяйственных и других целей.

Особые свойства засоленных грунтов проявляются при их увлажнении и водонасыщении, а также при фильтрации воды. Во-первых, в результате воздействия воды меняются деформационные и прочностные свойства таких грунтов. Следствием этого являются дополнительные суффозионные деформации, снижение устойчивости засоленных грунтов и возведенных из них сооружений. Во-вторых, солевые включения, раство-

Репозиторий ВГУ

ряясь в подземной воде, увеличивают ее агрессивность к строительным конструкциям. Этому могут способствовать изменения электрохимических свойств засоленных грунтов и наличие блуждающих токов. Значительное влияние, которое оказывают воднорастворимые соли на физико-механические и химические свойства засоленных грунтов, позволяет отнести их к грунтам особого состава, состояния и свойств.

Эти основные положения определяют направленность инженерно-геологических исследований засоленных грунтов – комплексное изучение и оценку природных и техногенных факторов с целью принятия соответствующих проектных решений и выбора наиболее благоприятных участков размещения зданий и сооружений и условий проведения строительных работ, а также мероприятий, обеспечивающих надежность защиты объектов от возможных неблагоприятных инженерно-геологических процессов.

Условия и факторы развития процессов засоления и загрязнения. Распространение и формирование засоленных грунтов обусловлено, в основном, климатом, геологическим строением и составом горных пород, рельефом и гидрогеологическими особенностями местности.

Климат как фактор, определяющий развитие процесса засоления, характеризуется преобладанием испарения над осадками. В этих условиях активизируется процесс влаго- и солепереноса и формируется испарительный геохимический барьер, приводящий к процессу соленакопления.

Засоленность грунтов в значительной степени зависит от генетического типа грунта, условий его залегания и характера современных геохимических процессов. Засоленными могут быть грунты различного возраста, залегающие как на глубине, так и на поверхности земли, в т.ч. почвы.

Слабая дренированность территории способствует замедлению латеральных ландшафтно-геохимических потоков, подъему уровня грунтовых вод и активизации процессов засоления. Наличие в породах в зоне активного влагообмена легкорастворимых солей способствует формированию засоленных почв. Процессы соленакопления проявляются в грунтах и при поступлении солей извне – с атмосферными осадками или эоловой пылью.

Одно из важных условий засоления – залегание минерализованных подземных вод на глубине не более 1 м для песчаных грунтов и 3–4 м – для глинистых грунтов.

Хозяйственная деятельность человека может усиливать природное засоление почв. Такое явление называется вторичным засолением и развивается оно при неумеренном поливе орошаемых земель в засушливых районах. В мире вторичное засоление испытывает около 30% орошаемых земель. Процессу вторичного засоления могут подвергаться естественно засоляющиеся, остаточно-засоленные, исходно незасоленные или глубокорассоленные почвы.

Репозиторий ВГУ

Основной механизм этого процесса – привнос солей с оросительными водами в растворимом или взвешенном состоянии и выпадение солей в почвенной толще из минерализованных грунтовых вод, уровень которых при орошении часто поднимается. Последнее явление особенно распространено на равнинных, плохо дренированных территориях. При недостаточном дренаже вторичное засоление может привести к катастрофическим последствиям. Из-за большого накопления солей в почвах обширные массивы орошаемых земель становятся непригодными для земледелия и их приходится выводить из сельскохозяйственного использования.

Вторичное засоление почв на орошаемых участках часто сопровождается загрязнением почв тяжелыми металлами, пестицидами, гербицидами, нитратами, соединениями бора. Все эти вещества в районах интенсивного сельскохозяйственного применения попадают в почву как из оросительных, так и из грунтовых вод. При вторичном засолении происходят существенные изменения многих химических свойств почв: одновременно с накоплением легкорастворимых солей аккумулируются гипс и карбонаты, оказывающие благоприятное воздействие на физические свойства почв; в неблагоприятную сторону изменяется состав почвенного поглощающего комплекса, в котором ионы Ca^{2+} замещаются ионами Mg^{2+} и Na^{+}, возрастает подвижность соединений калия, кремния, железа.

Засолению почв способствует также использование различных солей и солевых эмульсий в зимний период времени для борьбы с гололедом на автомобильных дорогах.

Под влиянием хозяйственной деятельности человека создаются определенные типы геохимических аномалий в грунтах. Возникают они, в основном, под воздействием выбросов загрязняющих веществ в атмосферу в твердой, жидкой и газообразной формах; организованных (т.е. поступающих из специальных устройств: очистных сооружений, хвостохранилищ, отстойников, отвалов, шламонакопителей и т.п.) и неорганизованных (при авариях, утечках, сливах и т.п.) отходов; применения органических и минеральных удобрений. Источниками этих воздействий служат различные предприятия машиностроения и металлообработки, объекты топливно-энергетического, металлургического, строительного, транспортного, военно-, агропромышленного, социально-потребительского комплексов и др.

Техногенные загрязнения, формирующиеся в массивах грунтов, как правило, во времени не остаются неизменными. Практически все загрязнители с той или иной скоростью мигрируют от источников и очагов загрязнений. Вопросы миграции загрязнений в массивах являются наиболее сложными как с точки зрения исследования их особенностей в массивах, так и с точки зрения прогноза миграции.

Характер миграции загрязнителей в грунтовых массивах зависит от следующих факторов (Королев, 2001): 1) положения очага загрязнений; 2) типа и состояния загрязнителя; 3) геологического строения массива и его

Репозиторий ВГУ

гидрогеологических особенностей; 4) климатических условий; 5) состава, структуры и свойств пород, формирующих определенные геохимические барьеры, на которых концентрируются загрязнители.

Положение очага загрязнения определяет исходные условия миграции загрязнителя в массиве. От типа загрязнителя, его физических, химических и физико-химических свойств зависят многие параметры миграции. Например, вязкость нефти и различных товарных жидких нефтепродуктов-загрязнителей в целом больше вязкости воды. Поэтому миграция нефти и многих вязких нефтепродуктов – НП (масла, мазута) в порах грунтов более затруднена по сравнению с миграцией водных поровых растворов. Однако легкие НП, например, бензин и др., имеют вязкость меньшую, чем вода. Вследствие этого данные загрязнители быстрее мигрируют в порах и трещинах грунтов по сравнению с другими жидкими НП и водой.

Геологические строение массива (в самом широком смысле) определяет главнейшие особенности миграции в нем загрязнителя, поскольку они зависят от состава пород, их структуры, условий и характера залегания пород в массиве, обводненности массива (взаимодействия загрязнителя с подземными водами), его выветрелости, трещиноватости и т.п. Климатические условия существования данного массива (температура пород, количество выпадающих осадков и т.п.) также влияют на характер миграции различных загрязнителей. И, наконец, миграция загрязнителя зависит от того, в каком состоянии находится грунтовый массив, в талом или мерзлом, от того, каковы его мерзлотные условия в целом (Королев, 2001).

Динамика техногенного загрязнения массивов грунтов часто имеет неконтролируемый характер, что обусловливает сложность ее оценки и прогнозирования.

Распространение процессов засоления и загрязнения грунтов в Беларуси. Для Беларуси засоление почв и горных пород является редким явлением из-за невысокой сухости климата. Однако засоление почв в стране вызывает довольно серьезные проблемы. Наиболее остра эта проблема в Солигорском районе, где в результате многолетней работы ОАО «Беларуськалий» на поверхности накопились сотни млн тонн галитовых и шламовых отходов. Отличительной особенностью этих отходов является большое (до 95%) содержание в них легкорастворимых в воде солей. При воздействии атмосферных осадков на солеотвалы и шламохранилища образуются и накапливаются хлоридно-натриевые рассолы, что приводит к засолению почв с тенденцией расширения этих площадей. Кроме того, причинами распространения засоления на значительные территории являются ветровая и водная эрозии с солеотвалов, а также выбросы соляной пыли от обогатительных фабрик, оседающие на почве и загрязняющие верхний плодородный слой, что усиливает общую картину засоления прилегающих земель.

Репозиторий ВГУ

Обширный ареал засоленных почв сформировался в зоне воздействия Гомельского химического завода, специализирующегося на производстве фосфорных удобрений. Засоление почв связано с аэрозольными выбросами и образованием большого объема фосфогипса, отвалы которого занимают более 60 га земли. Наличие в фосфогипсе легкоподвижных соединений серы, фосфора и отсутствие защитных сооружений обусловили вымывание атмосферными осадками и поступление в почвы больших объемов загрязняющих веществ. В результате на прилегающих территориях почвы засолены сульфатами и фосфатами.

Распространению засоления по всей стране способствует также ежегодное использование песчано-соляной смеси для борьбы с гололедом. В результате этого талые воды с высоким уровнем содержания солей растекаются в придорожные полосы, вызывая значительное засоление данных территорий.

Наряду с развитием процессов засоления в Беларуси проявляется и загрязнение почв. Площадь земель, загрязненных химическими веществами, составляет около 0,21 млн га или 1% территории страны. Участки загрязнения приурочены к крупным городам и промышленным центрам, сельскохозяйственным объектам, включая угодья, местам складирования коммунальных и промышленных отходов, а также территориям, попавшим в зону воздействия техногенных аварий. В городах и на промышленных объектах основными загрязнителями почв выступают нефтепродукты и тяжелые металлы, в меньшей степени – сульфаты и нитраты. Среди тяжелых металлов ведущая роль принадлежит цинку, свинцу и кадмию (рис. 4.93).

На всех пахотных землях, где применяются органические и минеральные удобрения, территориях животноводческих ферм и комплексов, полях орошения животноводческими стоками в почвенном горизонте наблюдается значительный рост (в десятки раз) содержания органических веществ, ионов NO_2^-, NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, PO_4^{3-}, K^+, NH_4^+, Na^+, Ca^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+}, Cd^{2+} и некоторых других компонентов (Галкин, 2014).

Высоко влияние автотранспорта на загрязнение почвенного покрова. Оно связано с выбросами тяжелых металлов (прежде всего, свинца, цинка, кадмия) и нефтепродуктов при неполном сгорании топлива в двигателях, а также с испарением и утечками (разливами) топлива при обслуживании и ремонте автомобилей. Максимальные нагрузки приходятся на придорожные полосы, а также площадки автозаправочных станций, складов горюче-смазочных материалов, машинно-транспортных станций. Наиболее высокий уровень загрязнения связан с эксплуатацией автомобильных дорог, вдоль которых часто возникают литохимические (педохимические) полиэлементные аномалии с широкой ассоциацией элементов-загрязнителей. Например, исследования А.В. Матвеева и др. (2009, 2016) показали, что в Беларуси вдоль автодорог покровные грунты чаще всего загрязнены Zr, Pb, Mn, Cu, Ti, Ni, Cr, V, значительно реже Ba, P, B.

Репозиторий ВГУ

Причем максимальное количество элементов-контаминантов приурочено к полосе 40–80 м от полотна дороги, а заметное загрязнение прослеживается в зоне до 300 м. Отмечено также, что степень загрязнения грунтов коррелирует не столько с рангом дороги (международные, республиканские, местного значения), сколько с интенсивностью движения на ней.

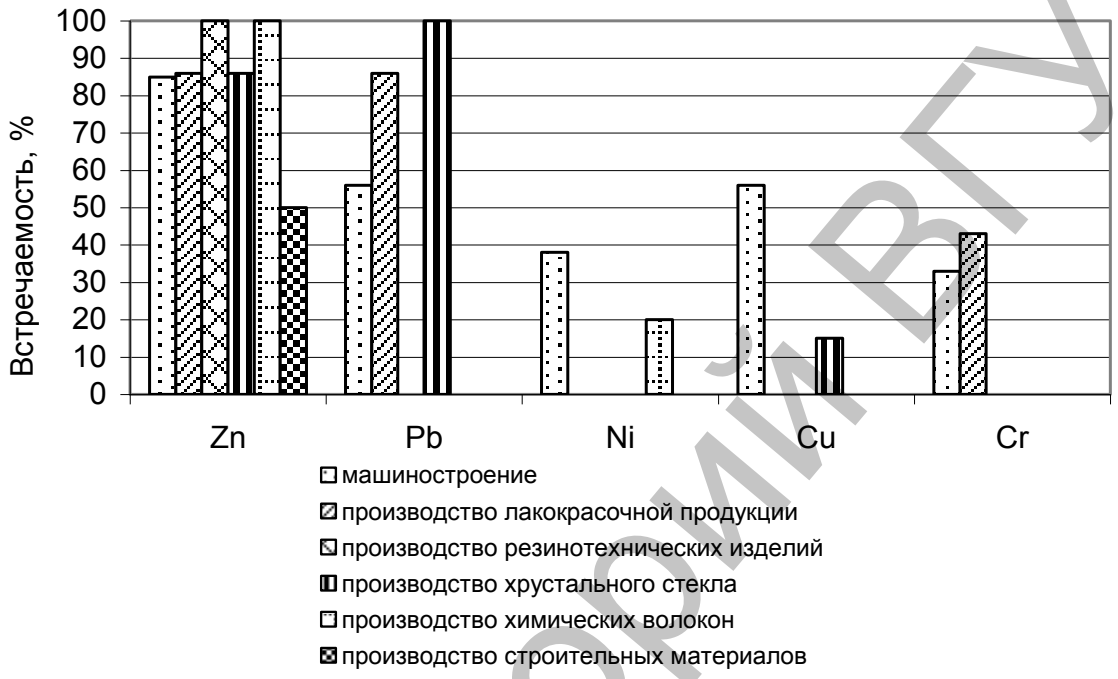


Рис. 4.93. **Встречаемость величин концентраций тяжелых металлов в почвах промплощадок, превышающих предельно допустимые концентрации (ПДК) или ориентировочно допустимые концентрации (ОДК)** (по Состояние .., 2008)

Существенное влияние на почвы Беларуси оказали последствия Чернобыльской катастрофы, в результате которой радиоактивному загрязнению была подвержена значительная часть территории страны площадью 4,8 млн га (рис. 4.94). Площадь загрязненных сельскохозяйственных земель составила 1,8 млн га. Из этой площади 265,4 тыс. га исключены из сельскохозяйственного оборота. Радиоактивными веществами загрязнено также более 2 млн га лесов (Природная .., 2002).

За послеаварийный период радиационная обстановка на сельскохозяйственных землях значительно улучшилась. Произошел распад короткоживущих радионуклидов. Концентрация долгоживущих радионуклидов $_{137}Cs$ и $_{90}Sr$ в почве уменьшилась более чем на одну треть только благодаря естественному распаду. Наблюдается постепенное уменьшение площади загрязненных земель. Основные массивы сельскохозяйственных угодий, загрязненных $_{137}Cs$, сосредоточены в Гомельской (47,8% общей площади) и Могилевской (23,7%) областях. В Брестской, Гродненской и Минской об-

Репозиторий ВГУ

ластях доля загрязненных земель невелика и составляет соответственно 6,5, 3,0 и 3,6%.

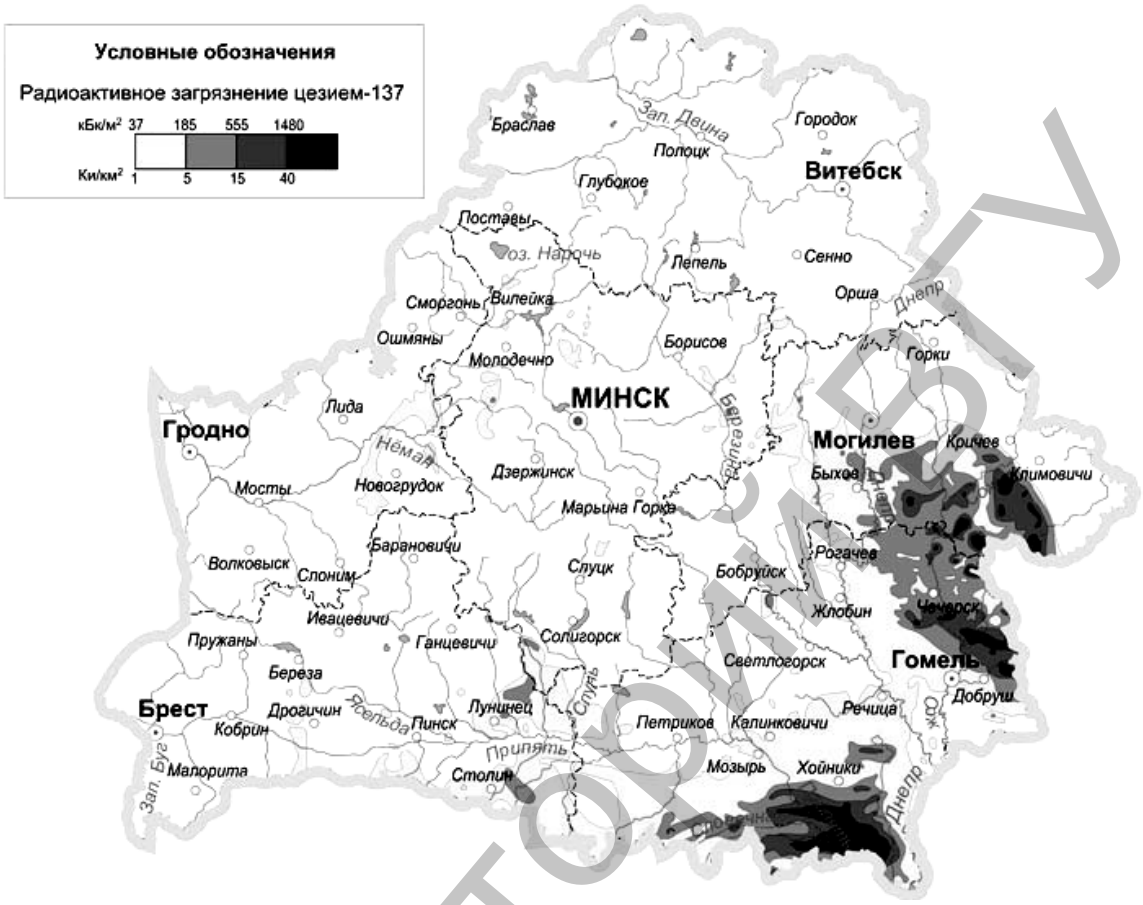


Рис. 4.94. **Схематическая карта загрязнения территории Республики Беларусь радиоактивным цезием-137 в 2004 г.** (по В.П. Мацко, 2005)

Загрязнение территории $_{90}$Sr имеет преимущественно локальный характер. Загрязнение с плотностью более 6 кБк/м^2 обнаружено примерно на 10% общей площади страны. Максимальный уровень содержания выявлен в границах 30-километровой зоны ЧАЭС в Хойникском районе Гомельской области. Содержание $_{90}$Sr достигает также значительных величин в восточной части Гомельской области (Ветковский район) и в Могилевской области (Чериковский район). Земли, загрязненные $_{90}$Sr, находятся в пределах зон загрязнения $_{137}$Cs, что весьма затрудняет сельскохозяйственное использование почв.

В настоящее время преобладающая часть радионуклидов, выпавших на почву, находится в верхних слоях. Миграция цезия-137 и стронция-90 вглубь происходит медленно, со средней скоростью 0,3–0,5 см/год, поэтому угроза загрязнения водоносных горизонтов практически отсутствует. Скорость миграции $_{90}$Sr несколько выше, чем $_{137}$Cs, при этом темпы миграции увеличиваются с возрастанием степени увлажнения почв.

Репозиторий БГУ

Большая часть сельскохозяйственных земель, выведенных из пользования, вошла в зону отчуждения, основная часть территории которой не может быть возвращена в сельскохозяйственный оборот даже в отдаленной перспективе вследствие высокой плотности загрязнения долгоживущими радионуклидами.

Методика инженерно-геологического изучения засоленных и загрязненных грунтов, прогноз развития процессов засоления и загрязнения. При проведении инженерно-геологических изысканий в районах распространения засоленных грунтов, согласно СНБ 1.02.01–96, следует устанавливать:

– распространение и условия залегания засоленных грунтов, их приуроченность к мезо- и микроформам рельефа;

– качественный состав и количественное содержание водорастворимых солей в грунте, их способность к растворению и выщелачиванию;

– генезис, взаимосвязь степени и характера засоленности с мезо- и микрорельефом, литологическим составом и свойствами грунтов, гидрогеологическими условиями территории – уровнем и минерализацией подземных вод и их изменениями (природными и техногенными);

– гидрохимические условия (температура, минерализация и химический состав подземных вод, их растворяющая способность по отношению к засоленным грунтам);

– характер пространственного распределения соляных образований в грунте;

– структурные особенности грунтов, обусловленные наличием солей, включая форму, размер и размещение солей в грунте;

– наличие внешних проявлений процесса выщелачивания засоленных грунтов на земной поверхности, их формы и размеры;

– данные о современном засолении грунтов и выщелачивании солей в результате хозяйственной деятельности;

– физические, механические и химические свойства грунтов природной влажности и при полном водонасыщении (в том числе растворами заданного состава), а также после выщелачивания солей.

Изучение загрязненных грунтов регламентируется ТКП 45–1.02–253–2012 «Инженерно-геоэкологические изыскания для строительства». Оно проводится, как правило, в целях выбора и обеспечения экологической безопасности места размещения площадки строительства. Основными задачами исследования химического загрязнения грунтов являются: 1) определение характера и уровня загрязнения грунтов в плане и по глубине; 2) выявление размеров и морфологии зоны загрязнения; 3) разработка рекомендаций по экологически безопасным условиям использования перемещаемых грунтов для населения.

Перечень загрязняющих веществ и показателей, определяемых в грунтах (почвах) при инженерно-геоэкологических изысканиях, устанав-

Репозиторий ВГУ

ливается техническим заданием в зависимости от стадии строительства, функциональных особенностей объекта планируемой хозяйственной деятельности, присутствия вблизи участка изыскания ранее существовавших, существующих и потенциальных источников загрязнения земель.

При градостроительном проектировании состав анализируемых показателей устанавливается функциональным использованием территории:

– в производственно-коммунальной, жилой, ландшафтно- рекреационной и общественной функциональных зонах определяют: свинец, кадмий, цинк, медь, никель, хром, ртуть, мышьяк, нефтепродукты, сульфаты, нитраты, хлориды, pH, гранулометрический состав;

– дополнительно в производственно-коммунальных зонах – полициклические ароматические углеводы, при наличии производств, применявших полихлорированные бифенилы (ПХБ) и содержащее их оборудование, – ПХБ;

– дополнительно в жилой и ландшафтно-рекреационной зонах – показатели эпидемиологической опасности почв в соответствии с Инструкцией 2.1.7.11–12–5–2004 «Гигиеническая оценка почвы населенных мест».

При размещении объекта планируемой хозяйственной деятельности на ранее используемых землях также дополнительно необходимо определять:

– на землях сельскохозяйственного назначения – ДДТ и другие хлорорганические пестициды, относящиеся к стойким органическим загрязнителям;

– на землях, где ранее функционировали промышленные объекты, – загрязняющие вещества, источником которых являлись функционирующие ранее промышленные объекты. Перечень загрязняющих веществ устанавливается индивидуально для каждого конкретного случая.

Первичная информация, полученная в результате проведения оценки состояния и загрязнения почв (грунтов), должна включать:

– схематическую карту размещения пробных площадок на участке изыскания;

– результаты фактических измерений содержания загрязняющих веществ и показателей в почвах пробных площадок;

– показатели кратности превышения фактических значений над ПДК / ОДК;

– показатели кратности превышения фактических значений над фоновыми величинами (при отсутствии установленных ПДК / ОДК загрязняющих веществ и показателей в почвах).

Оценка химического загрязнения грунтов проводится по следующим показателям (Королев, 2004):

– *коэффициент концентрации* (K_c), рассчитываемый по формуле:

$$K_c = C_i/C_ф,$$

где C_i – содержание элемента i-го вида в исследуемом объекте; $C_ф$ – среднее фоновое (кларковое) его содержание в том же элементе;

Репозиторий ВГУ

– *коэффициент техногенной геохимической нагрузки* (K_i), рассчитываемый по формуле:

$$K_i = C_i / \text{ПДК}_i;$$

– *общий показатель техногенной геохимической нагрузки* (K_o), рассчитываемый по формуле:

$$K_o = \sum K_i;$$

– *модуль техногенного геохимического загрязнения* ($M_г$), рассчитываемый по формуле:

$$M_г = (K_o\, s)/S,$$

где s – площадь ореола загрязнения (например, с превышением ПДК или фона в определенное число раз); S – общая площадь территории;

– *суммарный показатель загрязненности* (Z_c), рассчитываемый по формуле:

$$Z_c = \sum K_c - (n-1),$$

где n – число учитываемых загрязняющих элементов;

– *суммарный показатель нагрузки* (Z_i), рассчитываемый по формуле:

$$Z_i = \sum K_i - (n-1).$$

Прогнозы засоления и загрязнения почв и горных пород выполняют, как правило, в условиях вероятного изменения режима подземных вод и воздействия на засоленные грунты производственных или поверхностных вод, инфильтрующихся в ходе строительства или эксплуатации объекта.

При прогнозе изменения свойств грунтов, содержащих легкорастворимые соли и находящихся в природных условиях в необводненном состоянии, учитывают возможность полного выноса указанных солей при обводнении оснований проектируемых зданий и сооружений.

При изысканиях в районах распространения загипсованных грунтов оценку и прогноз возможности и интенсивности растворения и выноса солей выполняют с учетом агрессивности и температуры подземных и инфильтрационных (особенно техногенно загрязненных) вод по отношению к засоленным грунтам.

Прогноз изменения свойств засоленных грунтов, содержащих труднорастворимые соли, осуществляют только при наличии в подземных водах агрессивной углекислоты или при инфильтрации в грунт растворов, обладающих растворяющей способностью по отношению к карбонатным солям.

Мероприятия по инженерной защите территорий от засоления и загрязнения грунтов. Борьба с засолением почв и загрязнением грунтов представляет собой трудную проблему. Для снижения засоления почв чаще всего применяют их промывку водой.

Репозиторий ВГУ

Промывка засоленных почв – удаление избытка солей из пахотного и подпахотного горизонтов почвы промывными водами; основное средство борьбы с засолением орошаемых земель. Перед промывкой поверхность поля выравнивают, глубоко обрабатывают и разбивают валиками на чеки – участки 0,2–0,3 га и более; затем чеки затопляют водой. Промывные нормы (количество воды, необходимое для растворения и вытеснения солей из засоленной почвы на площади 1 га) устанавливают в зависимости от степени засоления, состава солей (сульфаты, хлориды, карбонаты), водопроницаемости, уровня грунтовых вод. Для рассоления метрового слоя почвы нужно 4–10 тыс. $м^3$/га воды, 3-метрового – до 50 тыс. $м^3$/га. Промывку засоленных почв проводят обычно поздней осенью, когда испарение наименьшее и грунтовые воды имеют низкий уровень. Промывные воды отводят через расселяющий дренаж.

Борьба с загрязнением грунтов и почв токсичными компонентами должна иметь комплексный характер. Она включает в себя меры по недопущению поступления токсикантов в грунты, мероприятия по оценке уже загрязненных территорий и разработке рекомендаций по их реабилитации. Затем на основе этих рекомендаций разрабатывается та или иная комплексная *схема очистки* почв или горных пород территории с целью ее восстановления, расконсервации и реабилитации, основанная на применении различных методов очистки грунтов от загрязнений, среди которых выделяются физические, физико-химические, химические и биологические методы. С их помощью в общем случае загрязнители из грунтов можно или удалять (извлекать), или разрушать их на месте (деструкция в массиве без извлечения загрязнителей), или локализовать (иммобилизовать) в массиве (Королев, 2013).

4.13. ЭОЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Общие положения. *К эоловым процессам* относятся *экзогенные геологические процессы, порожденные энергией ветра (давление, отрыв, перемещение)*. Они приурочены к районам сильных и постоянных ветров различных климатических зон.

Эоловые процессы носят двоякий характер – разрушительный и созидательный. Соответственно они включают как эоловую денудацию, так и эоловую аккумуляцию.

Эоловая денудация – это разрушительная работа ветра, выражающаяся в выдувании (дефляция или ветровая эрозия) и обтачивании (корразия) неровностей поверхности массивов горных пород мелкообломочным материалом, переносимым ветром. Эти два процесса развиваются параллельно, однако последствия корразии ярко выражены в зоне развития твердых кристаллических или осадочных пород, тогда как де-

Репозиторий ВГУ

фляция приводит к образованию форм выдувания в мягких, преимущественно песчано-глинистых отложениях. При этом дефляция может быть площадной, или плоскостной, и локализованной.

С дефляцией связано образование ребристых и сетчатых поверхностей (сотовое выветривание) на участках распространения отложений пестрого состава. Рельеф так называемых аккумулятивных пустынь также наполовину обязан своим существованием дефляции, поскольку аккумулятивные песчаные формы возникают за счет песка, выдутого с какой-либо поверхности, на которой после выноса образуется углубление. Выдутый песок либо аккумулируется поблизости, либо переносится на большие расстояния и может быть навеян на любой субстрат. Одновременно с развеванием песка выносятся содержащиеся в песчаных толщах пылеватые частицы. Не находя условий для оседания, они уносятся за пределы территории и отлагаются в основаниях склонов, давая материал для образования лессовых пород. Наиболее эффективна дефляция в пустынях, но может происходить в любых широтах (Геологический .., 1978).

Одновременно с эоловой денудацией и переносом обломочного материала происходит и аккумуляция, в результате чего образуются песчаные массивы весьма разнообразной формы.

Эоловая денудация и перенос, факторы их развития. Характер и интенсивность эоловой денудации устанавливаются группой факторов как природного, так и техногенного генезиса. Их интенсивность в первую очередь определяется типом и скоростью ветра. Перемещение воздушных масс происходит в основном параллельно поверхности Земли. При движении ветер захватывает песчаные и пылеватые частицы и переносит их на различные расстояния. Перенос осуществляется или скачкообразно, или перекатыванием по поверхности, или во взвешенном состоянии. При этом различие переноса будет зависеть от величины частиц, скорости ветра и степени его турбулентности (табл. 4.34). При ветрах скоростью до 7 м/с около 90% песчаных частиц переносится в слое 5–10 см от поверхности земли, при сильных ветрах (15–20 м/с) песок поднимается на несколько метров. Штормовые ветры и ураганы поднимают песок на десятки метров в высоту и перекатывают даже гальки и плоский щебень диаметром до 3–5 см и более. Процесс перемещения песчаных зерен осуществляется в виде прыжков или скачков под крутым углом от нескольких сантиметров до нескольких метров по искривленным траекториям. При своем приземлении они ударяют и нарушают другие песчаные зерна, которые вовлекаются в скачкообразное движение, или сальтацию. Так происходит непрерывный процесс перемещения множества песчаных зерен. Пески способны переноситься на расстояния от нескольких километров до десятков, а иногда и первых сотен километров. К примеру, тонкий песок с восточного побережья Африки переносится восточными ветрами на 300 км на Канарские острова, а пески из пустыни Каракумов откладываются на западном берегу Каспия

Репозиторий ВГУ

(Фролов, Коротких, 1990). В ходе перемещения и соударения сами песчаные зерна подвергаются взаимному истиранию и дроблению.

Пылеватые частицы могут подниматься в воздухе на высоту до 3–4 км и более и переноситься во взвешенном состоянии на сотни и тысячи километров. Описаны случаи, когда эоловая пыль Сахары достигала различных стран Западной Европы (Короновский, Якушова, 1991).

При значительной концентрации частиц в воздухе и большой скорости ветра возникают песчаные или пыльные бури, во время которых происходит резкое усиление дефляции. Сопровождающие их сильные ветры могут переносить млн тонн пыли на расстояние до нескольких тысяч километров. Бури возникают обычно в теплое время года в пустынях, полупустынях, степях, а также на распаханных территориях умеренного климата в условиях пересыхания почвы, слабого развития растительности или ее отсутствия.

Таблица 4.34

Критические скорости ветра для песчаных частиц
(по Г.И. Рычагову, 2006)

Скорость ветра, м/с	Максимальные размеры движущихся песчинок, мм
4,5–6,7	0,25
6,7–8,4	0,5
9,8–11,4	1,0
11,4–13,0	1,5

Большую работу по разрушению пород производит корразия, представляющая собой механическую обработку обнаженных горных пород песчаными частицами, переносимыми ветром, и выражающаяся в обтачивании, шлифовании, соскабливании, высверливании и т.п. с образованием ниш, ячеек, царапин, борозд и т.д. Этот процесс сходен с применяемым в практике методом чистки каменных зданий искусственными песчаными струями. Ветровой поток максимально насыщен песком вблизи земли (до 1,0–2,0 м). Сильные длительно продолжающиеся удары песка о нижние части скальных выступов подтачивают и как бы подрезают их, и они утоняются в сравнении с вышележащими. Если на пути движения песка встречаются гальки или небольшие обломки твердых пород, то они истираются, шлифуются по одной или нескольким плоским граням. При достаточно длительном воздействии несомого ветром песка из галек и обломков образуются эоловые многогранники или трехгранники с блестящими отполированными гранями и относительно острыми ребрами между ними.

Форма разрушаемых ветром скальных массивов в значительной мере зависит от состава и строения породы. Более слабые породы обтачиваются больше, чем более прочные, таким образом, в породах образуются бороздки, желобки, ниши, ямки. Например, если толща состоит из горизонтально чередующихся слоев твердых и мягких пород, то на ее поверхности твердые породы будут образовывать выступы, карнизы вперемешку с нишами. Кроме того, ветер может завихряться вокруг отдельно стоящих скал, что будет способствовать созданию грибообразных, столбообразных форм и округлению камней. Способность ветра выделять в природе наиболее

Репозиторий ВГУ

твердые и крепкие участки пород носит название *эоловой препарировки*. В массивных породах ветер удаляет из трещин продукты выветривания, расширяет трещины и создает столбообразные формы с крупными отвесными стенками, арки и т.п. (Инженерная .., 2013).

Литологический состав пород определяет и потенциальную возможность развития дефляции. В первую очередь этому процессу подвержены породы с непрочными структурными связями: механическими (зацепления) или слабыми цементационными. К таким относятся дисперсные грунты (пески, супеси, суглинки и др.), а также слабосцементированные осадочные и вулканогенно-осадочные грунты. Важным фактором является гранулометрический состав пород: чем больше содержание в грунте частиц мелкой песчаной фракции (0,25–0,05 мм), тем легче при прочих равных условиях они будут отрываться от поверхности и переноситься на значительные расстояния. Это справедливо для несвязных пылеватых и песчаных грунтов, у которых первая критическая скорость уменьшается с повышением степени дисперсности. Для грунтов, обладающих сцеплением, сила отрыва, как правило, значительно превышает вес отдельных частиц. Сцепление между частицами грунта существенно увеличивает критические скорости. Стоит отметить, что хорошо перевеваемые пески очень однородны (более 90% частиц размером от 0,05 до 0,25 мм), хорошо окатаны и обладают пористостью 40–60%. Примесь в мелких песках пылеватых частиц повышает сцепление грунта и, следовательно, сопротивляемость ветровой эрозии (Бондарик и др., 2007).

Органогенные почвы осушенных торфяников имеют свою специфику в отношении эоловых процессов, что отражается и на критической скорости ветра. Важным для понимания дефляции свойством торфа является потеря способности к набуханию при степени разложения более 45% после сильного высушивания (Андрианов, 1968). Болотные массивы, особенно мелкозалежные, характеризуются наличием большого количества песчаных островов. Подобное положение способствует более интенсивному развитию ветровой эрозии, так как песчаные частицы перемещаются при значительно меньших скоростях ветра, чем торфяные. Выносимый с островков песок разрушает верхний слой торфяно-болотных почв, после чего дефляция распространяется и на них (Жилко, Ярошевич, 1974). Реальная сопротивляемость грунта ветровой эрозии зависит от его состава, наличия примесей, содержания гумуса и карбонатов, влажности. Последняя делает сопротивляемость ветровой эрозии изменчивой во времени, зависимой от особенностей климата и микроклимата.

Дефляции способствует выветривание пород, ослабляющее структурные связи между частицами. Из других геологических факторов следует отметить строение массива, подвергающегося дефляции. Часто дефляция развивается в глубь массива до более прочных слоев, формируя и обнажая так называемые «бронированные поверхности». В ходе развития этого

Репозиторий ВГУ

процесса образуются котловины, борозды, траншеи и другие пониженные формы рельефа, широко распространенные в разных регионах мира. Некоторые из них могут достигать очень больших размеров (Королев, 2004).

Гидрогеологические условия также оказывают влияние на дефляцию. Наибольшее значение имеют глубина залегания подземных вод и увлажненность грунтов зоны аэрации. В целом дефляция развивается только на сухих массивах горных пород и не увлажненных почвах.

Геоморфологические факторы развития дефляции проявляются во влиянии морфологии рельефа. Дефляции, с одной стороны, способствуют открытые ровные пространства, на которых скорость ветра, не встречая преград, может достигать значительных величин. С другой стороны, дефляция может развиваться и в регионах со сложным рельефом, конфигурация которого обусловливает сильные ветры вдоль определенных долин, межгорных впадин и т.п.

Активное влияние на развитие дефляции оказывает *хозяйственная деятельность человека*, выражением которой часто являются уничтожение растительности, осушение земель, неверная обработка пашни, перевыпас скота и др. Наиболее распространенная техногенная причина дефляции почв – это неправильное ведение агротехнических работ, приводящее к иссушению почв, нарушению их связности, разрушению структурных связей и общей потере агрегатной структуры. В результате несвоевременной (или неверной) вспашки почва может легко потерять свою специфическую структуру и подвергнуться ветровой эрозии. Последняя ежегодно наносит огромные убытки странам, где она существует. Количество выдуваемой почвы, по Н.Н. Сус (1949), может достигать грандиозных размеров – до 125 т/га.

Эоловая аккумуляция, условия и факторы ее развития. Как уже отмечалось, при взаимодействии ветра с песчаной поверхностью земли возникает ветропесчаный поток наносов. Его мощность изменяется в зависимости от силы ветра. При больших скоростях ветра отдельные языки ползущего в приземном слое песка сливаются в сплошную движущуюся в направлении ветрового потока песчаную пелену. Возрастание концентрации переносимых частиц у поверхности приводит к потере ветровым потоком части его энергии и резкому падению градиента скорости непосредственно у земной поверхности. Поэтому, согласно К.С. Кальянову (1976), способность ветропесчаного потока насыщаться твердой дисперсной фазой имеет определенный предел, регулируемый градиентом скорости переноса в приземном слое потока.

Ветровой поток обладает емкостью, мощностью и насыщенностью. Емкостью называется количество песка, которое может перемещаться при данной силе ветра, мощностью – реальное количество перемещенного песка. Отношение мощности к емкости называется насыщенностью потока. Чем меньше это отношение, тем больше дефляционная способность потока.

Репозиторий ВГУ

При уменьшении емкости потока происходит аккумуляция переносимых ветром частиц (Рычагов, 2006).

В результате эоловой аккумуляции образуются эоловые песчаные, пылеватые и пылевато-глинистые отложения, отличающиеся хорошей отсортированностью, довольно однородным минеральным составом и создающие самые разнообразные формы рельефа: барханы, грядовые и бугристые пески, дюны и др. При этом следует заметить, что подобное многообразие эолового аккумулятивного рельефа зависит от ряда природных факторов: режима и скорости ветров, мощности песчаных отложений, степени закрепления их растительностью, физико-географических условий той или иной территории. Кроме того, в настоящее время нельзя не учитывать хозяйственную деятельность человека на территориях, сложенных песками. Среди техногенных факторов основными следует обозначить: создание искусственных положительных или отрицательных форм рельефа, способствующих накоплению отложений; создание искусственных массивов дисперсных грунтов (отвалов, насыпей и т.п.), способных к перевеиванию; искусственные планировки рельефа, обнажающие песчаные массивы на открытых пространствах; осушение территорий, сложенных песчано-пылеватыми грунтами; искусственное сведение растительности, ведущее к развитию процесса опустынивания, принявшего характер глобального.

Распространение эоловых процессов на территории Беларуси. Ветровая деятельность наблюдается практически на всей территории республики. Проявляется она, главным образом, в виде дефляции (в т.ч. пыльных бурь) и аккумуляции. Причем, в условиях страны на развитие эоловых процессов накладывается множество ограничений. В частности, зональный лесной тип растительности полностью исключает возможность ветровой эрозии и эоловой аккумуляции в естественных условиях. Возможными эоловые процессы становятся только при интенсивной хозяйственной освоенности территорий (Матвеев, Нечипоренко, 2016).

Наиболее благоприятные предпосылки для развития подобных процессов сложились в Белорусском Полесье, где к тому же минеральные почвы имеют преимущественно легкий механический состав. Почвы, сложенные супесями и песками, занимают в этой части республики 58,5% от общей площади. Торфяники, на долю которых приходится 29,7% территории, образуют крупные контуры и в наибольшей степени распаханы. Для Полесья характерны самые сильные ветры, наибольшие колебания сумм осадков – 300–1000 мм/год при среднем 600–650 мм/год (Шкляр, 1973), периоды без дождя длительностью 7–10 и даже 15 сут, когда относительная влажность падает до 40–50% и менее. При этом поверхностный слой пересыхает до полной потери воды. Кроме того, в формировании дефляции значительную роль играет и рельеф Белорусского Полесья, территория которого представляет собой плоскую пониженную равнину с абсолютными высотами 135–155 м на западе и 110–130 м на востоке. Среди пре-

Репозиторий ВГУ

обладающих пониженных пространств выделяются отдельные небольшие возвышенности, достигающие 155–180 м. Исключением являются довольно значительная по площади равнина Загородье (до 180 м) и Мозырская гряда (до 220 м). Без учета этих возвышенностей колебание высот в пределах региона обычно не превышает 5–7 м и даже 2–3 м/км^2 (Матвеев и др., 1982). Для Полесья типично наличие обширных плоских открытых болот, широко также распространены участки аллювиальных, озерно-аллювиальных, моренных и водно-ледниковых равнин, меньшие площади занимают краевые образования, озерные котловины и эоловые формы рельефа. Благодаря относительной выровненности рельефа ветры здесь не встречают препятствий, что не создает условий для резкого изменения их направлений. В связи с этим происходят локальные увеличения скоростей и при прочих благоприятных условиях усиление дефляционной опасности территории (Матвеев, Нечипоренко, 2016). Именно сложение всех перечисленных факторов обусловило сильные пыльные бури в 1955, местами в 1949–1951, 1967, 1969, 1971, 1981 и др. годах. Так, например, 22 апреля 1981 г. наблюдалась катастрофическая пыльная буря, охватившая практически все Белорусское Полесье. По основным показателям данное явление (продолжительность 5 час 40 мин, максимальная скорость ветра 18 м/сек с порывами до 24 м/сек) обладало высокой интенсивностью – 15,6 балла. Во время стихии на полях яровых культур вынос почвы составлял до 20 т/га, а на отдельных объектах – 50 и 100 т/га абсолютно сухого торфа и в 2–3 раза больше мелкозема минеральных почв (Ярошевич, Кришталь, 1991). При этом объемы выноса изменялись в интервале от 3,7–9,3 до 18,5 т/га в час. Почти столь же разрушительной была и предшествующая (13–15 апреля 1981 г.) пыльная буря. Общий вынос материала во время этих опасных геологических процессов по Брестской области превысил 2 млн т. В районе города Пинска были повреждены каналы общей протяженностью 536 км, причем некоторые из них были почти полностью засыпаны мелкоземом, объем выноса которого составил 420 тыс. м^3 (Чижиков, Камлюк, 1997).

Следует отметить, что опасность пыльных бурь, как и всей дефляции в целом, заключается не столько в ухудшении качества сельхозугодий в результате выноса наиболее плодородной части поверхностных отложений, что иногда требует пересева на этих площадях, сколько в ухудшении кологической обстановки территорий, связанном в первую очередь с загрязнением воздушной среды. Серьезную опасность они представляют в районах крупных торфоразработок, складирования отходов промышленных производств (например, солеотвалы ОАО «Беларуськалий», отвалы фосфогипса Гомельского химзавода), в загрязненных радионуклидами районах и др.

На основании исследований В.В. Жилко и Л.М. Ярошевича (1974) в пределах Беларуси выделено пять категорий земель, характеризующихся различной степенью развития ветровой эрозии (рис. 4.95): 1) недефляци-

Репозиторий ВГУ

онноопасные – автоморфные почвы тяжелого механического состава, неосушенные торфяники, полугидроморфные почвы суглинистого и супесчаного механического состава; 2) слабодефляционноопасные – автоморфные почвы супесчаного механического состава с близким залеганием суглинков и полугидроморфные связнопесчаные почвы; 3) среднедефляционноопасные – автоморфные почвы рыхлосупесчаного и связнопесчаного механического состава; 4) сильнодефляционноопасные – автоморфные рыхлопесчаные почвы; 5) осушенные торфяники.

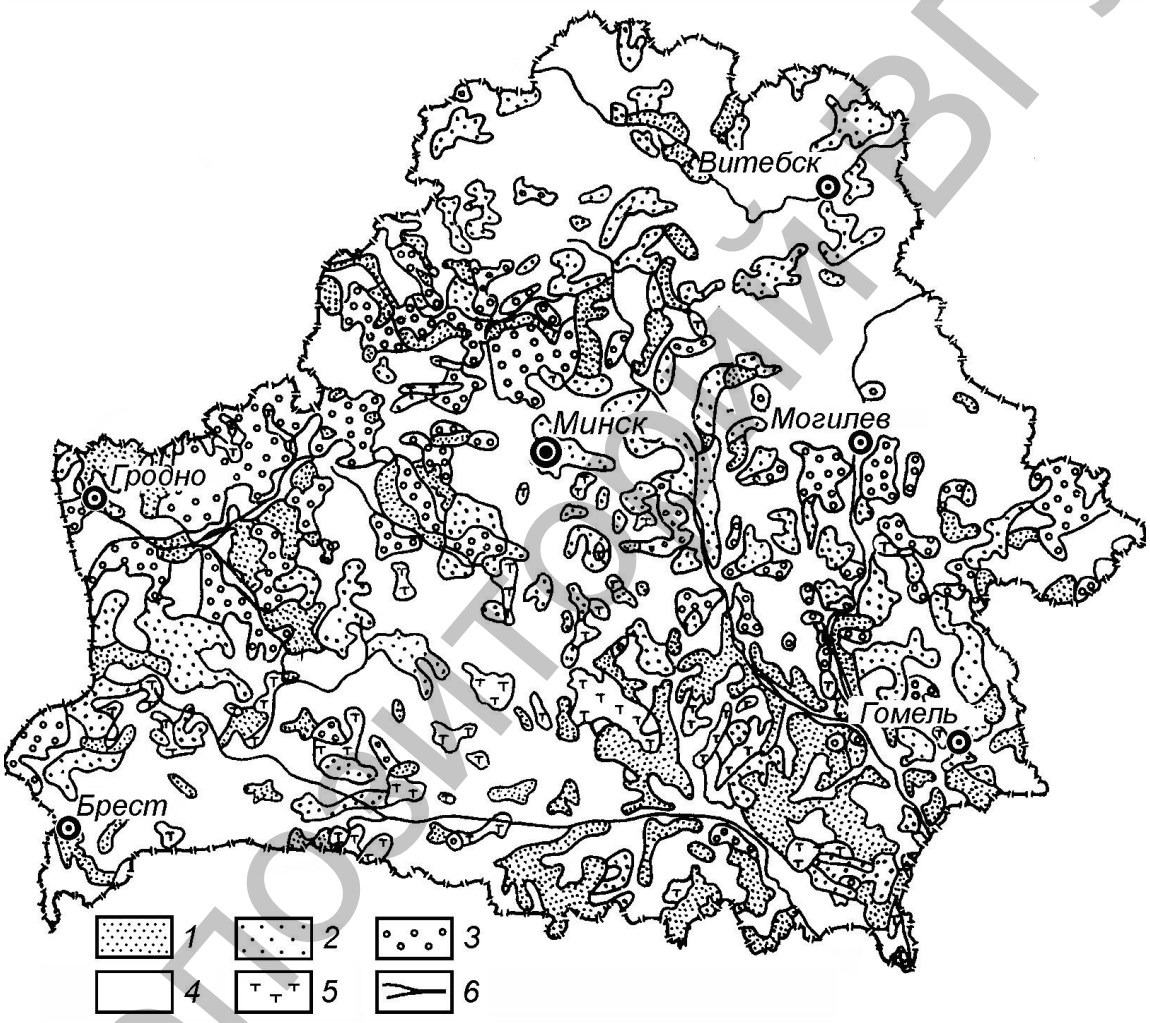


Рис. 4.95. **Схематическая карта дефляционной опасности земель Беларуси** (по Современная .., 1991).

Степень опасности: *1* – сильная; *2* – средняя; *3* – слабая; *4* – отсутствует; *5* – осушенные торфяники; *6* – реки

Как и дефляция, эоловая аккумуляция на территории Беларуси распространена повсеместно на небольших площадях и представлена эоловыми формами различных размеров и конфигурации. Чаще всего они встречаются там, где обнажаются аллювиальные и флювиогляциальные

Репозиторий ВГУ

пески, а также древние озерные и ледниково-озерные песчаные отложения. Причем наибольшие по площади участки развития таких форм отмечаются на территориях с максимальными мощностями исходных материнских пород (Лукашев, 1963). Широкое распространение они получили в Полесье: в долинах Припяти, Птичи, Уборти, Случи, Ствиги, Горыни, Орессы, Днепра, Березины, Сожа и других рек. Значительные районы развития эоловых массивов встречаются в пределах выходов на дневную поверхность ледниково-озерных и зандровых отложений, особенно в Полоцкой и Суражской низинах и севернее Гродно.

Крупные площади эоловых отложений можно встретить южнее оз. Нарочь и вблизи города Лепеля. Отмечаются они и на террасах Немана, Западной Двины и в других местах. В целом на эоловый рельеф приходится примерно 1,5% всей площади страны. Как правило, в пределах указанных районов эоловые отложения распространены на площадях в несколько десятков, редко сотен квадратных километров. Обычно они слагают эоловые асимметричные возвышенности, холмы, бугры и дюны разной формы, а также линейно вытянутые грядообразные возвышения. Большинство эоловых форм имеет небольшую высоту до 2–3 м, нередко до 5–10 м, встречаются также эоловые морфологические типы с высотами до 20–25 м. Многие из них являются временными, представляя собой как бы транспортные переходные формы.

Простирание эоловых массивов и гряд также весьма разнообразно. Вытянутость эоловых форм рельефа Полоцкой низины свидетельствует о преобладании западных ветров. На остальной части страны в их ориентировке широтная вытянутость прослеживается лишь в общих чертах. Длина отдельных эоловых форм обычно небольшая – до сотен метров, реже до 1–2 км, в некоторых случаях прерывистые цепи эоловых песков достигают 10–12 км. На Полесье иногда отмечаются эоловые гряды, протягивающиеся вдоль ложбин стока на десятки километров. В качестве примера В.К. Лукашев (1961) указывает на прерывистую песчаную гряду длиной до 30 км на левом берегу р. Случь от устья р. Морочь до п. Ново-Лепино. На юге Беларуси нередкими являются цепочки дюн и округлых бугров, вытянутых вдоль направления господствующих ветров и разбитых котловинами и ложбинами дефляции. Ширина таких форм всего десятки, редко сотни метров. Склоны большинства эоловых форм преимущественно пологие, нередко их крутизна возрастает до 10–15° и более. Подветренные склоны, особенно у дюн, обычно более крутые. Некоторые из них имеют угол откоса с подветренной стороны 20–30°.

Гребни и поверхность эоловых гряд и дюнообразных возвышений овальные, округлые, волнистые, ровные и плоские, сглаженные. Иногда они осложнены более мелкими формами, в том числе бугорками высотой до 1–2 м, локальными котловинами и ложбинками дефляции. Местами, особенно на юге страны, встречаются площади развеваемых песков с глубинами

Репозиторий ВГУ

выдувания до нескольких метров. Поверхность песков, не покрытых растительностью, обычно имеет вид ветровой ряби (Санько и др., 2012).

Изучение и прогноз динамики эоловых процессов. Изучение эоловой денудации в инженерно-геологических целях проводится по всему комплексу ведущих природных и техногенных факторов их развития. При этом исследуются особенности ветра в данной местности и иные факторы. Визуальная оценка силы ветра в данный момент наиболее легко может производиться с помощью так называемой шкалы Бофорта. Инструментальные замеры скорости ветра определяются анемометром (в м/с), а направление – флюгером и указывается азимутом точки, откуда дует ветер. В основе прогнозных оценок дефляции лежит зависимость диаметра (массы) удаляемых частиц от силы ветра.

Лабораторные исследования проводятся с помощью специальных устройств, моделирующих дефляцию. В качестве таковых применяется и аэродинамическая труба, внутри которой помещаются образцы изучаемых грунтов (Королев, 2004).

Полевые исследования дефляции ведутся на стационарах или специальных площадках, в пределах которых проводят инструментальный учет выдуваемого материала. Скорость начала переноса частиц – величина довольно условная и зависит не только от свойств грунта, но и от его состояния. Пороговая скорость ветра для почв супесчаного–глинистого состава может быть определена по ее *противодефляционной устойчивости П*, которая рассчитывается по формуле (Ларионов, 1993):

$$П = 24{,}7 + 0{,}9a + 0{,}3b + 0{,}4d + 10{,}1\,H,$$

где a, b, d, H – соответственно, содержание глинистой фракции (частиц менее 0,001 мм), мелкого песка (фракции 0,05–0,25 мм), крупного и среднего песка (1,0–0,25 мм) и гумуса, %.

Зависимость этого параметра (*П*) от пороговых значений скорости ветра (u_0) приведена в табл. 4.35.

Другие методы численной оценки интенсивности дефляции изложены в специальной литературе (Природные .., 2002).

Таблица 4.35

Зависимость пороговой скорости (u_0) от противодефляционной устойчивости почв (*П*) (по Г.А. Ларионову, 1993)

П	<15	16–25	26–35	36–50	51–65	66–75	76–85	86–90	>90
u_0, м/с	6	7	8	9	10	11	12	13	14

Дефляция может изучаться и по последствиям катастрофических ветровых процессов – ураганов, смерчей и т.п. В этом случае методами

Репозиторий ВГУ

обратных расчетов определяются параметры ветрового воздействия как на инженерные сооружения, так и на грунты.

Дистанционные методы исследования дефляции ведутся с помощью способов аэрокосмического мониторинга и позволяют установить региональные закономерности развития этого процесса (Королев, 2004).

Потенциальное развитие дефляции на той или иной территории может оцениваться по определению подверженности данной местности сильным ветровым воздействиям (ураганам и смерчам). Согласно СНБ 2.03.01–98 основными *количественными* параметрами при оценке подверженности территории ураганам и смерчам являются:

– площадная пораженность территории, %;
– продолжительность проявления, ч;
– скорость перемещения, м/с;
– повторяемость, ед. в год.

Сильные ветры могут вызвать катастрофические разрушения различных инженерных объектов и даже гибель людей. Во время мощных пыльных бурь нередко наблюдается массовая гибель скота, разрушаются линии электропередач и другие сооружения. Согласно СНБ 2.03.01–98 по количественным параметрам проявления ураганов и смерчей на исследуемых территориях выделяют четыре категории их опасности (табл. 4.36).

Таблица 4.36

Категории опасности проявления ураганов и смерчей

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	70–100	30–70	20–30	<20
Продолжительность проявления, ч	5–10	3–5	1–3	<1
Скорость перемещения, м/с	700–100	50–70	35–40	25–40
Повторяемость, ед. в год	0,05–0,1	0,02–0,05	0,01–0,02	<0,01

При изучении корразии определяют параметры абразивного материала – основного агента корразии: его твердость, дисперсность, форму частиц и т.п. Скорость корразии оценивается по потере массы горной породы с единицы коррадируемой поверхности (г/м^2) в единицу времени (год). Чем больше этот показатель, тем интенсивнее идет корразия. В целом исследовать корразию довольно сложно из-за ее значительной длительности и непостоянства. На территориях, подверженных корразии, интенсивность процесса может оцениваться по показателю относительной пораженности (%).

Репозиторий ВГУ

При инженерно-геологическом изучении эоловой аккумуляции определяют количественные параметры, характеризующие основные факторы этого процесса, а именно:

– скорость движения бархана или дюны (м/год);
– направление перемещения;
– скорость ветра (м/с) и ее изменение по сезонам года;
– преобладающие направления ветров (роза ветров);
– длительность ветряного периода.

Для характеристики развития процесса эоловой аккумуляции на территории определяются параметры ее развития на данной площади: площадь эоловой аккумуляции, км^2; относительная пораженность территории (%) и др. Методы прогноза динамики эоловой аккумуляции базируются на основе оценки действующих факторов, моделировании (натурном, математическом и др.), методе аналогий и данных мониторинга. С помощью дистанционных аэрокосмических способов наблюдений в ходе мониторинга устанавливаются долгосрочные тенденции развития этого процесса на значительной территории. На основе данных мониторинга разрабатываются прогнозы и вырабатываются соответствующие управляющие решения и рекомендации по борьбе с этим процессом (Королев, 2004).

При инженерно-геологических изысканиях в районах развития эоловых процессов наряду с изучением характера, интенсивности и режима перемещения подвижных грунтов исследуют их литологический состав и свойства, режим влажности верхнего слоя, геолого-гидрогеологические и геоморфологические особенности территории и др. На основании полученных данных принимают решение о необходимости осуществления защитных мероприятий от негативного воздействия этих процессов.

Мероприятия по инженерной защите от эоловых процессов. Выше уже отмечалось, что эоловые процессы, и в первую очередь дефляция, могут нанести серьезный ущерб территории, обнажая трубопроводы, разрушая грунты в основании сооружений, дамбы, насыпи и другие инженерные объекты. Особенно огромный ущерб дефляция наносит сельскому хозяйству, выдувая наиболее плодородные горизонты и обусловливая ветровую эрозию почв.

Защита почв от дефляции сводится к максимально возможному повышению количества биомассы на поверхности почвы. Это, в частности, достигается за счет снижения в севооборотах доли культур с плохими почвозащитными свойствами и внедрения специальных способов обработки почвы (плоскорезная система вспашки и т.п.).

В основе инженерной защиты от дефляции лежит учет ведущих факторов развития этого процесса. Для борьбы с дефляцией проводят различные фитомелиоративные мероприятия: сохранение естественного растительного дернового покрова, леса, кустарниковой растительности, насаждение растительности на раздуваемых участках и создание лесоза-

Репозиторий ВГУ

щитных полос. Расстояние между лесозащитными полосами рассчитывается исходя из величин дефляционных потенциалов ветра и пороговых скоростей ветра.

На сельскохозяйственных землях развитию дефляции противодействуют правильное ведение агротехнических работ на пашнях, недопущение перевыпаса скота на пастбищах и гидромелиоративные работы. Химические меры применяются в качестве временных для закрепления песков и укоренения растений.

Значительную угрозу для различных сооружений и культурных оазисов представляет и эоловая аккумуляция, особенно движущиеся пески. Существующими способами инженерной защиты, к сожалению, удается бороться лишь с незначительными проявлениями эоловой аккумуляции и движущихся песков. Предотвратить эоловые накопления, возникающие в результате катастрофических пыльных или песчаных бурь, человек пока не в состоянии. В этом случае на первое место выступают прогнозирование данного процесса и учет возможного риска при освоении тех или иных территорий, подверженных пыльным бурям (Королев, 2004).

К основным защитным мерам от эоловой аккумуляции и движущихся песков относят: фитомелиорацию (закрепление песков с помощью посадки древесной, кустарниковой и травяной растительности); устройство щитовых ограждений (стенок, заборов и т.п.) вдоль дорог и каналов с целью задержки песчаных заносов; закрепление песков связующими материалами (битумом, цементом, парафиномазутными смесями и т.п.); применение геосинтетических материалов для удержания влаги; создание почвенного слоя; изменение гранулометрического состава пород верхнего слоя.

Эффективен метод безаккумуляционного переноса песков, основанный на придании дорожному полотну такого профиля, при котором дорога не будет задерживать движущиеся пески (Королев, 2013). Песчаные заносы дорог и других линейных сооружений предотвращают также с помощью устройства защитных лесополос.

4.14. КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Под криогенными процессами понимают *совокупность физических и физико-химических экзогенных процессов, возникающих в грунтовых массивах в результате охлаждения их до отрицательных температур, замерзания и оттаивания, а также при нагревании мерзлых грунтов до положительных температур.* Они протекают как в многолетней криолитозоне, так и в зоне развития сезонномерзлых горных пород. В условиях Беларуси развитие криогенных процессов обусловлено широким распространением слоя сезонного промерзания–протаивания. Здесь они представлены процессами, вызванными снижением температур и про-

Репозиторий ВГУ

мерзанием грунтов, и процессами, вызванными повышением температур и протаиванием грунтов. Среди первых получили развитие процессы морозного пучения, среди вторых – солифлюкция[8].

4.14.1. Морозное пучение

Общие положения. *Морозное пучение – это увеличение объема влажных дисперсных грунтов (в т.ч. почв) при промерзании, сопровождаемое разуплотнением слагаемых их минеральных частиц.* Внешнее проявление этого процесса заключается в неравномерном поднятии дневной поверхности за счет образования ледяных включений. Увеличение объема при промерзании пучинистых грунтов за счет перехода воды в лед создает давление на примыкающий к фронту промерзания талый грунт. Под действием этого давления грунт начинает перемещаться, однако возникающее давление не может продавить глубоко залегающие нижние плотные слои грунта, поэтому происходит выдавливание грунта вверх, а вместе с ним и находящихся в нем инженерных сооружений (рис. 4.96). Пренебрежение этим процессом нередко приводит к тому, что здания (особенно легкие) приподнимаются вместе с фундаментами при замерзании грунтов и опускаются во время их таяния. Неравномерность подобных процессов способна создавать аварийные ситуации и даже разрушать здания и сооружения.

Практически все грунты (кроме скальных) могут подвергаться морозному пучению, но в наибольшей степени этот процесс присущ глинистым грунтам (суглинки, глины, супеси), а также пескам, содержащим пылевато-глинистые частицы. Пески гравелистые, крупные и средние, не содержащие пылевато-глинистых частиц, не склонны к пучению.

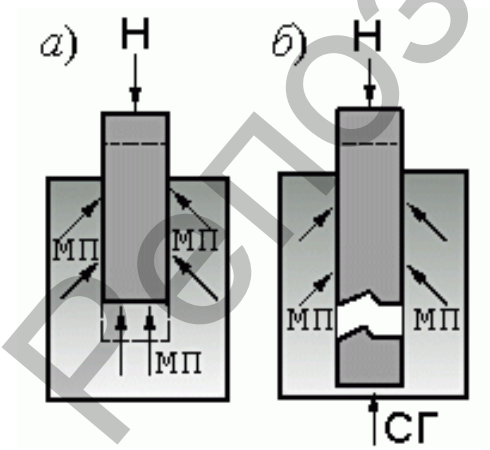


Рис. 4.96. **Деформации фундаментов при морозном пучении: *а*) выпучивание фундамента при заложении его выше уровня промерзания; *б*) отрыв и выпучивание фундамента при заложении его ниже уровня промерзания.**

Н – нагрузка на фундамент; СГ – сопротивление грунта; МП – силы морозного пучения

[8] В отличие от криогенного крипа (п.п. 4.4.4) солифлюкционное течение грунтов происходит по мерзлой поверхности сцементированного льдом основания склонов.

Репозиторий БГУ

Морозное пучение в природных условиях подразделяется на сезонное (при промерзании ежегодно оттаивающих приповерхностных слоев грунта) и многолетнее (при новообразовании толщ мерзлых пород). При сезонном морозном пучении наблюдаются гидротермические деформации поверхности грунта (поднятия зимой и опускания летом с амплитудой в несколько сантиметров); деформация вспучивания поверхности грунта диаметром около 1 м и высотой в первые десятки сантиметров (т.н. пучины); мелкие бугры пучения с ледяным или льдистым ядром диаметром до 10 м и высотой 1–2 м. Разрушение форм микрорельефа, обязанных сезонному морозному пучению, происходит при летнем оттаивании грунтов и сопровождается выделением воды и (или) разжиженного переувлажненного грунта. При многолетнем морозном пучении образуются положительные формы мезорельефа – бугры пучения (Горная .., 1987).

Условия и факторы развития морозного пучения. С понижением температуры воздуха каждый из элементарных слоев грунтовой толщи находится последовательно в одной из следующих стадий (Ратькова, 2010).

Первая стадия (подготовительная) – охлаждение грунта до температуры, при которой лед в нем еще не образуется.

Вторая стадия (основная) – охлаждение грунта в пределах интенсивных фазовых переходов, когда происходит объемное увеличение воды при переходе ее в лед (замерзание) и перераспределение влаги (миграция). Эта стадия сопровождается морозным пучением грунта.

Третья стадия (переохлаждение) – уменьшение грунта в объеме (усадка на морозе) при дальнейшем понижении температуры.

Переход из одной стадии замерзания в другую происходит плавно. Каждой стадии охлаждения соответствуют вполне определенные физические процессы и связанные с ними изменения состояния и свойств грунта. Главную роль при этом играют процессы перемещения (миграции) и кристаллизации (замерзания) воды.

Один из наиболее важных процессов, происходящих при промерзании грунта, требующих учета в проекте оснований и фундаментов, – это увеличение его объема (как правило, неравномерное) и последующая осадка (проседание) при оттаивании (также неравномерная), которые являются самой распространенной причиной деформаций различных зданий и сооружений при производстве работ в зимнее время.

С физической точки зрения морозное пучение грунта – это результат объемного расширения воды (примерно на 9%), находящейся в нем до промерзания и дополнительно мигрирующей к границе промерзания в процессе перехода воды из жидкого состояния в твердое (лед).

Процесс морозного пучения грунтов зависит от многих факторов, среди которых основными являются: климатические условия, инженерно-геологические и гидрогеологические особенности территории, теплофизические характеристики грунтов, техногенные факторы.

Репозиторий ВГУ

Климатические особенности территории, то есть средняя годовая температура грунтов, годовая амплитуда колебания температур на их поверхности, продолжительность и суровость зимнего периода (количество отрицательных градусо-дней), величина снежного покрова, время выпадения осадков (твердых и жидких) и другие определяют условия сезонного промерзания грунтов. Эти климатические характеристики не остаются постоянными из года в год, они постоянно колеблются, тем самым изменяя и глубину промерзания грунтов.

Существенное влияние на процесс морозного пучения, на глубину промерзания грунтов оказывают *инженерно- и гидрогеологические особенности* территории. В зависимости от состава и влажности грунтов в каждом регионе глубина сезонного промерзания способна изменяться в широких пределах, которые могут быть вычислены по существующим расчетным формулам, учитывающим среднюю годовую температуру грунтов, амплитуду температур на их поверхности, состав грунтов и их влажность. На основе вышеизложенного возможно составление карт сезонного промерзания грунтов на требуемой территории.

Подробнее остановимся на основных факторах, количественно характеризующих интенсивность процесса пучения. К ним относятся: гранулометрический, минеральный и химический состав грунтов; водно-физические свойства и глубина залегания подземных вод в период промерзания; плотность грунта; степень охлаждения грунта, зависящая от температуры наружного воздуха и теплоизоляции на его поверхности, скорость промерзания; техногенные факторы, связанные с обустройством и застройкой территории.

Важным физическим показателем склонности грунтов к морозному пучению является степень раздробленности минеральных частиц, то есть дисперсность грунтов. В зависимости от размеров и формы частиц наблюдаются различная активность взаимодействия грунтовых частиц с водой и способность к морозному деформированию. Экспериментально установлено, что в открытой системе (имеется свободный выход воды из грунтов при их промерзании) не подвергаются пучению грунты с крупностью частиц более 0,1 мм даже с небольшим (не более 3%) содержанием глинистой фракции, что связано с малым воздействием силового поля скелета грунтов на пленочный механизм миграции воды. Наибольшему пучению подвергаются грунты с преобладающим (до 80%) содержанием пылеватой (0,05–0,005 мм) фракции, что обеспечивает наиболее благоприятные условия миграции влаги (Симагин, 2002).

Процесс пучения связан с миграцией воды. При этом первостепенную роль играет пленочная (рыхлосвязанная) вода, которая своим перераспределением в зоне промерзания оказывает влияние на пучение грунта. Наибольшее количество пленочной воды содержится в тонкодисперсных

Репозиторий ВГУ

грунтах, имеющих большую удельную поверхность минеральных частиц, поэтому наиболее пучиноопасны глинистые грунты.

Влияние минерального состава тонких фракций на пучение в крупнообломочных и песчаных грунтах практически отсутствует. Оно становится заметным в тонкодисперсных грунтах, а наиболее резко проявляется в глинах, у которых химическая активность взаимодействия частиц с водой зависит от природы глинистых минералов и их обменной способности. Чем выше обменная способность и степень набухания глинистого грунта, тем менее морозоопасен этот грунт. В частности, морозоопасность монтмориллонитовых глинистых грунтов в 2–3 раза меньше, чем каолинитовых (при одинаковом процентном соотношении фракций грунта).

Весьма сильно способствуют набуханию хорошо гидратируемые ионы Li^+, Na^+, K^+, чем объясняется пониженная морозоопасность грунтов, насыщенных ионами этих металлов. С увеличением валентности обменных катионов степень набухания понижается, а морозоопасность грунта возрастает. Пучение грунтов за счет миграционного влагонакопления понижается в случае насыщения катионами, составляющими следующий ряд: $Al^{3+} > Fe^{3+} > Ca^{2+} > Na^+ > K^+$. Введение в обменный комплекс многовалентных катионов повышает интенсивность пучения слабопучинистых (монтмориллонитовых) грунтов. У морозоопасных (каолинитовых) грунтов способность к пучению утрачивается в случае их насыщения одновалентными катионами.

Морозное деформирование грунтов обусловлено их осенним (предзимним) увлажнением, на которое оказывает влияние круглогодичный цикл изменения влажностного режима, зависящий от климатических и гидрогеологических условий территории. Основными источниками увлажнения сезоннопромерзающих грунтов в природных условиях служат жидкие атмосферные осадки и подземные (грунтовые и почвенные воды), залегающие на достаточно близком расстоянии от поверхности грунта.

При глубоком залегании уровня подземных вод (УПВ) или их отсутствии источником увлажнения грунтов могут быть атмосферные осадки, выпадающие в виде дождей в летне-осенний период. В районах, где в осенний период выпадает большое количество осадков (как, например, в Беларуси), грунты перед промерзанием, как правило, водонасыщены, что обусловливает их высокую интенсивность пучения. В районах с умеренным или незначительным количеством осенних осадков, где ощутим большой дефицит влажности воздуха, пучение грунтов, в основном, обусловливается высоким залеганием грунтовых вод. В засушливых районах, где граница промерзания не достигает каймы капиллярного поднятия, криогенная миграция может осуществляться за счет парообразной влаги, влияние которой на пучение грунтов будет тем ощутимее, чем меньше паропроницаемость слоя промерзшего грунта.

Репозиторий ВГУ

Наиболее распространенным путем увлажнения грунтов сезонно-промерзающего слоя грунтовыми водами является капиллярное передвижение воды в пределах капиллярного поднятия от зеркала грунтовых вод. Изменение положения УПВ влечет соответствующее перемещение каймы капиллярного поднятия, зона которой в зависимости от состава и сложения грунтов может достигать 3–3,5 м.

Интенсивность пучения грунтов повышается при наличии подземных вод в пределах слоя сезонного промерзания или близком расположении их к границе промерзания. При увеличивающейся с глубиной предзимней влажности интенсивность пучения однородных по составу грунтов приближается к равномерной или несколько возрастает по мере продвижения границы промерзания. В условиях равномерного увлажнения однородного грунта при глубоком залегании грунтовых вод или их отсутствии интенсивность пучения с глубиной понижается.

Условия, когда подземные воды не оказывают влияния на увлажнения грунтов сезоннопромерзающего слоя, зависят от глубины залегания УПВ перед началом промерзания, состава, сложения и глубины промерзания грунтов. Например, согласно ВСН 29–85 у глин и суглинков минимально безопасное для увлажнения промерзающих грунтов расстояние от их подошвы до УПВ составляет 1,5–3,5 м, у супесей – 1,0–1,3 м, у песков мелких и пылеватых – 0,8–1,0 м.

Освоение и застройка территорий нередко приводят к нарушению гидрогеологического режима и, как правило, к их подтоплению, что необходимо учитывать при оценке промерзания и пучения грунтов.

Одним из начальных условий пучения глинистых грунтов является наличие влажности больше критической $W \geq W_{кр}$. Допускается принимать значение $W_{кр}$, равное влажности на границе раскатывания.

Влияние плотности грунта на интенсивность пучения неоднозначно и зависит от степени водонасыщения грунта. По мере увеличения плотности при неполном заполнении пор грунта водой интенсивность пучения суглинка возрастает и достигает максимума при значении плотности скелета ρ_d, равном (0,8–0,9) $\rho_{опт}$, где $\rho_{опт}$ – оптимальная плотность грунта, под которой понимается наибольшая плотность при стандартном уплотнении (рис. 4.97). Напротив, при полном водонасыщении грунтов наблюдается обратная зависимость: с увеличением плотности пучение уменьшается.

По температурному признаку процесс пучения характеризуется интервалом температур, краевые значения которого определяют начало процесса пучения $t_н$ и его прекращение $t_к$. Результаты опытов В.О. Орлова (1968) и других исследователей показывают, что значения температур $t_н$ и $t_к$, зависящие от дисперсности, природы минерального скелета грунта, его водных и физико-химических свойств, могут изменяться в достаточно широких пределах.

Репозиторий ВГУ

Как правило, значение $t_н$ бывает на несколько десятых долей градуса ниже температуры начала замерзания свободной воды в грунте. Прекращается процесс пучения глин при температуре минус 4 °С и ниже.

Влияют на процесс пучения грунтов скорость и глубина их промерзания. Они зависят как от температурного режима охлаждающей среды, так и от продолжительности периода промерзания, водных и теплофизических свойств грунта, а также теплоизоляции на его поверхности. В частности, экспериментально установлено, что чем выше высота снежного покрова и больше площадь поверхностного искусственного покрытия, тем меньше глубина промерзания; чем меньше скорость промерзания, тем больше величина пучения и, наоборот, при больших скоростях промерзания величина вспучивания грунта меньше. Наиболее опасны значения скорости от 1–2 до 4–5 см/сут.

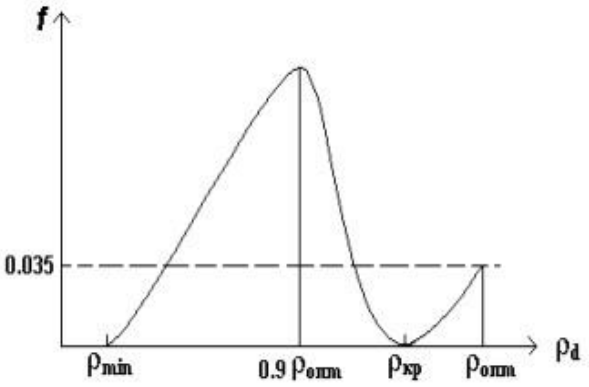


Рис. 4.97. **Характер изменения интенсивности пучения *f* в зависимости от плотности скелета глинистого грунта ρ_d** (по Рекомендации .., 1986)

Техногенные факторы также оказывают влияние на интенсивность пучения грунта. Как уже отмечалось, строительство и другая деятельность человека приводят к подтоплению территорий. Происходит это не только из-за «мокрых» процессов, утечек из водонесущих коммуникаций, но и вследствие нарушения структуры грунтов, их природного сложения. Многочисленные обратные засыпки, подсыпки из глинистых грунтов на застроенных территориях аккумулируют влагу атмосферных осадков и техногенных вод, постоянно удерживают более высокую влажность, чем природный грунт. Наличие запасов свободной воды в обратных засыпках обеспечивает прочное смерзание их с фундаментами, а возможность капиллярного подтока влаги к фронту промерзания вызывает избыточное льдообразование в промерзающем грунте. Вследствие этого происходит интенсивное проявление сил морозного пучения.

Распространение морозного пучения на территории Беларуси. Морозное пучение пользуется широким распространением на территории страны (Галкин, 2006). Его можно наблюдать каждую зиму во многих городах республики. Выражается оно, главным образом, в виде деформаций дорожного покрытия, а также зданий и сооружений (рис. 4.98). Наиболее часто проявление данного процесса наблюдается на северо-востоке Беларуси. Так, например, в Витебске вблизи главного корпуса ВГУ имени П.М. Машерова по Московскому проспекту на протяжении нескольких зим неоднократно происходила деформация тротуарной плитки с амплитудой

Репозиторий ВГУ

пучения до 150 мм, а в январе 2006 г. деформациям были подвержены даже подпорные стойки навеса парадной галереи, выраженным в виде многочисленных трещин с шириной раскрытия до 15 мм (Галкин и др., 2007).

По условиям пучинообразования на территории Беларуси И.И. Леоновичем и Н.П. Вырко (2011) выделены четыре зоны (рис. 4.99).

Рис. 4.98. **Трещинообразование на здании жилого дома по ул. Ленина, 101 в г. Лиозно Витебской области в результате пучения моренных грунтов** (фото А.К. Карповича, 2005)

I зона (Северо-восточная) характеризуется продолжительной зимой около 120 сут, устойчивым снежным покровом, стоящим 100–120 дней. Оттепелей сравнительно мало. Промерзание грунта начинается в конце октября – начале ноября, а оттаивание – в конце марта – начале апреля. Средняя многолетняя отрицательная температура воздуха – минус 7–8 °С. Количество осадков – примерно 600 мм.

II зона (Центральная) – продолжительность зимы составляет порядка 100 сут. Снежный покров держится от 80 до 100 дней. Начало промерзания – ноябрь, а оттаивания – начало апреля. Средняя многолетняя отрицательная температура воздуха – минус 6–7 °С. Количество осадков – около 650 мм.

III зона (Западная) – продолжительность зимы около 80 сут со значительным количеством оттепелей и осадками 700 мм. Средняя многолетняя отрицательная температура воздуха – минус 5–6 °С.

IV зона (Южная) характеризуется большим количеством дней оттепелей, один раз за 10 лет снежный покров не устанавливается. Продолжительность зимы – примерно 60 дней. Средняя отрицательная температура воздуха – минус 4,5 °С. Осадков выпадает около 500 мм.

Изучение и прогноз динамики морозного пучения. Согласно СНБ 2.03.01–98 основными количественными параметрами при оценке динамики и развития пучения на той или иной территории являются:

– потенциальная площадная пораженность территории, %;

– площадь проявления на одном участке, км^2;

– объем относительно одновременных деформаций пород, млн м^3;

– скорость развития, см/год.

Репозиторий ВГУ

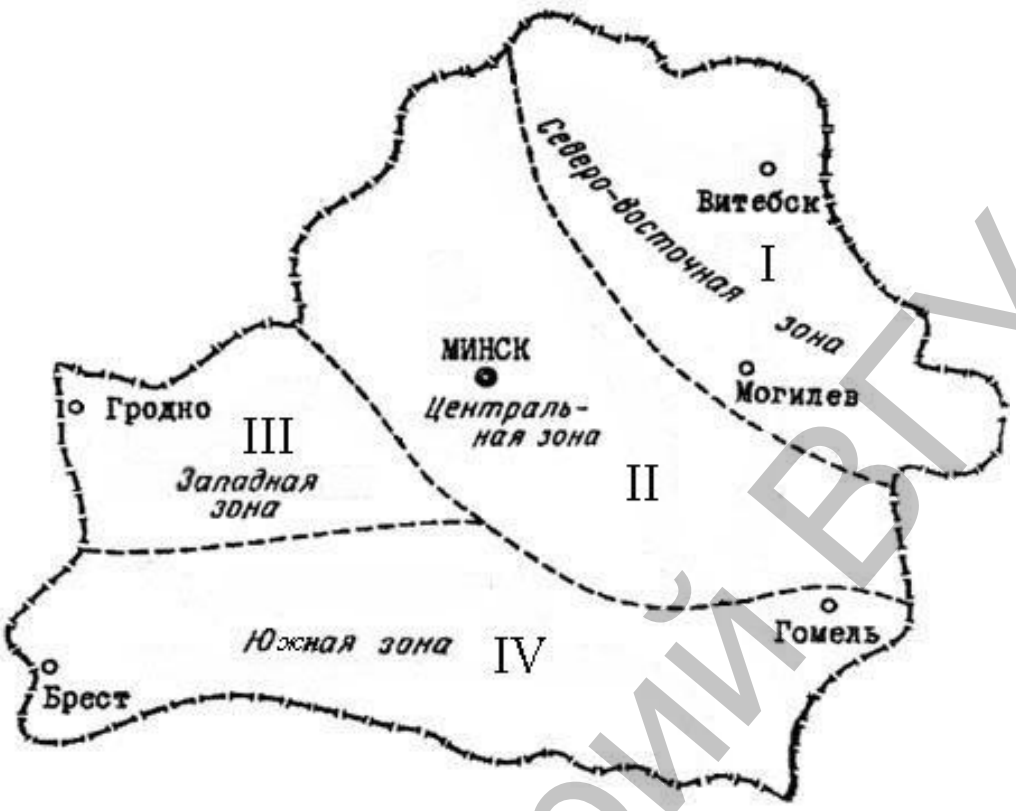


Рис. 4.99. **Схематическая карта районирования территории Беларуси по условиям пучинообразования** (по И.И. Леоновичу, Н.П. Вырко, 2011)

Пучение не относится к категории катастрофических ЭГП, однако его развитие на той или иной территории, как отмечалось выше, может создавать аварийные ситуации и вызывать разрушение различных инженерных сооружений. Согласно СНБ 2.03.01–98 по количественным параметрам проявления морозного пучения на изучаемых территориях выделяют три категории их опасности (табл. 4.37).

Таблица 4.37

Категории опасности проявления морозного пучения

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Потенциальная площадная пораженность территории, %	–	> 75	10–75	< 10
Площадь проявления на одном участке, км^2	–	0,01–10	0,01–10	0,01–10
Объем относительно одновременных деформаций пород, млн м^3	–	1–30	0,05–1	< 0,05
Скорость развития, см/год	–	10–50	5–10	< 5

Репозиторий ВГУ

Для прогнозирования процесса морозного пучения и его характеристик необходимо установление ряда нормативных значений исходных показателей грунтов, к которым в первую очередь относятся: гранулометрический состав; влажность; плотность скелета грунта; плотность твердых частиц; пластичность; положение уровня подземных вод; средняя температура и продолжительность периода промерзания; мощность слоя промерзшего грунта.

При этом надо отметить, что если исходные данные первых четырех показателей являются достаточно постоянными величинами во времени и определяются в ходе проведения изыскательских работ, то остальные параметры в зависимости от различий в годичных климатических циклах и освоения территории могут претерпеть значительные изменения, вызывая тем самым неопределенность расчетных величин. Поэтому достоверность прогноза процесса пучения в значительной мере будет зависеть от оптимального выбора и надлежащей обеспеченности трех последних исходных параметров.

При оценке характеристик пучения следует различать два вида их прогноза – краткосрочный и долгосрочный.

Краткосрочный прогноз предусматривает оперативное определение характеристик пучения с целью установления возможного влияния морозоопасности грунтов на инженерный объект в предстоящий зимний период.

Долгосрочный прогноз устанавливает максимальные деформации пучения, способные возникнуть при существующих условиях за длительный период эксплуатации сооружения. Эти значения могут предназначаться для учета пучинистых свойств грунтов как на конкретной строительной площадке, так и для района строительства в целом.

Мероприятия по инженерной защите от морозного пучения. Согласно СНиП 22–02–2003 мероприятия против деформаций зданий и сооружений от морозного пучения подразделяются на инженерно-мелиоративные (тепломелиорация и гидромелиорация); строительно-конструктивные; физико-химические (засоление, гидрофобизация грунтов и др.); комбинированные. Из них по продолжительности действия следует различать кратковременные (срок действия 1–2 года) и долговременные (срок действия свыше двух лет) мероприятия.

Тепломелиорация направлена на ускорение смерзания свайных фундаментов по боковой поверхности сваи с грунтом, что ведет к заанкериванию фундамента и уменьшению сил морозного пучения.

Тепломелиоративные мероприятия заключаются в теплоизоляции фундамента; прокладке вблизи фундамента по наружному периметру подземных коммуникаций, выделяющих в грунт тепло.

Репозиторий ВГУ

Гидромелиоративные мероприятия сводятся к понижению уровня грунтовых вод, осушению грунтов в пределах сезонно-мерзлого слоя и предохранению грунтов от насыщения поверхности атмосферными и производственными водами. Применяют открытые и закрытые дренажные системы (лотки, канавы, трубы).

Строительно-конструктивные противопучинные мероприятия предусматривают повышение эффективности работы конструкций фундаментов и сооружений в пучиноопасных грунтах и предназначаются для:

– снижения усилий, выпучивающих фундамент;

– заанкерирования фундаментов в талых и мерзлых грунтах, залегающих глубже сезонно-промерзающего слоя;

– приспособления фундаментов и наземной части сооружения к неравномерным деформациям пучинистых грунтов.

Для снижения касательных сил пучения следует: проектировать сооружения на столбчатых и свайных фундаментах; уменьшать число отдельно стоящих опор фундаментов с целью увеличения нагрузки на каждую опору; уменьшать сечение столбчатых фундаментов и свай в пределах промерзающего слоя; устраивать у железобетонных фундаментов наклонные боковые грани (1–2°), обеспечивающие увеличение сопротивления фундамента действию касательных сил пучения.

Для приспособления конструкций фундаментов и наземной части зданий к неравномерным деформациям пучинистых грунтов необходимо применять: фундаменты в виде стоек, опертых на лежни и закрепленных с последними болтами и натяжным хомутом; устройство в каменных стенах и фундаментах железобетонных поясов; устройство осадочных швов в сооружениях; устройство под зданием (сооружением) сплошных подсыпок из непучинистых грунтов (песок, гравий, щебень).

Физико-химические противопучинные мероприятия сводятся к специальной обработке грунта вяжущими и стабилизирующими веществами. Гидрофобизацию грунтов производят посредством их обработки экологически чистым веществом (полимером) при определенных гидротермических условиях.

При необходимости в проекте следует предусматривать проведение мониторинговых исследований для обеспечения надежности и эффективности применяемых противопучинных мероприятий. Наблюдения должны проводиться за влажностью грунта, режимом промерзания грунта, пучением и деформацией сооружений в предзимний и в конце зимнего периода. Состав и режим наблюдений определяют в зависимости от сложности инженерно-геологических условий, типов применяемых фундаментов и потенциальной опасности процессов морозного пучения на осваиваемой территории (Королев, 2013).

Репозиторий ВГУ

4.14.2. Солифлюкционный процесс

Общие положения. Солифлюкция (от лат. *solum* – почва, земля и *fluctio* – истечение) – *вязко-пластическое медленное течение увлажненных тонкодисперсных грунтов на склонах, развивающееся в процессе их промерзания и протаивания.*

Солифлюкционный процесс протекает только в так называемом деятельном слое – слое сезонного промерзания и оттаивания. Наличие на некоторой глубине водоупора (многолетнемерзлого или еще не оттаявшей части сезонно-мерзлого слоя) обусловливает сильное увлажнение протаявшего слоя или его нижней части за счет содержащегося в нем льда и фильтрации влаги сверху. В результате грунт приобретает жидко-текучую консистенцию (состояние), способность течь тонким слоем, благодаря чему текстура отложений существенно меняется (Леонтьев, Рычагов, 1988). Мощность слоев чаще всего колеблется от сантиметра до 0,6 м. Некоторые исследователи считают, что мощность перемещаемого слоя вне зависимости от мощности слоя сезонного промерзания–оттаивания, как правило, не превышает 0,8–1,0 м. Слои часто выклиниваются, изгибаются, образуют языковые формы. Отмечаются сложнопостроенные натечные формы, многократно наползающие друг на друга чешуи, внедрения вышележащих слоев в нижележащие и наоборот. По мнению С.В. Лютцау (1978), общая мощность солифлюкционных потоков не превышает глубины оттаивания и составляет 0,1–0,6 м.

Для развития солифлюкции необходимы: 1) повышенная пылеватость грунтов; 2) их влажность, варьирующая от предела пластичности до предела текучести или превышающая его; 3) наличие уклонов поверхности, обеспечивающих возможность течения увлажненных отложений (обычно от 2–3° до 10–15°); 4) отсутствие древесной и кустарниковой растительности, закрепляющей корнями породы слоя сезонного промерзания и оттаивания.

Различают медленную и быструю солифлюкцию. Первая развивается при наличии мерзлого субстрата, служащего криогенным водоупором и способствующего переувлажнению оттаявшего слоя пород. Скорость движения грунта обычно не превышает нескольких сантиметров в год. Вторая – быстрая солифлюкция – характерна для достаточно крутых склонов (не менее 10–15°), сложенных пылеватыми супесями и суглинками. Быстрые солифлюкционные сплывы нередко носят катастрофический характер, но развиты обычно локально. Часто причиной их развития являются длительные дожди (Королев, 2004).

На территории Беларуси солифлюкционные процессы протекали, в основном, в перигляциальные эпохи плейстоцена, когда имела распространение многолетняя мерзлота. Следы проявления древней солифлюкции

Репозиторий ВГУ

были изучены А.Ф. Санько (1987) в долине р. Мошна вблизи д. Михалиново Лиозненского района Витебской области.

Здесь в обнажении пологого склона долины реки сверху вскрываются солифлюкционные образования, представленные в виде обособленных слоеных рулетов (текунов) из торфяной массы, залегающих в толще серых пылеватых супесей (рис. 4.100).

Рис. 4.100. **Поозерские солифлюкционные текуны на склоне долины р. Мошна вблизи д. Михалиново Лиозненского района Витебской области** (по А.Ф. Санько, 1987)

В современных условиях на территории страны солифлюкция развита слабо. Мелкие ее формы встречаются на склонах возвышенностей и гряд Центральной Беларуси и Белорусского Поозерья, а также на террасовых уступах в речных долинах.

Изучение и прогноз динамики солифлюкционного процесса, мероприятия по инженерной защите территорий от солифлюкции. Основными количественными параметрами при оценке динамики и развития солифлюкции, согласно СНБ 2.03.01–98, являются: а) площадная пораженность территории, %; б) площадь проявления на одном участке, км^2; в) объем единичных относительных одновременных деформаций пород, тыс. м^3; г) скорость развития, см/год.

Не являясь катастрофическим процессом, тем не менее солифлюкция, как и иные склоновые процессы, наносит определенный ущерб инженерно-хозяйственной деятельности человека, осложняя строительство и хозяйственное освоение территорий. Согласно СНБ 2.03.01–98 по количественным параметрам проявления и развития солифлюкции на исследуемых территориях выделяют три категории их опасности (табл. 4.38).

Прогноз динамики солифлюкции разрабатывается на основе учета всего комплекса факторов, определяющих развитие данного процесса. При этом используются расчетные методы оценки устойчивости солифлюкционных склонов на основе реологических моделей, данные натурных исследований на опытных площадках, а также результаты мониторинга.

Инженерная защита от солифлюкции предполагает наличие двух групп мероприятий: превентивных и конструктивных (Королев, 2013).

Репозиторий ВГУ

Таблица 4.38

Категории опасности проявления солифлюкции

Показатели, используемые при оценке степени опасности	Категории опасности			
	чрезвычайно опасные (катастрофические)	весьма опасные	опасные	умеренно опасные
Площадная пораженность территории, %	–	> 10	10–5	< 5
Площадь проявления на одном участке, км^2	–	0,0001–1	0,0001–1	0,0001–1
Объем единичных относительных одновременных деформаций пород, тыс. м^3	–	> 100	100–1	20–0,1
Скорость развития	–	> 100 м/час	от 2–10 см/год до 100 м/час	< 2 см/год

К *превентивным мерам*, исключающим развитие солифлюкции в будущем, относятся:

– фитомелиорация на склонах, меры по обеспечению сохранности естественной растительности на склонах;

– дренирование склонов;

– локальное уменьшение глубины сезонного оттаивания, стабилизация склонов микросваями и др.

К *конструктивным инженерным мероприятиям* для борьбы с уже возникшей солифлюкцией относят: планировку рельефа местности с выполаживанием склонов; регулирование термовлажностного режима массива методами технической криомелиорации и т.п. Для борьбы с быстрой солифлюкцией и сплывами требуются специальные инженерные мероприятия, во многом аналогичные противооползневым.

Репозиторий ВГУ

ГЛАВА 5
ЛИТОТЕХНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ БЕЛАРУСИ

Изучая процессы взаимодействия инженерных сооружений с верхней частью литосферы, необходимо помнить о том, что все их особенности определяются компонентами инженерно-геологических условий (геологическим, тектоническим, гидрогеологическим, геоморфологическим строениями, составом, состоянием и свойствами грунтов, проявлением эндогенных и экзогенных геологических процессов), а также типами и конструкциями сооружений. Исследование таких многокомпонентных объектов обязательно должно быть всесторонним. Все многообразие взаимосвязей компонентов сводится в единую теоретическую картину, отражающую совокупность внутренних связей и отношений между ними. Таким образом, изучаемый объект целесообразно рассматривать как систему – совокупность или множество элементов, между которыми существуют связи (отношения, взаимодействие).

Любые сооружения, в том числе и защитные, и способы их возведения оказывают различное воздействие на литосферу – верхнюю твердую оболочку, включающую в себя твердое минеральное и органическое вещество горных пород, воду либо другие жидкие компоненты, и газы, присутствующие в породах и трещинах твердой фазы или растворенные в подземных водах. Свойства литосферы изменчивы в пространстве и во времени, что является следствием внутренних и внешних взаимодействий. Современное состояние литосферы и ее движение в физическом времени обусловлены древними и современными эндогенными и экзогенными геологическими, а также инженерно-геологическими процессами. Все эти процессы имеют разные режимы во времени и обладают различной пространственной структурой (Бондарик, Ярг, 2008).

При инженерно-геологических исследованиях, в зависимости от их целевого назначения, оперируют различными типами систем, однако с литосферой, а соответственно и с литосистемой, инженер-геолог имеет дело на всех этапах хозяйственной деятельности. Это по существу определяет основной предмет исследований инженерной геологии – литотехнические системы.

Репозиторий ВГУ

5.1. ПОНЯТИЕ О ЛИТОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

История развития представлений о литотехнических системах теснейшим образом связана с историей инженерной геологии – науки геологического цикла, возникшей на рубеже XIX – начала XX в. под влиянием запросов строительства, особенно дорожного и гидротехнического, и сформировавшейся как самостоятельная наука в 30-е годы XX столетия. Становлению этой науки предшествовали исследования К.И. Богдановича, Д.Л. Иванова, И.В. Мушкетова, А.П. Павлова, В.А. Обручева и др., которые были направлены на изучение почв и горных пород как объекта инженерно-строительной деятельности человека и геологических процессов и явлений, активизирующихся или вновь возникающих при строительстве различных инженерных сооружений. Впоследствии эти исследования положили начало развитию двум главным направлениям инженерной геологии – грунтоведению и инженерной геодинамике (Сергеев, 1982). Значительный вклад в их развитие внесли В.В. Докучаев, П.А. Земятченский, Н.В. Каменский, С.С. Морозов, В.В. Охотин, Н.Ф. Погребов, И.В. Попов, В.А. Приклонский, Ф.П. Саваренский, М.П. Семенов, М.М. Филатов и др. Трудами этих ученых был заложен теоретический фундамент оценки и прогноза сложного процесса взаимодействия верхних горизонтов литосферы с инженерными сооружениями. В 1951 г. И.В. Попов в своем капитальном труде «Инженерная геология» отметил две главные особенности развития этой науки: а) внедрение понятия инженерной деятельности человека как геологического фактора и б) новое понимание задач инженерной геологии как науки, изучающей взаимодействие инженерных сооружений и хозяйственно-технической деятельности вообще с природной геологической обстановкой, а именно активное воздействие человека на эту обстановку соответствующими техническими мероприятиями (Попов, 1951).

Наиболее высокого уровня своего развития инженерная геология достигла в 70–80-е гг. XX в. (Сергеев, 1989). К этому времени уже окончательно оформились все ее направления: грунтоведение, инженерная геодинамика, региональная инженерная геология, теория и практика инженерно-геологических изысканий. Ведущими советскими учеными по накопленным результатам научных и прикладных региональных исследований при строительстве различных народнохозяйственных объектов были опубликованы большие обобщающие работы. Среди них, в первую очередь, следует назвать капитальные труды коллективов ученых, вышедшие под редакцией Е.М. Сергеева (Грунтоведение, 1971, 1973; Инженерная геология СССР в 8 томах, 1976–1978; Теоретические основы инженерной геологии, 1985–1986), а также теоретические работы и учебные пособия Г.К. Бондарика, Г.А. Голодковской, И.М. Горьковой, Е.П. Емельяновой, Г.С. Золотарева, И.С. Комарова, Ф.В. Котлова, В.Д. Ломтадзе, В.И. Осипова,

Репозиторий ВГУ

Е.М. Сергеева, В.Т. Трофимова, Г.И. Тер-Степаняна и др. (Иванов, Поспехов, 2008).

В этот же период перед инженерной геологией была поставлена новая проблема – разработка вопросов рационального использования и охрана геологической среды, под которой, по выражению Е.М. Сергеева и В.Т. Трофимова (1985), понимают ту часть разреза литосферы, где осуществляется инженерно-хозяйственная деятельность. Именно под влиянием этой деятельности в пределах геологической среды возникают инженерно-геологические процессы, отсутствовавшие в исходной (природной) обстановке и оказывающие огромное, часто негативное влияние на состояние биосферы в целом (Сергеев, 1979).

Новая проблема выдвинула и целый ряд новых задач инженерной геологии. Среди них:

1) создание теоретических основ рационального использования и охраны геологической среды;

2) построение теоретической модели взаимодействия геологической среды с человеком;

3) разработка научных основ регионального прогнозирования и составления карт прогноза изменения геологической среды и районирования территории по условиям ее рационального освоения;

4) создание научно обоснованной методики оценки локальных и региональных изменений геологической среды в результате инженерной деятельности человека;

5) разработка инженерно-геологических основ литомониторинга.

По существу, постановка проблемы разработки вопросов рационального использования и охраны геологической среды и выдвинутые для ее решения задачи послужили началом становления в инженерной геологии концепции природно-технических систем (ПТС), а впоследствии и литотехнических систем, как одного из проявлений системного подхода к изучению взаимоотношений природы и общества (Галкин, 2014).

Теоретические и прикладные аспекты изучения ПТС и ЛТС в инженерной геологии наиболее широко представлены в работах российских ученых: Т.И. Аверкиной, В.П. Ананьева, Л.В. Бахиревой, Г.К. Бондарика, А.Г. Гамбурцева, Л.С. Гарагули, Г.А. Голодковской, М.В. Графкиной, О.М. Гуман, Р.Э. Дашко, В.К. Епишина, В.Г. Заиканова, Д.Г. Зилинга, А.П. Камышева, В.А. Королева, И.И. Косиновой, Ф.В. Котлова, Г.Л. Коффа, М.Б. Куринова, В.Д. Ломтадзе, И.И. Мазура, Т.Б. Минаковой, О.И. Молдованова, В.И. Осипова, В.В. Пендина, А.Д. Потапова, А.Л. Рагозина, А.Л. Ревзона, В.Т. Трофимова, М.А. Шубина, Л.А. Ярг и др. При этом следует отметить, что в Беларуси исследования в данном направлении только развиваются (Галкин, 2008). Имеются лишь отдельные работы А.Н. Галкина, В.Г. Жогло, М.Ю. Калинина, В.П. Клементьева, Г.А. Колпашникова, А.В. Кудельского, А.В. Матвеева, В.И. Пашкевича,

Репозиторий ВГУ

М.М. Черепанского, М.Г. Ясовеева и др., где прямо или косвенно рассматриваются особенности функционирования различного уровня ПТС (ЛТС) и их влияние на верхние горизонты литосферы как объекта инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Согласно И.И. Мазуру и О.И. Молдованову (1999) природно-техническая система – это совокупность природных и искусственных объектов, формирующихся в результате строительства и эксплуатации инженерных и иных сооружений, комплексов и технических средств, взаимодействующих с природными объектами (геологические тела, почва, растительный покров, рельеф, водные источники и атмосфера, фауна и социумы).

В.К. Епишин и В.Т. Трофимов (1985) под природно-технической системой понимают совокупность инженерного сооружения (комплекса инженерных сооружений) с частью геологической среды в зоне его влияния, имеющей операционально фиксированные границы.

По представлениям Г.К. Бондарика и Л.А. Ярг (1990, 2004 и др.) природно-техническая система – это целостная упорядоченная в пространственно-временном отношении совокупность взаимодействующих естественных и искусственных компонентов, представленных веществом и полями, обладающая эмерджентными свойствами. При этом внутри полного множества ПТС, по выражению этих же авторов, можно выделить подмножество, включающее ПТС, которые функционируют в основном под влиянием взаимодействий между искусственными объектами и некоторой областью литосферы. Подобные ПТС, как отмечают Г.К. Бондарик и Л.А. Ярг (1990), находятся в поле зрения инженерной геологии, так как их движение обусловлено инженерно-геологическими процессами. Эти системы они называют *литотехническими системами*.

Согласно В.А. Королеву (1995, 2007) под литотехнической системой следует понимать часть (или подсистему) природно-технической системы, включающую подсистему инженерных сооружений и взаимодействующую с ней часть литосферы (геологическую подсистему) (рис. 5.1).

Т.И. Аверкина (1997) определяет литотехническую систему как целостное естественно-искусственное образование, представленное взаимодействующими техническими объектами и геологическими телами или массивами.

В понимании же В.Т. Трофимова (2007) литотехническая система – это любая комбинация из технического устройства и литосферного блока любой размерности, элементы которой взаимодействуют друг с другом и объединяются единством выполняемой социально-экономической функции.

Последнее определение ЛТС, по нашему мнению, является наиболее «концентрированным» и «емким». Поскольку оно наряду с взаимосвязью составляющих систему естественных геологических и искусственных объектов подчеркивает и то, что их объединяет – единство выполняемой функции.

Репозиторий ВГУ

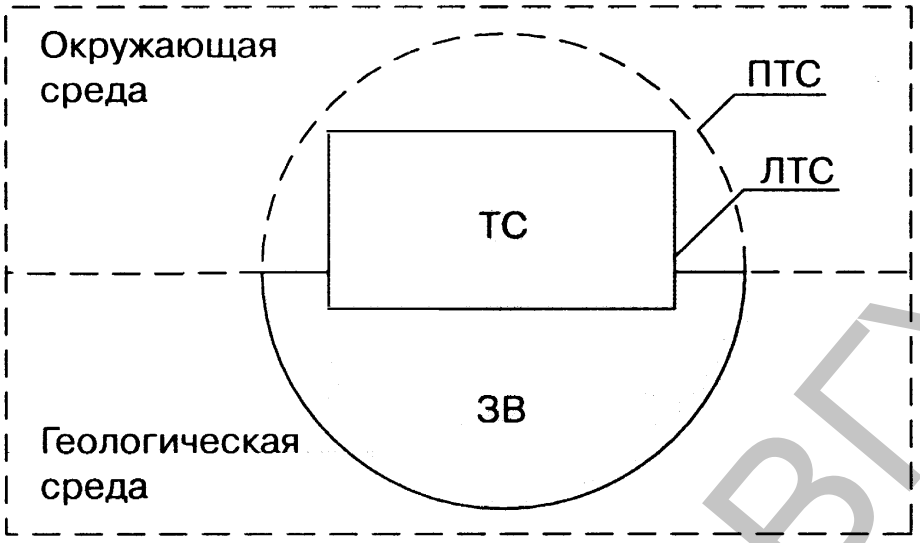


Рис. 5.1. **Положение литотехнической системы в структуре ПТС** (по В.А. Королеву, 2007).

ТС – техническая система (инженерное сооружение и т.п.); ЗВ – зона взаимодействия технической системы с геологической средой

В то же время следует отметить, что литотехническую систему можно определить не только как комплекс технических объектов и геологических тел, но и как систему, деятельность которой в значительной степени будет определяться искусственными условиями, создаваемыми в результате использования тех или иных технических средств (сельскохозяйственные, лесохозяйственные и др.) (Емельянов, 2004).

Действительно, если рассматривать, например, пашню. Пашня – это созданный с помощью технического устройства (плуга) продукт сельскохозяйственной деятельности человека, с одной стороны, формирующий определенные условия (агрегирование и диспергирование грунтов, внесение удобрений и т.д.) для развития и активизации различных геологических процессов и явлений в геологических телах или массивах (выветривание, дефляция, эрозия, загрязнение грунтов и подземных вод и др.), а с другой – являющийся непосредственным источником техногенного воздействия на эти тела или массивы (Галкин, 2014).

Поэтому под *литотехнической системой* целесообразно понимать *любую комбинацию из технического устройства или технического продукта его использования и литосферного блока любой размерности, элементы которой взаимодействуют друг с другом и объединяются единством выполняемой социально-экономической функции*.

По уровню организации выделяют элементарные, локальные, региональные, национальные и глобальные ЛТС.

Элементарная ЛТС состоит из отдельного сооружения (технического объекта) и взаимодействующей с ним области литосферы, называемой

Репозиторий ВГУ

сферой взаимодействия (по Г.А. Бондарику) или областью влияния (рис. 5.2). В этой области в результате взаимодействия с сооружением изменяется ход естественного геологического процесса и развиваются инженерно-геологические процессы, меняются особенности состава и свойств грунтов основания сооружения и т.п. (Бондарик, 2004).

Локальная ЛТС представляет собой пространственно-временную совокупность элементарных ЛТС, сферы взаимодействия которых граничат или пересекаются (рис. 5.2).

Региональная, национальная и глобальная ЛТС – это пространственно-временные совокупности подсистем соответствующего более низкого иерархического уровня, выделяемые в пределах конкретного региона, страны (национальный уровень) или планеты в целом (глобальный уровень) (Королев, 2007). Такое подразделение ЛТС обусловливает разные особенности их изучения.

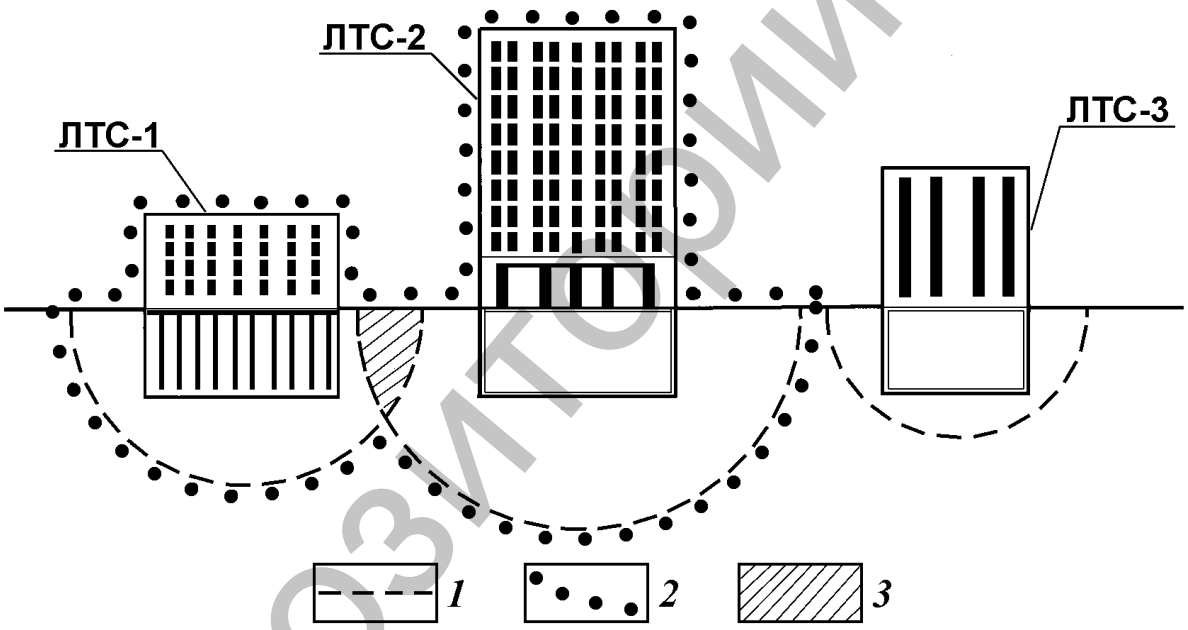


Рис. 5.2. **Соотношение элементарной и локальных литотехнических систем** (по В.А. Королеву, 2007).
1 – зона влияния элементарной ЛТС; *2* – граница локальной ЛТС; *3* – область взаимного влияния элементарных ЛТС-1 и ЛТС-2

ЛТС любого уровня характеризуется определенными пространственными и временными границами, структурой, свойствами и состоянием. Пространственные границы ЛТС устанавливаются по границе трехмерной области влияния сооружения (технического объекта, комплекса и т.п.) на взаимодействующий с ней объем литосферы. Временные границы реальной ЛТС определяются началом строительства сооружения (или началом хозяйственной деятельности) и окончанием его влияния на лито-

Репозиторий ВГУ

сферу после ликвидации данного сооружения, что обычно не совпадает с собственно моментом ликвидации сооружения, поскольку последствия могут проявляться значительно дольше. Следовательно, «время жизни» ЛТС больше, чем «период эксплуатации сооружения».

Структура ЛТС определяется ее иерархическим уровнем, а также прямыми и опосредованными связями (взаимодействиями) как между ее внутренними подсистемами (элементами), так и внешними средами (рис. 5.3). Свойства ЛТС подразделяются на совокупные и эмерджентные. Первые складываются из свойств отдельных элементов, подсистем, элементарных систем. Вторые определяют целостность ЛТС, ее кумулятивность, организованность, управляемость и др. ЛТС более высокого уровня всегда обладает свойством эмерджентности, т.е. ее особенности не сводятся к простому суммированию таковых у ЛТС низкого уровня.

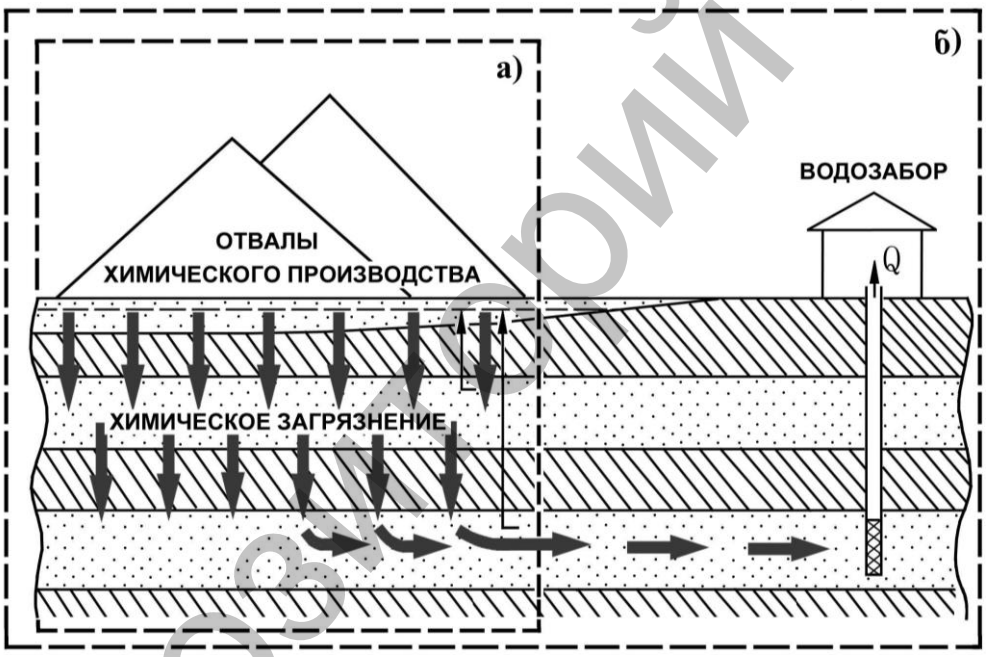


Рис. 5.3. **Прямые (а) и опосредованные (б) связи ЛТС**
(по А.Н. Галкину, И.А. Красовской, 2015)

Как и всякая другая система, ЛТС стремится к сохранению своей организации во времени. С этой точки зрения возникновение любого инженерно-геологического процесса связано с периодическим нарушением установившегося равновесия между различными элементами – подсистемами, результатом которого является изменение состояния системы в целом. Однако при возведении сооружения и изменении тем самым структуры и свойств литосферы человек опирается на данные исследований и расчетов, закладывает оптимальный режим функционирования потенциальной системы в определенных пределах изменения ее состояния, предусмотренных

Репозиторий ВГУ

проектом. Это позволяет говорить о возможности управления ЛТС посредством изучения процессов взаимодействия между технической («сооружение») и геологической («сфера взаимодействия литосферы – СВЛ») подсистемами, а также прогноза ее эволюции. Основные черты пространственно-временной изменчивости СВЛ полностью зависят от процессов ее развития под воздействием сооружения. Поэтому для того, чтобы выявить какой-либо процесс или процессы, оказывающие существенное влияние на режим функционирования ЛТС, необходим мониторинг, организация которого является одним из компонентов функционирования литотехнической системы. Использование данных мониторинга сферы взаимодействия литосферы с техническими объектами, в сочетании с информацией о видах техногенного воздействия, позволит создавать прогнозные модели инженерно-геологических обстановок, с помощью которых можно будет рассматривать различные сценарии воздействий на эту сферу (т.е. возникновение и развитие различных негативных процессов) и выявлять наиболее оптимальные решения инженерно-геологических задач.

5.2. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МОНИТОРИНГЕ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ, ЕГО СОДЕРЖАНИИ И СТРУКТУРЕ

Применительно к задачам инженерной геологии под мониторингом литотехнических систем понимают *систему целенаправленных постоянных наблюдений за сферой взаимодействия литосферы с технической подсистемой ЛТС, оценки ее состояния, прогноза развития и разработки инженерно-геологического обоснования управления для оптимизации функционирования всей литотехнической системы в целом* (Галкин, 2014). Его назначение заключается в обеспечении раннего предупреждения возникновения негативных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений в сфере взаимодействия литосферы и разработке мероприятий по предотвращению их проявления в интересах устойчивого развития ЛТС.

Теоретические и методологические основы мониторинга ЛТС весьма широко представлены в научной и учебной литературе. Наиболее полно они изложены в работах Г.К. Бондарика, Е.Н. Иерусалимской, В.А. Королева, А.Л. Рагозина, В.Т. Трофимова, Л. Чан Мань, Л.А. Ярг и др.

По своему содержанию мониторинг ЛТС представляет собой довольно сложно построенную, циклически функционирующую и развивающуюся во времени «по спирали» постоянно действующую систему (рис. 5.4). По масштабу исследований или рангу организации он может осуществляться на детальном, локальном, региональном, национальном (государственном) и глобальном уровнях (в соответствии с рангом самих ЛТС).

Репозиторий ВГУ

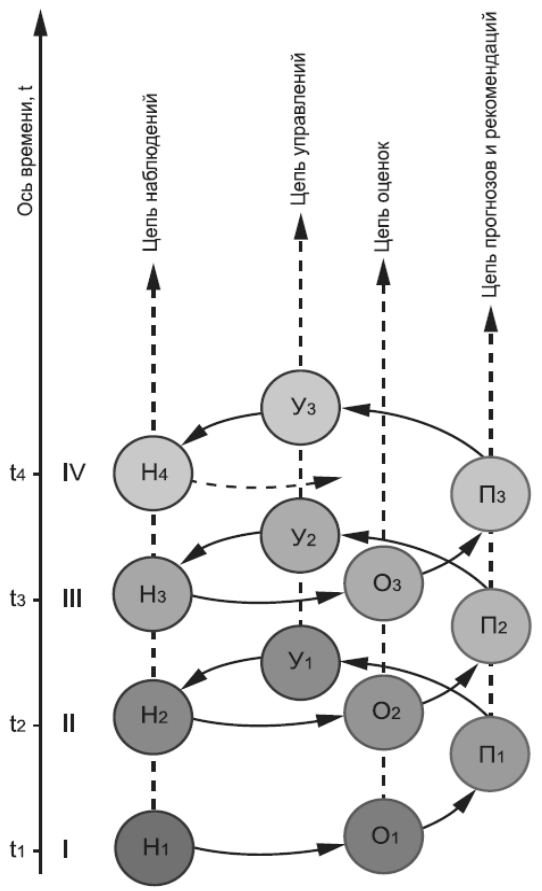


Рис. 5.4. **Схема функционирования мониторинга** (по В.А. Королеву, 2007): $Н_i$ – наблюдения; $О_i$ – оценка наблюдений; $П_i$ – прогноз и рекомендации; $У_i$ – управляющие решения. Римские цифры – номера циклов

Как и всякая система, мониторинг ЛТС имеет определенную структуру, строящуюся на базе общих теоретических и методологических принципов. В общем виде его структурную схему составляют связанные между собой информационными каналами блок контроля (система пунктов получения информации – СППИНФ, по Г.К. Бондарику) и блок управления, состоящий в свою очередь из автоматизированной информационной системы (АИС) и системы инженерной защиты (прогнозно-диагностический и управляющий центр) (Трофимов, 1985).

Данная схема, по выражению В.А. Королева (2007), отражает и функциональную структуру мониторинга ЛТС, которую можно представить в виде сложной макросистемы, состоящей из нескольких систем различного назначения и функций: иерархической (уровни мониторинга); функциональной (сбор и оценка информации, прогнозирование и рекомендации по управлению); объектов наблюдений мониторинга (природные и искусственные грунты, рельеф, подземные воды, геологические и инженерно-геологические процессы, система инженерной защиты); производственных работ (наблюдения, съемочные и лабораторные работы, моделирование); обеспечения (материально-техническая база; научно-методические разработки – методики и программы наблюдений, методики оценки и прогнозов; нормативное, правовое и кадровое обеспечение).

Основу организационной структуры мониторинга ЛТС составляет так называемая автоматизированная информационная система (АИС), которая создается на базе ЭВМ и включает в себя: 1) автоматизированную информационно-поисковую систему (АИПС), направленную на хранение и поиск режимной информации о состоянии ЛТС и представляющую собой базу данных; 2) автоматизированную систему обработки данных (АСОД), призванную осуществлять целенаправленную обработку (количественную и качественную) и оценку поступающей информации; 3) автоматизированную прогнозно-диагностическую систему (АПДС), с помощью которой

Репозиторий ВГУ

решаются все вопросы по составлению перманентных прогнозов в соответствии с функциональной схемой мониторинга ЛТС; 4) автоматизированную систему управления (АСУ), направленную на решение задач по управлению ЛТС и разработку рекомендаций (Королев, 2007). Все четыре составляющие АИС связаны друг с другом и образуют единую функционирующую геоинформационную систему (ГИС). Основным вопросом при организации АИС является ее информационное, техническое и математическое обеспечение (Королев, 1997).

5.3. РОЛЬ МОНИТОРИНГА В ОЦЕНКЕ СОСТОЯНИЯ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В основе мониторинга ЛТС, как и любой другой системы, лежат процессы получения информации о системе, ее состоянии и режиме функционирования, а также процессах, происходящих в ней.

Информацию, используемую в мониторинге ЛТС, по источнику, степени обобщения и времени ее получения принято разделять на априорную и апостериорную. Априорная информация, или, как еще нередко ее называют, начальная, представляет собой совокупность заранее известных сведений о параметрах литотехнической системы (ее структуре, типе, конструкции, характере взаимодействий, свойствах и состоянии геологической среды), полученных путем обработки архивной и фондовой информации, а также результатов рекогносцировочных инженерно-геологических работ на стадиях планирования и проектирования ЛТС (Галкин, 2012).

Особенностью данной информации является то, что в ней изначально закладываются сведения о критериях оптимальности и ограничениях при функционировании ЛТС, выраженные в виде выбора методов воздействий, установления нормативных нагрузок и нормативных показателей параметров компонентов системы.

Использование априорной информации позволяет прогнозировать в ближайшем и отдаленном времени поведение ЛТС, ее структуру, режим и состояние. В то же время у априорной информации имеется существенный недостаток, заключающийся в том, что, будучи полученной заранее, она затем не только не обновляется (приобретает статичный характер), но вследствие различных случайных изменений, всегда существующих в реальных условиях, теряет свою достоверность.

Данный недостаток априорной информации компенсируется, как правило, получением апостериорной (текущей или оперативной), которая извлекается в результате наблюдений за изменениями состояния и свойств ЛТС и происходящих в ней процессов в различные моменты времени в периоды создания и эксплуатации системы. Применение апостериорной информации о текущем состоянии ЛТС позволяет осуществлять оценку и

Репозиторий ВГУ

прогноз его изменения в пространственно-временных границах и тем самым обеспечивать оптимизацию управления этой системой (Галкин, 2012).

Среди указанных видов информации в мониторинге ЛТС особое место принадлежит инженерно-геологической, которая в совокупности с информацией технического и технологического характера составляет основу для разработки инженерно-геологических прогнозов взаимодействия технической и геологической составляющих ЛТС с последующей выработкой геологически обоснованных управленческих решений для оптимизации функционирования данных систем.

Инженерно-геологическая информация, по Г.К. Бондарику и Л.А. Ярг (2008), – это сведения о структуре и свойствах геологической среды и процессах ее движения, отбираемые и используемые для оценки ее современного состояния и прогноза взаимодействия с другими средами, в том числе с искусственной средой (сооружения и другие продукты человеческой деятельности). Другими словами, *под инженерно-геологической информацией следует понимать сведения о компонентах инженерно-геологических условий и об их изменениях*. Эти сведения применяются для оценки современного состояния геологической среды и прогноза развития инженерно-геологических процессов (рис. 5.5).

Инженерно-геологические исследования всегда предназначены для информационного обслуживания процессов, связанных с ЛТС (Бондарик, 2004). Вследствие этого *инженерно-геологическую информацию можно определить как сведения о геологической среде и ее движении, получаемые при производстве инженерно-геологических работ в целях обеспечения оптимального функционирования ЛТС различного иерархического уровня, вплоть до глобального*.

Процесс управления ЛТС требует отвечающего его целям качественного информационного обеспечения. По выражению Г.К. Бондарика (2004), используемая информация должна быть обоснованной с точки зрения ее соответствия принятым критериям эффективности функционирования ЛТС. Это определяется тремя показателями: качеством информации, использованной для оценки и разработки прогноза состояния ЛТС и ее компонентов (подсистем), качеством полученных результатов, а также эффективностью примененных способов получения и обработки информации (Бондарик и др., 2011). При этом параметрами (элементами) качества здесь должны выступать полнота, в том числе количество и объем, оптимальность (необходимость и достаточность), точность, актуальность и достоверность информации, а также своевременность и оперативность ее получения.

Информацию требуемого качества можно получить, только располагая научно обоснованной режимной сетью наблюдений в системе мониторинга. Пространственно-временной объем режимной сети мониторинга при его создании задается структурой ЛТС и инженерно-геологическими ус-

Репозиторий ВГУ

ловиями, определяющими основные возмущающие воздействия, управление режимом которых обеспечивает требуемое состояние области взаимодействия геологической и технической составляющих ЛТС, т.е. устойчивость ЛТС к этим воздействиям.

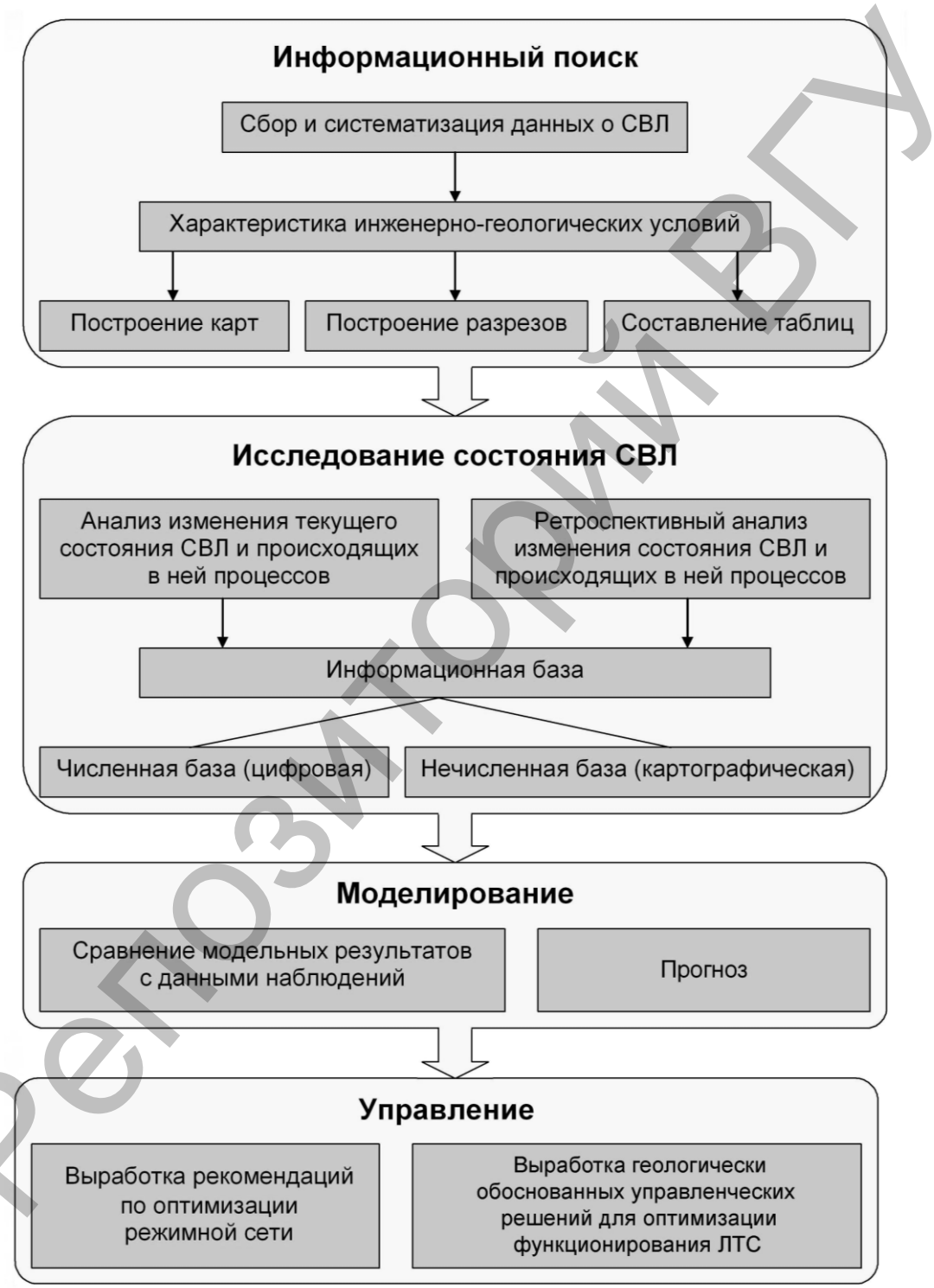


Рис. 5.5. **Схема использования инженерно-геологической информации в системе мониторинга ЛТС**

Репозиторий ВГУ

Количество режимных сетей зависит от состояния ЛТС. Чем ближе состояние ЛТС будет находиться к границе области ее существования (по Г.К. Бондарику, границе области допустимых состояний системы), тем более высокие требования должны предъявляться к созданию данной сети. В этом случае сеть режимных наблюдений надо создавать в наибольшем объеме. Если окажется, что выход управляемых воздействий за допустимые пределы практически исключен, то объем режимных сетей будет минимален.

Пространственно-временной объем однажды созданной режимной сети мониторинга не остается постоянным. В процессе функционирования ЛТС она меняется. При этом изменения направлены в сторону ее оптимизации, т.е. только для обеспечения режимных наблюдений в объеме, необходимом и достаточном для достижения главных целей мониторинга ЛТС – разработки прогнозов изменений состояния и свойств сферы взаимодействия подсистем ЛТС и принятие на их основе рекомендаций и решений по управлению данной литотехнической системой (Галкин, 2012).

Если рассматривать мониторинг ЛТС как информационную систему, обеспечивающую контроль за состоянием и свойствами сферы взаимодействия геологической и технической составляющих ЛТС, результаты которого во многом определяют стратегию землепользования, то сама модель контролируемого пространства входит в мониторинг как подсистема. Она выполняет функции прогнозного моделирования и служит формой отражения состояния изучаемой СВЛ или ЛТС в целом, трансформированного в их логическое, картографическое или математическое изображение с целью прогнозирования и управления (Королев, 1995).

Как известно, методы моделирования широко применяются в различных разделах инженерной геологии. При этом используется детерминированное, стохастическое (вероятностное) или смешанное моделирование. Все эти группы моделирования применимы в мониторинге ЛТС. Среди них наибольшее распространение получила подгруппа материального лабораторного моделирования: физическое (метод эквивалентных материалов, тензосетки, центробежного моделирования и др.) и математическое (аналоговое, цифровое и др.) (Королев, 2007).

Расширенный доступ к компьютерной базе позволяет в настоящее время при организации мониторинга широко использовать различные виды математического (аналитическое, имитационное и др.) моделирования с помощью компьютеров в форме вероятностного и детерминированного моделирования. Последнее, как правило, осуществляется на базе компьютерных моделей с применением специальных программ. Сегодня существует достаточно большое количество программных продуктов по различным видам математического моделирования, которые могут вполне успешно использоваться в системах мониторинга.

При организации моделирования в системе мониторинга важно уметь создать модель ЛТС, объектов СВЛ и других систем или их элементов,

Репозиторий ВГУ

которая способна отражать взаимодействие природной и техногенной составляющих (Галкин, 2012). В этих целях необходимым условием является использование теории системного анализа, в которой существующие понятия «входной и выходной эффекты» вполне применимы к геологической подсистеме или ЛТС в целом. Так, в качестве входного эффекта может рассматриваться любой вид техногенного воздействия на геологическую среду или их комплекс, в качестве же выходных эффектов или выходов – изменения (или отклики), которые претерпевает система. При этом входные эффекты представляют собой внешние факторы по отношению к рассматриваемой системе (техногенная компонента), а выходные эффекты могут быть изменениями ее свойств и характеризоваться комплексом параметров (реакция геологической среды или ЛТС).

Отличие использования моделирования в системе мониторинга ЛТС от других направлений исследований в инженерной геологии состоит в том, что созданная модель ЛТС (или ее части) «работает» в системе мониторинга постоянно, а не направлена на решение какой-либо разовой, единовременной задачи. Это – постоянно действующая модель (ПДМ), непрерывно пополняющаяся новой информацией по мере функционирования всей системы мониторинга. Создание и использование ПДМ является пока единственным и наиболее эффективным способом совершенствования системы управления в области рационального использования и охраны геологической среды территорий, решения всевозможных инженерно-геологических проблем (Королев, 1995).

Постоянно действующая модель ЛТС, по определению В.А. Королева (2007), – *это набор взаимосвязанных, постоянно уточняющихся в ходе мониторинга условий и факторов, отражающих состояние изучаемой ЛТС, модифицированного в его логическое, картографическое или математическое изображение с целью прогноза функционирования и управления данной ЛТС*.

Основным назначением ПДМ в системе мониторинга является решение инженерно-геологических и других задач, связанных с оценкой изменения (как природного, так и техногенного характера) геологической среды и ее компонентов, а также прогнозом ее развития. Применение ПДМ обеспечивает упорядочение технологии сбора и обработки поступающей инженерно-геологической информации на основе компьютеров.

Постоянно действующая модель в системе мониторинга является частью АИС или особой ГИС. Она строится таким образом, чтобы по каналам связи постоянно имелась бы возможность получения для модели новой исходной информации из банка данных АИС о состоянии моделируемой геологической среды и о техногенных воздействиях на нее. Функционирование ПДМ, таким образом, осуществляется циклически: по мере получения в АИС новых исходных данных они загружаются в ПДМ, и на модели «проигрывается» новый вариант развития моделируемой системы,

Репозиторий ВГУ

затем при поступлении новых исходных данных цикл повторяется и т.д. Отсюда следует важное свойство и особенность ПДМ: чем дольше функционирует система мониторинга или чем полнее исходная для моделирования информация, тем «точнее» моделирование, тем ближе модель к моделируемому объекту (Королев, 1995).

Для ПДМ в системе мониторинга ЛТС обычно выбирается главный объект системы – это сфера или область взаимодействия литосферы с технической подсистемой ЛТС. Поскольку собственно СВЛ, точнее ее компоненты – грунты, рельеф, подземные воды, современные геодинамические процессы, способна отражать изменения, которые могут происходить при воздействии технических объектов на геологическую составляющую ЛТС.

По существу ПДМ должна быть имитационной моделью ЛТС (СВЛ или ее компонентов), показывающей наиболее существенные связи между составляющими ЛТС объектами и работающей в диалоговом режиме. В более сложном варианте для каждого блока модели разрабатывается своя схема причинно-следственных цепей, или диаграмма потока, входы и выходы которой соединяются системой прямых и обратных связей с другими блоками. В идеальном варианте ПДМ должна решать проблему прогнозного моделирования не отдельных геологических и инженерно-геологических процессов, а их парагенетических совокупностей, элементы которых состоят как из процессов трансформации, так и из процессов переноса вещества и энергии (Королев, 2007).

Несмотря на исключительную сложность построения имитационных ПДМ, концепция их как систем постоянно совершенствующихся позволяет организационно преодолевать эту сложность путем влияния не только на постановку и проведение массовых натурных наблюдений и инженерных изысканий, но и на постановку и проведение научных исследований по разработке моделей. Причем приоритетность осуществления тех или иных исследований определяется конкретными особенностями объекта прогнозирования, принадлежащего к той или иной территории, а также интересами развития ее хозяйственного комплекса. В настоящее время накоплен достаточно большой опыт создания математических ПДМ (ГИС) – как простых, так и весьма сложных – для литотехнических, геологических и других систем.

В системе мониторинга основной целью разработки прогноза изменения состояния ЛТС служит вероятностное (качественное и количественное) описание возможных изменений СВЛ под влиянием различных видов воздействия на нее, обусловленных существующей или проектируемой техногенной нагрузкой. Прогноз изменения СВЛ в системе мониторинга ЛТС является составной частью исследований по оценке воздействия на окружающую среду и предшествует собственно ее разработке.

Прогноз разрабатывается на основе анализа комплекса всей ретроспективной информации о верхних горизонтах литосферы (в пределах

Репозиторий ВГУ

границ ЛТС) и их изменениях, моделирования, в том числе с использованием ПДМ, прогнозных карт для ЛТС и на определенный срок. Он должен учитывать воздействие различных видов техногенной нагрузки на СВЛ, изменения которой происходят как за счет техногенеза, так и за счет естественного хода развития геологической среды.

Помимо прогнозных задач, использование результатов мониторинга, полученных в ходе режимных наблюдений за сферой взаимодействия подсистем ЛТС, дает возможность количественно оценить состояние и режим работы ЛТС и в соответствии с ними намечать комплекс необходимых мероприятий по оптимизации данного режима (Галкин, 2009).

В теории систем и кибернетике состояние системы есть упорядоченная совокупность значений параметров (внутренних и внешних), определяющих ход процессов, происходящих в системе. При этом множество значений параметров системы в различные моменты времени образует пространство состояний системы. Соответственно, функционирование системы можно определить как «смещение» в пространстве ее состояний.

Под состоянием литотехнической системы, согласно Г.К. Бондарику и Л.А. Ярг (2008), понимают совокупность геологических и технических параметров, определяющих ее функционирование в некоторый момент времени. Другими словами, *состояние ЛТС – это параметрически выраженная характеристика свойств системы и происходящих в ней процессов на какой-либо момент времени после начала ее функционирования*.

К таким параметрам (или переменным), как правило, относятся те величины, которые можно измерять количественно и которые способны изменяться в процессе функционирования ЛТС. Причем, согласно принципу конечной мощности системы, изменяться эти параметры могут в строго определенном интервале величин[9]. Отсюда следует, что, поскольку совокупность значений всех характеризующих систему параметров в каждый момент времени есть ее состояние, она способна находиться в самых разных состояниях, определяемых граничными условиями ее существования или пределами области ее допустимых состояний (Галкин, 2012). Последнее, как отмечает С.Д. Ганова (2008), должно соответствовать выполняемым системой функциям – в противном случае она будет неэффективной. С другой стороны, усложнение системы с выходом за указанные пределы в конечном итоге приведет к ее разрушению или «гибели».

Параметры могут подразделяться на входные и выходные, а с точки зрения их участия в управлении – на управляющие и управляемые, соответственно. Значения управляющих переменных выбираются в системе мониторинга ЛТС на основе обработки поступившей и поступающей информации о СВЛ, требований к ЛТС и желаемых значений управляемых

[9] Согласно Г.К. Бондарику и др. (2011) по предельно допустимым значениям данных параметров устанавливают границы области допустимых состояний системы, внутри которой ЛТС оценивают как устойчивую по отношению к происходящим в ней процессам.

Репозиторий ВГУ

переменных. Управляющие переменные действуют на управляемую часть литотехнической системы, изменяя значения управляемых переменных в нужном направлении (Королев, 2007).

С понятием «состояние ЛТС» тесно связано понятие «режим функционирования ЛТС», поскольку и то, и другое определяется поведением параметров системы. *Под режимом функционирования литотехнической системы* будем понимать *изменение в некотором интервале (серии моментов) времени количественных показателей параметров ЛТС и происходящих в ней процессов, способное отражать ее состояние.*

В зависимости от поведения параметров ЛТС различают два режима функционирования литотехнической системы − *установившийся* (стационарный) и *неустановившийся* (нестационарный или переходный). В общем виде первый из них характеризуется отсутствием каких-либо изменений параметров или переменных величин системы во времени, а второй возникает в случае, когда под влиянием управляющих или возмущающих параметров система переходит от одного установившегося режима к другому (Галкин, 2012).

Применительно к элементарным ЛТС (ПТС) Г.К. Бондарик и Л.А. Ярг (2008) эти режимы характеризуют следующим образом: «...Неустановившийся режим ПТС охватывает период от начала строительства до некоторого момента времени после его завершения. Последний момент времени отвечает такому состоянию геологической среды внутри сферы взаимодействия, которое характеризуется как условно стабильное. Завершение периода развития ПТС, которому свойственен неустановившийся режим, фиксируется по времени относительной стабилизацией инженерно-геологических процессов, расчет которых производился при проектировании ПТС... В ходе функционирования ПТС постепенно переходит от неустановившегося режима к установившемуся, при котором инженерно-геологические процессы достигают стадии относительной стабилизации…» (Бондарик, Ярг, 2008, с. 31).

В правильности подобного описания режимов функционирования ЛТС трудно сомневаться. Однако существуют ЛТС различного уровня организации (от элементарных до глобальной), эксплуатация которых сопряжена с постоянным на протяжении длительного времени (иногда даже всего их «жизненного цикла») извлечением или привносом в них вещества и энергии, что приводит к непрерывным изменениям в составляющей эти системы геологической среде и не позволяет им долгое время находиться в стабильном (равновесном) состоянии, в том числе и в условно стабильном (Галкин, 2009). В соответствии с этим при характеристике неустановившегося режима функционирования ЛТС следует выделять *стадии его развития*, от которых в значительной степени будут зависеть особенности прогнозных оценок и, как результат, обоснования управленческих решений в целях оптимизации работы системы (табл. 5.1).

Репозиторий ВГУ

Таблица 5.1

Стадии развития неустановившегося режима функционирования ЛТС на основе оценки состояния сферы взаимодействия литосферы

Стадия развития	Характеристика параметров и состояния ЛТС
Нормальная	Структура, конфигурация и объем сферы взаимодействия литосферы (СВЛ) с технической подсистемой, а также набор, масштаб и интенсивность инженерно-геологических процессов (ИГП) соответствуют проектным параметрам; значения показателей свойств компонентов СВЛ находятся в пределах фона, не превышая ПДУ. Состояние ЛТС дает возможность прогнозировать различные ситуации с множеством вариантов управленческих решений
Напряженная	Структура, конфигурация и объем СВЛ, набор, масштаб и интенсивность ИГП в целом отвечают проектным параметрам; значения показателей свойств компонентов СВЛ изменяются до ПДУ, иногда превышая их. Состояние ЛТС позволяет составлять прогнозы и корректировать принимаемые решения; управление процессами, происходящими в СВЛ, не затруднено
Критическая	Структура, конфигурация и объем СВЛ в целом отвечают проектным параметрам, в редких случаях выходя за пределы допустимых условий функционирования ЛТС. Набор, масштаб и интенсивность ИГП, свойства компонентов СВЛ подвержены значительным изменениям. Управление процессами, происходящими в СВЛ, затруднено
Катастрофическая	Происходят глубокие и часто необратимые изменения в СВЛ и резкое ухудшение свойств ее компонентов, вызванные в основном многократным превышением техногенных нагрузок. Управляющие действия носят апостериорный характер, основные усилия направлены на ликвидацию последствий чрезвычайных ситуаций или всей ЛТС

При этом *критерием оценки режима функционирования ЛТС,* по нашему мнению, *должна выступать допустимая вероятность техногенных изменений параметров сферы взаимодействия литосферы в расчетном коридоре их значений – от 0 до предельно допустимого уровня (ПДУ).*

В свою очередь, эти изменения будут зависеть от интенсивности техногенных воздействий на СВЛ, которую в количественном отношении можно выразить через *коэффициент интенсивности техногенных воздействий* $F^t_{\text{ЛТС}}$, численно равный сумме отношений действительных (фактических) параметров воздействий (физического, химического, биологического и др.) к их критической (предельной) величине:

$$F^t_{\text{ЛТС}} = \sum_{i=1}^{N} \frac{K_{i\ действ.}}{K_{i\ критич.}},$$

где N – число параметров воздействия. Критическую, или предельную, величину параметров воздействий $K_{i\ критич.}$ следует устанавливать по регламенту качества компонентов геологической подсистемы исходя

Репозиторий ВГУ

из расчетного коридора значений параметров качества [0; ПДУ] при условии, что $K_{i\ критич.} \neq 0$.

Для оценки режима функционирования ЛТС необходимо знать также пространственное положение СВЛ, которое может быть охарактеризовано *показателем пространственной границы функционирования ЛТС* L^n (км^n), соответствующим расстоянию (n=1), площади геологического пространства (n=2) или объему геологической подсистемы (n=3), за пределами которых воздействие технического объекта (инженерного сооружения) на геологическую подсистему не будет превышать допустимых уровней:

$$L^3 = L^2 \times L^1 = V = S \times h,$$

где V – объем, км^3; S – площадь, км^2; h – расстояние или глубина, км.

Произведение параметров $F^t_{ЛТС}$ и L^n позволяет количественно охарактеризовать еще один параметр: *состояние сферы взаимодействия литосферы (СВЛ) с технической подсистемой ЛТС* в виде показателя $R^f_{ЛТС}$ – характеристики СВЛ на момент функционирования ЛТС[10], – имеющий размерность, идентичную размерности показателя пространственной границы функционирования ЛТС, (км^n).

$$R^f_{ЛТС} = F^t_{ЛТС} \times L^n.$$

В соотношении с числом параметров воздействий, существующих в пространственных границах системы, и в соответствии с характеристикой параметров состояния СВЛ (табл. 5.1) можно с помощью $R^f_{ЛТС}$ определить стадию развития неустановившегося режима функционирования ЛТС, отражающую ее текущее состояние. Так, например, если $R^f_{ЛТС} < N \times L^n$, то ЛТС будет функционировать в нормальном режиме, поскольку значение коэффициента интенсивности техногенных воздействий $F^t_{ЛТС}$, входящего в параметр состояния СВЛ, меньше числа параметров воздействий, что соответствует условиям, когда показатели свойств компонентов СВЛ находятся в расчетном коридоре значений параметров качества, не превышая при этом ПДУ.

Если $R^f_{ЛТС} = N \times L^n$ – режим будет соответствовать напряженной стадии развития, при $R^f_{ЛТС} > N \times L^n$ – критической, а при $R^f_{ЛТС} >> N \times L^n$ – катастрофической стадии неустановившегося режима функционирования ЛТС (Галкин, 2009).

Данный подход был применен нами при оценке режима функционирования двух литотехнических систем (Галкин, 2014): «Мозырский нефтеперерабатывающий завод» и «Гомельский химзавод», – которую проводили по вышеуказанным параметрам на момент режимных наблюдений в 2010 г.

[10] Поскольку ЛТС описывается определенным комплексом показателей и параметров, то для того, чтобы выразить состояние функционирования системы, нужно определить значения, принимаемые ими в рассматриваемый момент времени.

Репозиторий ВГУ

и 2005 г. соответственно. Расчеты показали, что ЛТС «Мозырский НПЗ» на указанный год работала в нормальной стадии, а ЛТС «Гомельский химзавод» – в критической стадии своего развития. Впоследствии это явилось основанием в срочном порядке начать научные исследования по инженерно-геологическому обоснованию управления последней системой.

В заключение отметим, что предложенный подход к оценке режима функционирования ЛТС позволяет посредством мониторинговых наблюдений за изменениями параметров различных классов воздействий оперативно определять стадии режима работы ЛТС и намечать при необходимости комплекс мероприятий по снижению влияния технического объекта на состояние геологического компонента системы или, другими словами, развития инженерно-геологических процессов.

Репозиторий ВГУ

ГЛАВА 6
ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ УПРАВЛЕНИЯ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ

6.1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ УПРАВЛЕНИИ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ

Вопросам управления ЛТС посвящено довольно большое количество работ научного и методического характера. Теоретические и методологические основы управления ЛТС наиболее полно отражены в трудах Т.И. Аверкиной, Г.К. Бондарика, Е.Н. Иерусалимской, В.А. Королева, В.Т. Трофимова, Л.А. Ярг и др. В них весьма детально раскрыты функциональная сущность управления ЛТС, существующие его возможности и ограничения, а также ряд научных положений и принципов, определяющих научно обоснованные подходы к управлению ЛТС. Анализ этих и других работ позволяет изложить собственные представления об управлении ЛТС как одного из способов решения инженерно-геологических задач, нацеленных на оптимизацию функционирования данных систем.

Любые литотехнические системы изначально создаются как управляемые. При этом управление ЛТС представляет собой заключительную цепь функциональных процедур в системе их мониторинга.

В общем виде под управлением понимается *процесс организации целенаправленного воздействия на какую-либо систему, обеспечивающий ее переход в требуемое (целевое) состояние, поддержание необходимых режимов ее функционирования, а также сохранение и развитие ее структуры*. Иными словами, управление есть функция некоторой системы, направленная либо на сохранение ее основного качества, потеря которого приводит к ее разрушению, либо на выполнение программы, обеспечивающей устойчивость функционирования данной системы и достижение ею заданной цели, либо на ее развитие (Галкин, 2012). Отсюда следует, что цель любой функциональной системы состоит в обеспечении собственного устойчивого существования (Королев, 1995).

В управлении всегда выделяют субъект управления (чаще всего это сам человек, управляющий чем-либо) и объект управления, состоянием или функционированием которого нужно управлять, а также цель управления, т.е. желаемое состояние или характер функционирования объекта управления. Субъект управляет объектом с помощью определенного механизма управления (вычислительных, интеллектуальных, технических, техноло-

Репозиторий БГУ

гических, административных, экономических и иных средств, методов и методик управления) (Королев, 2007).

Для надлежащего управления всегда требуется информация как о цели управления, так и о расхождении действительного состояния объекта управления с желаемым. На основании переработки этой информации как раз и вырабатываются соответствующие управляющие воздействия, реализация которых должна перевести объект в надлежащее состояние. Таким образом, процессы получения информации о параметрах объекта, ее переработки, нахождения управляющих воздействий и обеспечение их реализации составляют основу управления. Следовательно, *управление – целенаправленный процесс, связанный с выбором наилучшего действия, способа, метода, тактики и стратегии, ведущих к достижению цели наилучшим образом с точки зрения установленного критерия* (Королев, 1995).

Согласно Г.К. Бондарику (1994) *управление литотехнической системой – это взаимодействие с ней, выбранное на основе соответствующей информации из возможных вариантов взаимодействий, улучшающее в требуемом отношении функционирование ЛТС*. Из определения следует, что в основе управления ЛТС лежит решение задачи оптимизации функционирования этой системы, целью которой является установление наилучшего, в некотором смысле, оптимального режима поведения ЛТС (Бондарик, 2004).

Оптимальным, по Г.К. Бондарику и др. (2011), считается такой режим, при котором траектория (или пространственное смещение состояний) системы никогда не выйдет за границы области допустимых ее состояний. При этом для сравнения и оценки вероятных режимов функционирования системы, для выбора лучшего нужно иметь некоторую меру, которая в теории систем получила название *критерия эффективности – показателя, выражающего степень соответствия действительного результата тому, который должен иметь место при всей полноте выполнения системой своей функции.* Исходя из характеристики параметров и состояния ЛТС на каждой стадии режима ее работы (табл. 5.1), можно сделать вывод, что *оптимальным следует считать тот режим, который в своем развитии не достиг критической и/или катастрофической стадий* (Галкин, 2012).

Управление ЛТС нередко сопровождается наличием ограничений как производственного характера (экономического, административного, технологического, технического и др. – к примеру, ограничений по времени и объему финансирования на реализацию управленческих решений или по объему и качеству необходимой инженерно-геологической информации), так и природного или геологического (например, при управлении зданиями и сооружениями в сейсмических областях или в районах развития многолетнемерзлых толщ). Выявление подобных ограничений является важной задачей в управлении ЛТС, поскольку их несоблюдение служит

Репозиторий ВГУ

одной из главных причин принятия заведомо неэффективных, нереальных, а то и просто ошибочных управленческих решений (Галкин, 2012).

Вышесказанное позволяет сформулировать следующее определение. *Под управлением литотехнической системой будем понимать процесс обеспечения оптимального режима ее функционирования на каждой ступени ее «жизненного цикла» с использованием всех имеющихся ресурсов (информационных, вычислительных, интеллектуальных, технических, технологических, административных, экономических и др.) при соблюдении необходимого множества ограничений. Его цель – при заданных параметрах состояния ЛТС с учетом их изменений в какой-либо момент времени обеспечивать требуемый режим работы системы при максимальном использовании различных ресурсов и ограничений и минимальных экономических затратах на это*. В соответствии с указанной целью основными задачами управления литотехнической системой (в зависимости от этапов ее существования) являются: 1) сбор и обработка информации об ЛТС; 2) оценка и анализ состояния и функционирования ЛТС; 3) установление и диагностика проблем в состоянии и функционировании ЛТС; 4) выявление ресурсов и ограничений, необходимых для управления ЛТС; 5) выработка и обоснование управленческих решений для оптимизации работы ЛТС; 6) реализация управленческих решений (доведение решений до конкретных исполнителей) (Галкин, 2012).

В отношении задач инженерной геологии приведенное выше определение управления ЛТС можно представить следующим образом. *Управление литотехнической системой – это процесс достижения такого состояния ее геологической подсистемы (по Г.К. Бондарику, сферы взаимодействий литосферы с технической подсистемой), которое способно обеспечить оптимальный режим работы всей системы в целом на каждом этапе ее существования, с использованием всех имеющихся ресурсов (информационных, вычислительных, интеллектуальных, технических, технологических, административных, экономических и др.) при соблюдении необходимого множества ограничений*. При этом *в качестве цели управления ЛТС здесь будет выступать минимизация неблагоприятных последствий изменений СВЛ и ее компонентов в какой-либо момент времени при максимальном использовании различных ресурсов и ограничений и минимизации экономических затрат на создание или поддержание ее устойчивых состояний, благоприятных для нормального функционирования ЛТС*. Соответственно, в задачи управления ЛТС будут входить: 1) сбор и обработка информации о СВЛ; 2) оценка и анализ состояния СВЛ; 3) установление и диагностика проблем в состоянии СВЛ; 4) выявление ресурсов и ограничений, необходимых для управления СВЛ; 5) геологическое обоснование управленческих решений для оптимизации работы всей ЛТС (Галкин, 2012).

Репозиторий ВГУ

Из последнего определения следует, что управление ЛТС может осуществляться путем регулирования состояния СВЛ (геологической среды в более широком понимании) с учетом прогнозных оценок ее развития (при условии, что техническая система функционирует в проектном технологическом режиме). Реализовать эту задачу способна система методов управления, базирующаяся на использовании следующих механизмов: 1) административно-правовых (законов, стандартов, нормативов, прямых запретов, аудита, экспертизы и др.); 2) экономических (экономической оценки ущерба и др.); 3) научно-технических (инженерно-технологических мероприятий и др.) (Королев, 2007).

Первые две группы механизмов непосредственно применимы лишь к административным органам управления ЛТС. Научно-технические механизмы связаны с разработкой (Королев, 1995):

– профилактических мероприятий, нацеленных на предотвращение возможности развития неблагоприятных инженерно-геологических процессов;

– компенсационных мероприятий, способных восстанавливать нарушенные участки геологической среды;

– инженерно-строительных (конструктивных) мероприятий, направленных на ослабление или видоизменение внешних воздействий на геологическую среду, а также борьбу с проявлениями нежелательных инженерно-геологических процессов и др.;

– методов технической мелиорации грунтов, позволяющих целенаправленно улучшать в нужном направлении свойства определенных участков геологической среды или создавать искусственные грунты с требуемыми свойствами, предотвращающими развитие негативных инженерно-геологических процессов.

Важно отметить, что реализация методов каждой из названных групп требует инженерно-геологического обоснования. По выражению В.Т. Трофимова (2010), особенно велика его роль при разработке управляющих решений оптимизации режима функционирования систем с использованием научно-технических механизмов. Их осуществление без этого просто невозможно.

6.2. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ОБОСНОВАНИЮ УПРАВЛЕНИЯ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ

Как известно, завершающим этапом работы системы мониторинга литотехнических систем является выработка геологически обоснованных управленческих решений для оптимизации их функционирования (Трофимов, 2010). При этом необходимо отметить, что в мониторинге ЛТС

Репозиторий ВГУ

речь идет именно о выработке управленческих решений (или об обосновании мероприятий по управлению этими системами), а не об их реализации, которая, по мнению В.А. Королева (2007), должна осуществляться независимо.

В самом общем виде выработка решений в процессе управления (обоснование управления) представляет собой набор процедур, объединяемых в отдельные этапы. Таких этапов можно выделить пять (Галкин, 2012):

1) выявление, анализ и диагностика проблемы;
2) формирование целей и задач решения проблемы с учетом ограничений;
3) анализ способов решения проблемы и адекватных им управленческих решений;
4) моделирование вариантов сценариев, оценка результатов и последствий реализации разных вариантов;
5) выбор предпочтительного варианта, обоснование выбора.

Обоснование управления, как правило, инициируется возникновением проблемы, относящейся прямо или косвенно к объекту управления. *Под проблемой понимают несоответствие между реальным (наблюдаемым) и желаемым (нормативным) состоянием управляемой системы* (Фатхутдинов, Райзберг, 2009). Специалисты в области управления справедливо отмечают, что своевременно и верно определить проблему – значит наполовину решить ее. Поэтому обнаружение проблем, проникновение в их сущность и их верное толкование – неотъемлемая часть процесса выработки решений.

Для ЛТС с инженерно-геологической точки зрения в качестве такой проблемы выступает изменение состояния сферы взаимодействий литосферы (или геологической среды), которое в случае несоответствия нормативным требованиям приводит к необходимости разработки инженерно-геологического обоснования управления геологической средой и, как следствие, работой всей системы (Галкин, 2012).

Следовательно, инженерно-геологическое обоснование управления литотехнической системой можно определить как *процедуру инженерно-геологических исследований в системе управления ЛТС, направленную на выбор среди множества альтернативных вариантов мероприятий такого варианта, который в наибольшей степени учитывает современное и прогнозируемое изменение состояния инженерно-геологических условий, и применение которого необходимо и достаточно для обеспечения оптимального режима функционирования ЛТС.*

Эффективность и качество выработки управленческих решений определяются прежде всего обоснованностью методологии решения возникающих при функционировании ЛТС проблем, т.е. обоснованностью подходов, принципов, методов и технологий. Без хорошей теории практика малорезультативна. Однако в настоящее время к управлению ЛТС и ее

Репозиторий ВГУ

компонентами, прежде всего геологической средой, применяют только некоторые научные подходы и принципы. Это можно объяснить в некотором смысле «узостью» цели управления геологической средой – обеспечения оптимального режима функционирования ЛТС (Галкин, 2014).

Анализ теории и практики управления различными системами позволяет установить необходимость применения в процессе выработки геологически обоснованных управленческих решений следующих основополагающих научных подходов: системного, ситуационного, динамического и сценарного.

Системный подход предполагает рассмотрение ЛТС как совокупности ее взаимосвязанных элементов, обладающих благодаря их взаимосвязи качественно новыми характеристиками (причем каждая ЛТС выступает элементом системы более высокого порядка, а любой ее элемент – системой более низкого порядка).

Этот подход дает возможность учесть все необходимые взаимосвязи и взаимодействия в системе управления ЛТС и ее подсистемами, позволяет при постановке целей всесторонне анализировать, взвешивать факторы и направлять механизмы управления на достижение поставленных целей.

Методологически системный подход следует применять на всех этапах обоснования управления ЛТС (рис. 6.1), поскольку выполнение каждого из них вне системы просто невозможно.

Ситуационный подход сосредоточивается на том, что обоснование различных методов управления ЛТС определяется конкретной *ситуацией – совокупностью условий, возникающих под влиянием внутренних и внешних воздействий в некоторый момент времени*.

Основанием его применения в управлении ЛТС является «поведение» режима ее функционирования. Это обусловлено тем, что происходящие изменения параметров состояния ЛТС (или развитие процессов) на разных этапах ее существования могут быть как значительными, так и малозначимыми, иногда даже не поддающимися прогнозу. Последние, несмотря на свое слабое проявление, впоследствии способны оказать существенное влияние как на отдельные подсистемы ЛТС и их элементы, так и на всю систему в целом. Подтверждением этому служат установленные нами закономерности в функционировании ЛТС, заключающиеся в том, что *в ЛТС, длительное время находящихся в критическом режиме работы, когда геологическая подсистема или ее отдельные компоненты подвержены значительному, но не превышающему технологического уровня воздействию со стороны технических объектов, возникают и активизируются новые инженерно-геологические процессы, ведущие к снижению этого воздействия.* Кроме того, существует довольно большое количество факторов, которыми можно управлять в системе мониторинга ЛТС (например, граничные и начальные условия, свойства геологической среды). Такое многообразие факторов определяет отсутствие

Репозиторий ВГУ

какого-либо единого с точки зрения эффективности способа управления состоянием ЛТС и ее элементов.

Рис. 6.1. **Реализация методологических подходов на разных этапах выработки геологически обоснованных управленческих решений для оптимизации функционирования ЛТС**

Самым эффективным в каждой конкретной ситуации следует считать тот метод управления, который будет максимально адаптирован к данной ситуации. Этот подход ориентирует инженер-геолога на правильный анализ ситуаций и на эффективное использование своих возможностей с учетом накопленных опыта и знаний. Применение данного подхода в общей схеме управления возможно в том случае, когда будет определена конкретная проблемная ситуация со всеми вытекающими последствиями (рис. 6.1).

Динамический подход используется в дополнение к ситуационному. При его применении *геологическая среда, как компонент ЛТС, рассматривается в ее диалектическом развитии, причинно-следственных связях и соподчиненности*. Для этого проводятся ретроспективный анализ состояния геосреды за определенный промежуток времени и прогнозная оценка ее дальнейшего развития.

Сценарный (поисковый) подход позволяет проводить многовариантный ситуационный анализ применения разнообразных методов управления ЛТС и ее компонентами с учетом возможностей и ограничений каждого из них для обеспечения оптимального режима на всех этапах развития системы.

По существу, *сценарий выступает в роли качественной и количественной оценки вероятного развития различных геологических и инженерно-геологических процессов, которые возникли или могут возникнуть в будущем при создании, эксплуатации или ликвидации ЛТС, и их влияния на состояние компонентов системы (прежде всего геосреды)*

Репозиторий ВГУ

в случае использования какого-либо специального мероприятия или комплекса мероприятий.

Среди разнообразных инструментов, применяемых в сценарном подходе, важное место занимает имитационное моделирование, которое широко используется в создании математических постоянно действующих моделей геологической среды − частей автоматизированных информационных систем (АИС) или особых геоинформационных систем (ГИС) − для прогнозирования и анализа ее состояния (рис. 6.2).

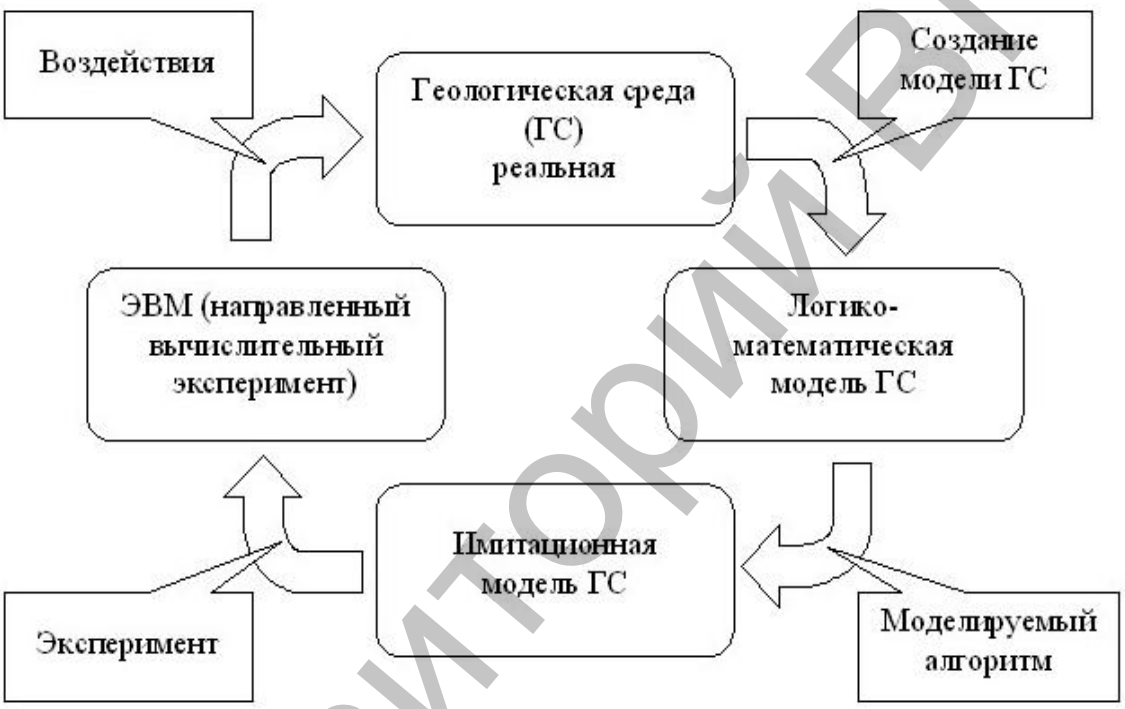


Рис. 6.2. **Процесс имитационного исследования геологической среды**

Использование подобных ПДМ наряду с основным их предназначением – решением инженерно-геологических и других задач, связанных с оценкой как природных, так и техногенных изменений геологической среды и ее компонентов, а также с прогнозом ее развития – позволяет создавать эффективные *системы выработки геологически обоснованных управленческих решений*, нацеленные на выполнение следующих задач:

1) прогнозирования и анализа последствий управленческих решений;
2) исследования эффективности и сравнения принимаемых мер;
3) выбора оптимального решения.

Как уже отмечалось, важным свойством ПДМ является перманентный характер их функционирования. Это свойство ПДМ в системе выработки геологически обоснованных управленческих решений

Репозиторий ВГУ

позволяет без существенных затрат времени и ресурсов осуществлять поиск и формирование набора альтернативных решений проблемы, соответствующих им управляющих воздействий и производить выбор оптимального решения. Следовательно, преимущество данного подхода будет заключаться в возможности заранее выявлять неэффективные управленческие решения, разрабатывать множество вариантов развития ситуаций и прогнозировать состояние геосреды в каждой из них. Методологически данный подход в общей схеме выработки управленческих решений используется на последних ее этапах (рис. 6.1), когда необходимо осуществлять поиск и формирование набора вариантных решений, отбор критериев выбора оптимального решения, выбор и принятие наилучшего решения.

Надо отметить, что рассмотренные подходы тесно связаны между собой и образуют единую систему, которую, по мнению авторов, можно рассматривать как общую методологическую основу раннего предупреждения развития негативных геологических и инженерно-геологических процессов в области взаимодействия литосферы и инженерных объектов любого уровня организации и назначения.

6.3. ПРАКТИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ МЕТОДОЛОГИИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБОСНОВАНИЯ УПРАВЛЕНИЯ ЛИТОТЕХНИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ В УСЛОВИЯХ БЕЛАРУСИ

При создании ЛТС и последующем их функционировании инженерно-геологические условия оцениваются главным образом по результатам изыскательских работ, предшествующих строительству. В ряде случаев принятые на основе данных об естественных свойствах массивов проектные решения не соответствуют условиям, которые формируются в процессе эксплуатации, что нередко становится причиной возникновения аварийных ситуаций в работе ЛТС. Это, в свою очередь, вызывает необходимость разработки инженерно-геологического обоснования управления сферой взаимодействия литосферы с технической подсистемой ЛТС и, как результат, работой всей системы.

Показательным примером в этом отношении является авторский опыт инженерно-геологического обоснования управления литотехническими системами элементарного и локального уровней: ЛТС «Административное здание жилищно-эксплуатационной службы» в Минске и ЛТС «Гомельский химзавод»[11].

[11] Работы по инженерно-геологическому обоснованию управления литотехническими системами проводились под научно-методическим руководством и при участии В.Г. Жогло.

Репозиторий ВГУ

6.3.1. ЛТС «Административное здание жилищно-эксплуатационной службы» в Минске

До начала строительства участок проектируемого здания ЖЭСа размещался на склоне холма (западная часть здания) и в замкнутом понижении, в котором располагался зарастающий водоем (восточная часть здания). Уклон поверхности и поверхностный сток были направлены к востоку, в сторону водоема. Согласно инженерно-геологическим изысканиям, проведенным в 2005 г. унитарным предприятием «Геосервис», площадка застройки сложена:

1) палево-желтыми, желто-серыми лессовидными (Q_{III} pz) супесями и суглинками мощностью 1,0–5,8 м с тонкими прослойками пылеватого песка;

2) межледниковыми озерно-болотными (Q_{III} mr) супесями и суглинками мощностью 4,9–11,3 м с многочисленными песчаными линзами и прослойками, в нижней части разреза с примесью органического вещества (до 7%), изредка с прослойками заторфованных грунтов и торфа;

3) конечно-моренными (Q_{II} sž) песками различной крупности – от среднезернистых до гравелистых, и супесчано-суглинистыми разностями с гравием и галькой. Отложения полностью не пройдены, максимальная вскрытая мощность составила 7,9 м.

В процессе изысканий на участке были встречены воды спорадического распространения в тонких (до 5 см) прослойках песков в глинистых лессовидных и озерно-болотных отложениях. Уровни фиксировались на глубинах 0,8–7,0 м (абс. отм. 239,08–243,72 м) (Галкин и др., 2008).

Исходя из инженерно-геологических условий, было принято решение площадку строительства спланировать до абсолютных отметок 246,23–247,52 м, а под фундаментами здания организовать устройство песчаной уплотненной подушки толщиной 3,0 м.

По завершении строительства, в начальный период эксплуатации здания ЖЭСа в грунтах песчаной подушки (пески от среднезернистых до гравелистых) сформировался техногенный горизонт грунтовых вод, что послужило причиной подтопления подвальных помещений.

В результате были организованы дополнительные инженерно-геологические изыскания. Выполненные исследования позволили установить следующее:

– на период изысканий статический уровень зафиксирован на глубинах 1,5–2,6 м (абс. отм. 244,62–245,02 м);

– в расположенных вблизи котлованах и траншеях уровень грунтовых вод (УГВ) отмечается на этих же абсолютных отметках (1,0–2,0 м от поверхности земли);

– мощность водовмещающих пород по данным бурения скважин достигает 5,1 м;

Репозиторий ВГУ

– питание грунтового горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков через «пазухи» и бокового дренирования вод спорадического распространения. Разгрузка происходит за счет перетока через слабопроницаемые глинистые отложения (конечно-моренные супеси и суглинки) в нижележащие горизонты.

Данные обстоятельства привели к выбору оптимального управленческого решения, заключающегося в устройстве коллектора для возможного «сброса» вод техногенного горизонта. В качестве коллектора предлагалось использовать залегающие в верхней части разреза конечно-моренной толщи маловлажные пески объемом 9000 м^3, кровля которых погружается в южном и восточном направлениях от здания ЖЭСа на глубину более 18 м. Для этого было рекомендовано оборудовать систему дренажных скважин с установкой фильтров в песчаной подушке и маловлажных песках (Галкин и др., 2008). С этой целью была проведена серия модельных экспериментов по обоснованию конструкции, оптимального количества и схемы размещения на местности дренажных скважин на основе численного моделирования с использованием системы программного обеспечения GWFS (Ground Water Flow Simulation – моделирование фильтрации подземных вод) российско-шведской компании «Геолинк», предназначенной для решения инженерно-гидрогеологических задач, связанных с анализом и прогнозом движения подземных вод.

На начальном этапе создания геофильтрационной модели по результатам инженерно-геологических изысканий была выполнена схематизация гидрогеологического разреза исследуемого участка (рис. 6.3).

В расчетной фильтрационной схеме в качестве верхнего водопроницаемого слоя (1ВС) приняты обводненные линзы песка в насыпной песчано-глинистой толще, сформированной при планировке участка строительства, средней мощностью 1,0 м и коэффициентом фильтрации 0,39 м/сут.

Вторым от поверхности водопроницаемым слоем (2ВС) послужила песчаная подушка в основании фундамента здания мощностью 3,0 м и коэффициентом фильтрации 2,7 м/сут (за пределами здания ЖЭСа, где подушка замещена насыпными песчано-глинистыми породами, величина коэффициента фильтрации принята равной 0,39 м/сут).

Третий водопроницаемый слой (3ВС) включает сожские конечно-моренные пески от средних до гравелистых средней мощностью 5,0 м и коэффициентом фильтрации 10,4 м/сут.

Четвертый водоносный слой (4ВС) расчетной схемы представлен днепровско-сожскими водноледниковыми песчаными образованиями. На исследуемом объекте этот слой не был вскрыт. Однако по данным региональных гидрогеологических съемочных работ установлено, что он является напорным и согласно карте гидроизопьез абсолютная отметка уровня воды непосредственно на участке изысканий составляет 211 м.

Репозиторий ВГУ

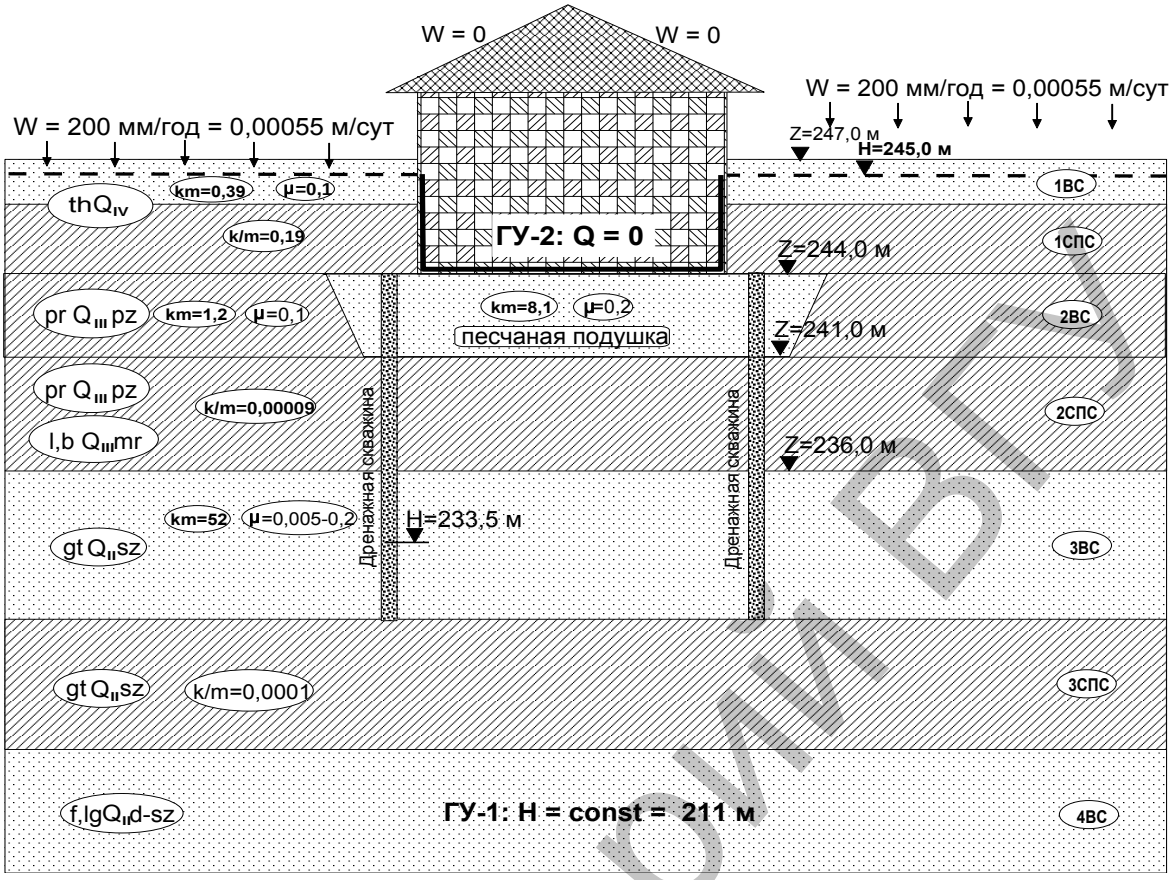


Рис. 6.3. **Расчетная фильтрационная схема в разрезе** (по А.Н. Галкину и др., 2008)

В качестве разделяющих водоносные слои горизонтов приняты слабопроницаемые глинистые разности насыпной толщи мощностью 2 м (1СПС), поозерские лессовидные и муравинские межледниковые озерно-болотные супеси и суглинки средней мощностью 5 м (2СПС), а также сожская морена (3СПС), характеризующиеся довольно низкими фильтрационными свойствами.

При обосновании модели учитывалось, чтобы размеры моделируемой области в плане были больше радиуса влияния инженерного сооружения. Поскольку, например, озеро, расположенное в 300 м северо-восточнее здания ЖЭСа, вполне способно выполнять роль зоны разгрузки дренажных вод (уровень воды под зданием ЖЭСа после дренирования должен быть на отметке не более 243,0–243,5 м при отметке воды в озере 240,0 м).

При моделировании в качестве альтернативных нами рассматривались три схемы конструкции дренажных скважин (Галкин и др., 2008):

– скважина диаметром 630 мм с установкой фильтра Ø 168 мм и гравийной обсыпкой (по рекомендации УП «Геосервис»);

– ствол скважины Ø 168 мм, заполненный фильтрующим материалом с коэффициентом фильтрации не менее 100 м/сут (мелкий гравий);

Репозиторий ВГУ

– ствол скважины Ø 530 мм, заполненный фильтрующим материалом с коэффициентом фильтрации не менее 100 м/сут.

Путем сравнения различных вариантов расчета (всего 8 вариантов) установлено, что для дренирования песчаной подушки в основании здания ЖЭСа необходимо вдоль северного и западного контуров здания оборудовать восемь вертикальных дрен (рис. 6.4), представляющих собой открытые стволы скважин диаметром 530 мм, заполненные фильтрующим материалом с коэффициентом фильтрации не менее 100 м/сут (Галкин и др., 2008).

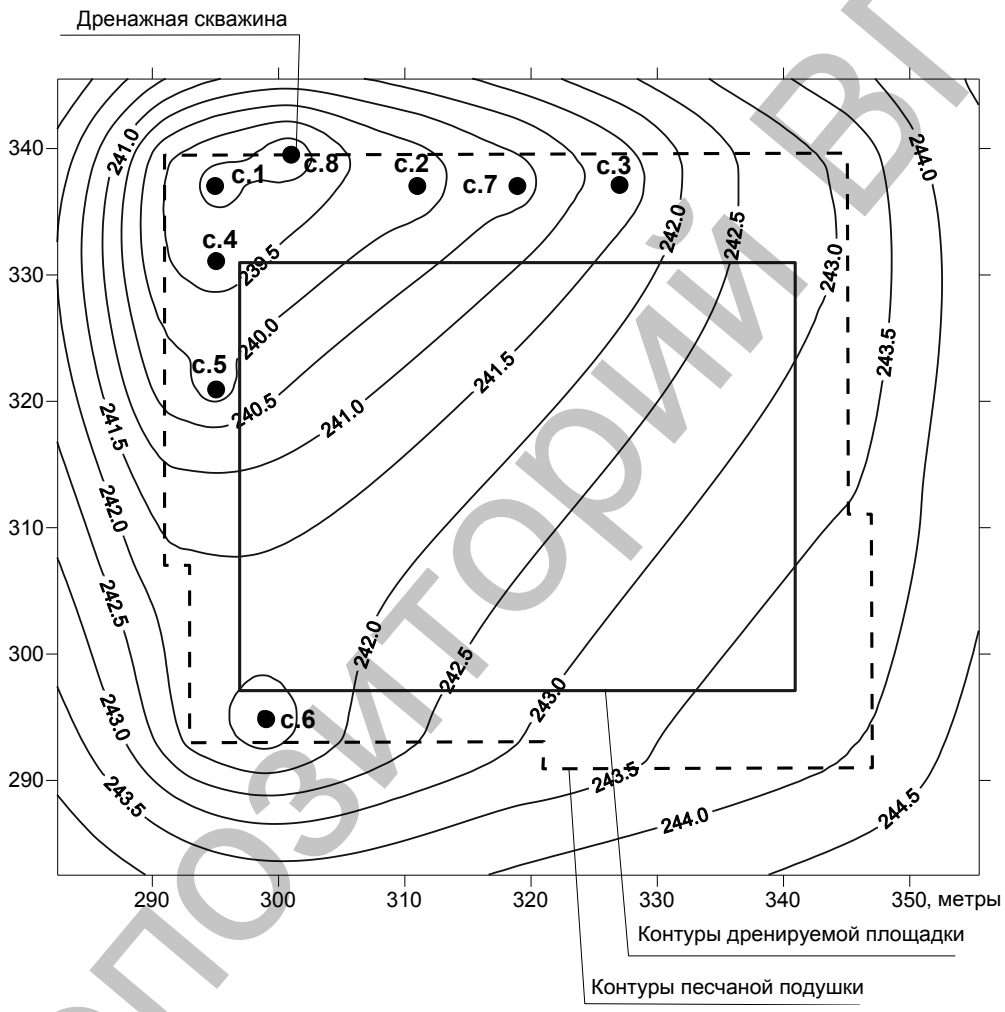


Рис. 6.4. **Схема расположения в плане дренируемой площадки, песчаной подушки и проектируемых дренажных скважин** (по А.Н. Галкину и др., 2008)

Такая схема дренажа обеспечивает понижение уровней грунтовых вод ниже отметки верха песчаной подушки в течение 30 суток, в последующие 30 суток уровни грунтовых вод снижаются до отметок 242,6 м и менее на всей дренируемой площадке. Техническая реализация данной схемы позволила в короткие сроки ликвидировать подтопление и вернуть объект в нормальный режим эксплуатации.

Репозиторий ВГУ

6.3.2. ЛТС «Гомельский химический завод»

Локальная литотехническая система «Гомельский химический завод» функционирует с 1966 г., специализируется на выпуске фосфорных удобрений. Негативным следствием ее работы явилось образование отвалов фосфогипса. Их складирование производится на открытый грунт без всяких защитных мероприятий. В настоящее время отвалы занимают площадь более 64 га, их высота превышает 100 м, а масса достигла 20 млн т (рис. 6.5, 6.6). В их солевом составе 97,0–97,2% занимает гипс ($CaSO_4 \times 2H_2O$), а 2,8–3,0% приходится на фосфаты железа и алюминия, ортофосфорную кислоту, фтор-силикаты калия и натрия, фториды кальция (Жогло и др., 2009).

Складирование отходов производства, размещение производственных зданий и сооружений вызвали существенные изменения геологической среды, выразившиеся в сульфатном, фосфатном и фторидном загрязнении грунтов и подземных вод, подъеме уровня грунтовых вод и, как следствие этого, в подтоплении и заболачивании исследуемой территории и прилегающих к ней земель. Изучение масштабов загрязнения геологической среды территории химзавода началось в 1981 г., когда Белорусским научно-исследовательским геолого-разведочным институтом был оборудован створ из 5 наблюдательных скважин на грунтовый водоносный горизонт. В 1984 г. Белорусской гидрогеологической экспедицией были пробурены еще 3 скважины на грунтовый и 1 - на палеогеновый водоносные горизонты. Целенаправленные работы по созданию мониторинга геологической среды в районе химзавода стали проводиться с 1986 г. научным коллективом Гомельского государственного университета имени Ф. Скорины, когда была организована специальная режимная сеть, состоящая в настоящее время из 70 скважин, оборудованных на грунтовый (36 скважин) и межпластовые среднеплейстоценовый (22 скважины) и палеогеновый (13 скважин) водоносные горизонты. Результаты режимных наблюдений показали, что под отвалами фосфогипса и промплощадкой завода сформировалась единая зона загрязнения длиной 4 км и шириной до 1,5 км, вытянутая в широтном направлении. При этом минерализация грунтовых вод составила 8,3–31,5 г/дм^3, содержание сульфат-иона в загрязненных водах достигло 3,0 и более г/дм^3, фосфатов – 13,2 г/дм^3, фтора – 38,0 мг/дм^3. В среднеплейстоценовом водоносном горизонте загрязнение было установлено на площади 1,9×0,75 км (по изолинии минерализации воды 1,0 г/дм^3). По изолинии 0,5 г/дм^3 площадь загрязнения достигла 2,4×1,7 км. Концентрация сульфатов в загрязненных подземных водах составила 0,5–4,0 г/дм^3, фосфатов – 4,3–11,2 мг/дм^3, фтора – 3,4–72,2 мг/дм^3. Отмечено также загрязнение палеогенового водоносного горизонта, залегающего на глубине 30–35 м. Под отвалами фосфогипса минерализация подземных вод составила 0,5–1,0 г/л, содержание сульфатов – 0,1–0,5 г/дм^3, фтора – до 34 мг/дм^3.

Репозиторий ВГУ

Рис. 6.5. **Вид участка размещения промышленной литотехнической системы «Гомельский химзавод»**
(по https://maps.google.com, 2013; http://odsgomel.org/rus/news/gomel, 2013)

Репозиторий ГГТУ

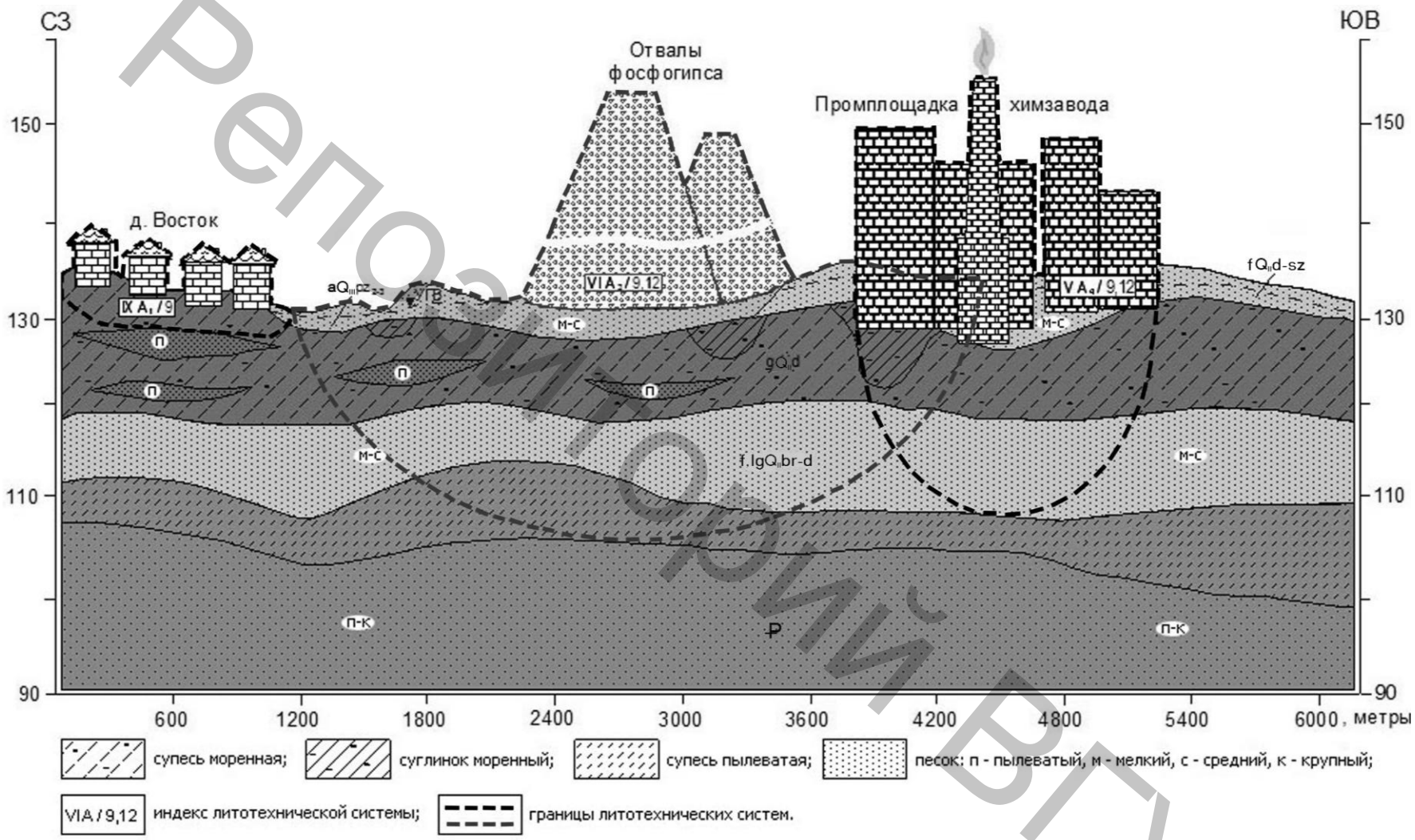


Рис. 6.6. **Профильная схема участка размещения промышленной литотехнической системы «Гомельский химзавод»**

Репозиторий ВГУ

Аналогичная ситуация сложилась и с загрязнением разделяющих водоносные горизонты слабопроницаемых глинистых грунтов. Кроме того, нарушение водного режима на территории Гомельского химзавода (ГХЗ), вызвавшего значительной подъем УГВ на 0,5–2 м, в совокупности с высокой агрессивностью подземных вод и грунтов привело на отдельных участках к разрушению фундаментов зданий и коммуникаций (Жогло и др., 2009).

После установления в 2005 г. критической стадии неустановившегося режима функционирования данной ЛТС актуальным стал вопрос о проведении инженерных мероприятий по предотвращению или снижению уровня воздействия технических объектов рассматриваемой системы на ее геологическую составляющую. С этой целью была разработана система численных геофильтрационных и геомиграционных моделей, позволяющая моделировать движение подземных вод и перенос ими загрязняющих веществ на исследуемой территории. Все модели были созданы на базе специализированного программного обеспечения компании «Геолинк» GWFS и MTS (Migration Transport Simulation).

Для выработки объективных подходов к оценке степени опасности существующего загрязнения подземных вод в районе Гомельского химзавода необходимы прогнозы развития процесса загрязнения в пространстве и во времени в двух основных вариантах: 1) инженерные мероприятия по локализации или ликвидации очагов загрязнения не применяются; 2) для управления состоянием подземных вод используются контрольно-профилактические мероприятия (Жогло, Галкин, 2008).

В результате решения миграционных задач без мероприятий инженерной защиты подземных вод от загрязнения было установлено, что в течение ближайших 50 лет существенного негативного влияния на подземные источники питьевого назначения за пределами собственной территории Гомельский химзавод не окажет. В соответствии с этим следует полагать, что произошедшее загрязнение подземных вод на данный момент времени не является экологически опасным, поэтому нет необходимости принимать экстренные меры по ликвидации источника загрязнения.

Очевидно, что отношение к имеющему место загрязнению подземных вод у общественности, специалистов и лиц, принимающих управляющие решения, будет значительно различаться в зависимости от того, каким объемом информации они располагают. Объективным это отношение может быть лишь при полном объеме информации. Отсюда вытекает важность решения на моделях задач управления. Прежде чем принять решение о строительстве инженерных сооружений по защите отдельных компонентов геологической среды, необходимо оценить эффективность этих сооружений. Задача решалась путем проведения многократных модельных экспериментов, показывающих различные сценарии развития исследуемого процесса после принятия защитных мероприятий.

Репозиторий ВГУ

С целью выбора схемы защиты подземных вод в районе ГХЗ от загрязнения оценивались гидрогеологическая эффективность горизонтального и вертикального дренажей, противофильтрационных экранов (стенок в грунте), закачки чистой воды в среднеплейстоценовый и палеогеновый водоносные горизонты, а также комбинированные схемы инженерной защиты. В результате многовариантных расчетов было установлено, что без ликвидации источника загрязнения – отвалов фосфогипса – ни один из реально осуществимых способов инженерной защиты не позволяет ликвидировать существующее загрязнение подземных вод. За счет горизонтального дренажа можно лишь локализовать загрязнение грунтовых вод и сократить поступление загрязненных вод и стоков в нижележащие водоносные горизонты (Жогло и др., 2009).

Накопленный опыт, совместная многолетняя работа с отделом охраны природы Гомельского химзавода привели к выводу о том, что задачу защиты подземных вод от загрязнения необходимо решать в комплексе с проблемой подтопления промплощадки завода. Впоследствии было определено, что наиболее реальным решением рассматриваемой проблемы могут быть понижение уровней подземных вод и локализация загрязнения с помощью гидравлической завесы в виде нескольких дренажных скважин, предназначенных для управления фильтрационным потоком подземных вод и стоков. Гидравлическая завеса должна предотвратить распространение загрязненных вод в сторону водозаборов и прилегающих к химзаводу сельских поселений. Дренажные воды целесообразно использовать в оборотном водоснабжении завода (рис. 6.7).

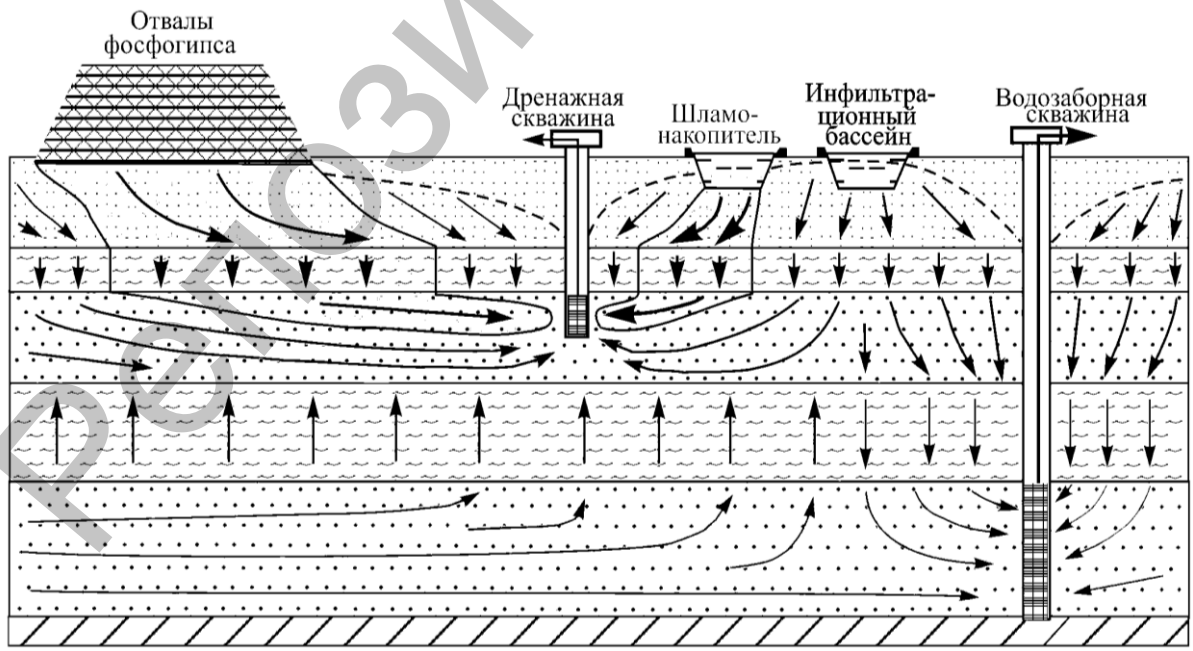


Рис. 6.7. **Схема движения подземных вод в условиях работы защитного вертикального дренажа** (по В.Г. Жогло, А.Н. Галкину, 2008)

Репозиторий ВГУ

С помощью модельных экспериментов было установлено, что наиболее оптимальной является гидравлическая завеса из 10 скважин с водоотбором с глубины 30–40 м и суммарным дебитом 9000 м^3/сут (рис. 6.8).

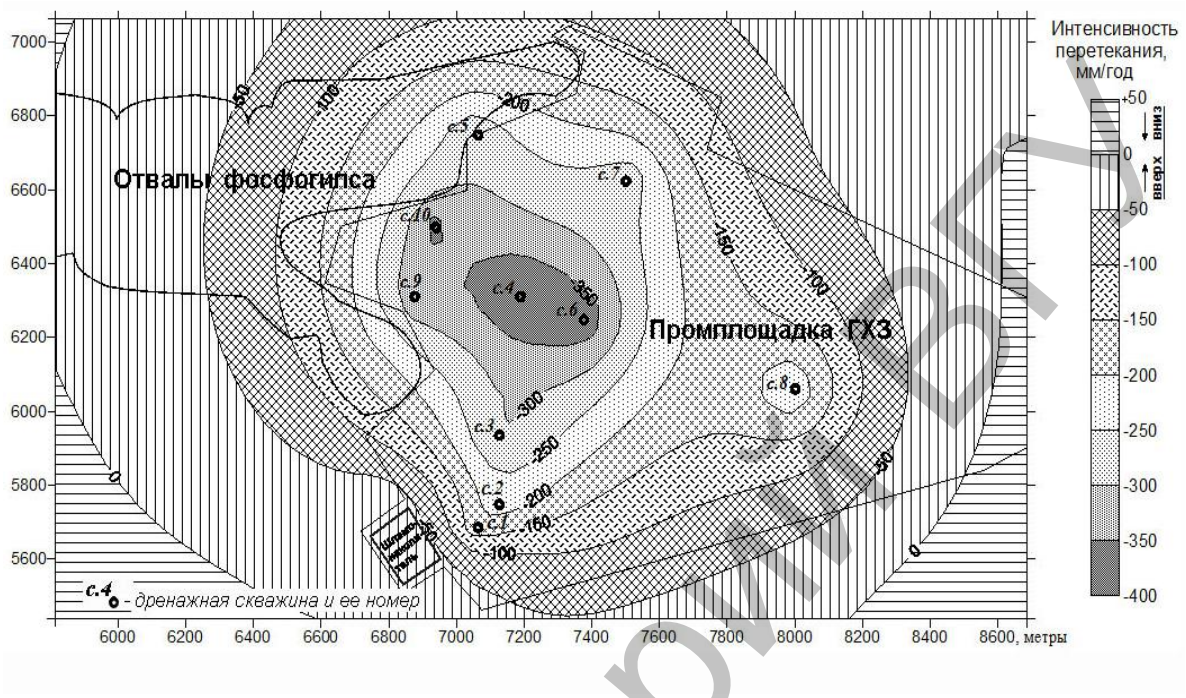


Рис. 6.8. **Карта интенсивности водообмена между палеогеновым и турон-маастрихтским водоносными горизонтами на территории Гомельского химзавода в условиях работы гидравлической завесы из 10 скважин** (по В.Г. Жогло, А.Н. Галкину, 2012)

При этом снижение УГВ в центре воронки депрессии составит 5–7 м, а под отвалами фосфогипса и на территории промплощадки завода сформируется восходящий подземный поток с интенсивностью 50–350 мм/год и выше, защищающий наиболее ценные турон-маастрихтский и юрско-нижнесеноманский водоносные горизонты от проникновения в них загрязнений (Жогло, Галкин, 2008). В течение 50 лет дренажные воды по своему качеству могут использоваться в оборотном водоснабжении Гомельского химзавода. Разработанный подход является не только экологически безопасным, но и экономически выгодным, так как решаются сразу три задачи: 1) сокращаются масштабы загрязнения подземных вод (происходит их локализация на территории химзавода); 2) дренируется промплощадка завода (защищается от подтопления и заболачивания); 3) дренажные подземные воды используются в оборотном водоснабжении.

Репозиторий ГГУ

З А К Л Ю Ч Е Н И Е

Таким образом, приведенный в настоящей монографии материал свидетельствует о том, что на территории Беларуси современные геологические и инженерно-геологические процессы и явления весьма специфичны, многочисленны и достаточно разнообразны. Одни из них (карст и суффозия) развиты преимущественно в юго-западных и восточных районах республики, причем наиболее активно карст и суффозия проявляются на востоке страны. Другие (оползни, обвалы) возникают главным образом в долинах крупных рек и овражно-балочных системах, третьи (эрозионные процессы, дефляция, засоление, подтопление, заболачивание и др.) наблюдаются в большинстве районов республики, хотя и имеют различные причины и закономерности развития. В большинстве своем все эти процессы являются неблагоприятными и существенно осложняют инженерно-хозяйственное освоение как крупных по площади территорий, так и локальных участков Беларуси, что, несомненно, обусловливает необходимость повышения внимания к инженерно-геологическим исследованиям и изысканиям на территории республики. Без учета инженерной геодинамики невозможно развитие всего инженерно-хозяйственного комплекса страны.

В настоящем издании предпринята первая попытка представить все многообразие развитых на территории Беларуси современных геологических и инженерно-геологических процессов и дать их всестороннюю и обобщающую характеристику, что по существу является главной отличительной чертой данного фундаментального труда от ранее опубликованных работ. При этом фундаментальность ему придает глубокая научная проработка излагаемого материала, основанная на последних отечественных и мировых достижениях в области инженерной геологии в целом и инженерной геодинамики в частности.

В монографии впервые рассмотрена история развития отечественной инженерной геодинамики, позволяющая совершенствовать ее методологию на основе накопленного опыта и все усложняющихся запросов практики.

В ней, кроме того, впервые собран и обобщен большой теоретический и фактический материал по современным геологическим и инженерно-геологическим процессам и явлениям территории Беларуси, предложена новая их классификация.

Также в работе всесторонне проанализированы современные инженерно-геологические методы их изучения и прогнозирования, охарактеризованы мероприятия по инженерной защите территорий от проявлений неблагоприятных и опасных процессов. С позиций концепции литотех-

Репозиторий ВГУ

нических систем предложена методология инженерно-геологического обоснования управления развитием негативных геологических и инженерно-геологических процессов в области взаимодействия инженерных сооружений и компонентов геологической среды, в том числе на базе мониторинга.

Книга содержит различный представительный иллюстративный, фактический и табличный материал, что делает эту работу полезной и для изыскателей.

Издание рассчитано на широкий круг специалистов – инженер-геологов, гидрогеологов, геоэкологов, почвоведов, географов, строителей, а также студентов и аспирантов различных специальностей, связанных с изучением современных геологических и инженерно-геологических процессов или инженерно-геологических условий регионов Беларуси. Авторы надеются на то, что предлагаемая монография будет с интересом встречена читателями и даст новый импульс к развитию в стране исследований в области инженерной геодинамики.

Репозиторий ВГУ

ЛИТЕРАТУРА

Абелев Ю.М., Абелев М.Ю. Основы проектирования и строительства на просадочных макропористых грунтах. – М.: Стройиздат, 1968. – 430 с.

Аверкина Т.И. Литотехнические системы как результат взаимодействия природных и технических объектов в приповерхностной части литосферы // Теория и методология экологической геологии / В.Т. Трофимов [и др.]; под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – С. 213–236.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2007. – Кн. 2: Микросейсмичность / под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – С. 7–25.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). – М.: ИНЭК, 2005. – 250 с.

Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Сафронов О.Н. Сейсмотектоника Беларуси и Прибалтики // Літасфера. – 1997. – № 7. – С. 5–18.

Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Сафронов О.Н., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмотектоническое районирование западной части Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2007. – Кн. 1: Землетрясения / под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – С. 368–381.

Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Левков Э.А. Геолого-геофизическая основа сейсмотектонического картографирования Восточно-Европейской платформы // Докл. АН Беларуси. – 1992. – Т. XXXVI, № 9–10. – С. 819–821.

Аксаментава Н.В., Данкевіч І.У., Найдзенкоў І.В., Пап А.М. Карта крышталічнага фундамента. М 1:2 000 000 // Нацыянальны атлас Беларусі. – Мінск, 2002. – С. 41.

Ананьев В.П., Потапов А.Д. Инженерная геология: учеб. для строит. спец. вузов. – 3-е изд., перераб. и испр. – М.: Высш. шк., 2005. – 575 с.

Андрианов С.Н. Дефляция торфа и супесей на осушенных болотах Белоруссии // Науч. труды Обнинского отд. ГО СССР. – 1968. – Сб. 1, ч. 2. – С. 3–14.

Арефьев С.С., Аптекман Ж.Я., Афимьина Т.В. и др. Каталог афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Физика Земли. – 1991. – № 11. – С. 60–73.

Аронов А.Г., Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. и др. Карта общего сейсмического районирования запада Восточно-Европейской платформы // Геология Беларуси. – Минск, 2001. – С. 634.

Репозиторий ВГУ

Аронов А.Г., Аронова Т.И. Сейсмическая активность разломов // Разломы земной коры Беларуси / под ред. Р.Е. Айзберга. – Минск: Красико-Принт, 2007. – С. 331–340.

Аронов А.Г. Геоэкологические аспекты мониторинга сейсмических процессов на территории Беларуси // Природопользование. – 2013. – № 24. – С. 96–105.

Аронова Т.И. Исторические и современные ощутимые землетрясения // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2007. – Кн. 1: Землетрясения / под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – С. 342–350.

Аронова Т.И. Особенности проявления сейсмотектонических процессов на территории Беларуси // Літасфера. – 2006. – № 2 (25). – С. 103–110.

Артюшков Е.В. Геодинамика. – М.: Наука, 1979. – 328 с.

Арутюнян Р.Н., Манукян А.В. Предотвращение суффозионных деформаций в загипсованных грунтах Еревана // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 1982. – № 4. – С. 19–21.

Архангельский И.В. Об использовании электроразведки для выявления суффозионных процессов около подземных коммуникаций // Современные проблемы инженерной геологии и гидрогеологии территории городов и городских агломераций. – М.: Наука, 1987. – С. 110–111.

Астапенко В.Н., Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А., Шишонок Н.А. Особенности строения линеаментной зоны, выявленной по топокартам в Центральной Беларуси // Доклады НАН Беларуси. – 2000. – Т. 44, № 3. – С. 84–86.

Астапенко В.Н., Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А., Шишонок Н.А. О природе регионального линеамента, выделенного по космическим снимкам в Центральной Беларуси // Исследование Земли из Космоса. – 1999. – № 6. – С. 71–75.

Базыленко Г.М. Некоторые морфологические особенности Осиповичского водохранилища // Вопросы географии Белоруссии. – 1970. – Вып. 2. – С. 33–38.

Барыкина О.С. Влияние вещественного состава пород на инженерно-геологические особенности разрывных тектонических структур // Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и экологической геологии: сб. тр. к 35-летию каф. гидрогеологии и инженерной геологии геолого- географического факультета Южного федерального университета. – Ростов н/Д, 2008. – С. 60–66.

Барыкина О.С. Инженерно-геологический анализ разрывных тектонических структур (на участках возведения плотин): автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук: 25.00.08 / МГУ. – М., 2004. – 21 с.

Большая советская энциклопедия: в 30 т. / гл. ред. А.М. Прохоров. – 3-е изд. – М. : Сов.энциклопедия, 1970. – Т. 26: Барий–Браслет. – 640 с.

Репозиторий ВГУ

Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. – М.: Недра, 1981. – 256 с.

Бондарик Г.К. Управление природно-техническими системами. Возможности и ограничения // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1994. – № 1. – С. 42–47.

Бондарик Г.К. Экологические проблемы и природно-технические системы. – М.: Икар, 2004. – 152 с.

Бондарик Г.К., Горальчук М.И., Сироткин В.Г. Закономерности пространственной изменчивости лессовых пород. – М.: Недра, 1976. – 238 с.

Бондарик Г.К., Иерусалимская Е.Н., Ярг Л.А. Научные основы информационного обеспечения управления состоянием окружающей среды на региональном уровне // Инженерная геология. – 2011. – № 3. – С. 12–18.

Бондарик Г.К., Пендин В.В., Ярг Л.А. Инженерная геодинамика: учебник. – М.: КДУ, 2007. – 440 с.

Бондарик Г.К., Ярг Л.А. Инженерно-геологические изыскания: учебник. – 2-е изд. – М.: КДУ, 2008. – 424 с.

Бондарик Г.К., Ярг Л.А. Природно-технические системы и их мониторинг // Инженерная геология. – 1990. – № 5. – С. 3–9.

Бочков Н.М. Механическая суффозия грунта. – М.: ОНТИ, 1936. – 46 с.

Булах В.Л. Опыт прогнозирования береговых процессов Каховского водохранилища // Гидротехническое строительство. – 1958. – № 3. – С. 34–38.

Бунэ В.И. Основные задачи инструментальных исследований для сейсмического микрорайонирования // Влияние грунтов на интенсивность сейсмических колебаний. Вопросы инженерной сейсмологии. – М.: Наука, 1973. – Вып. 15. – С. 61–71.

Варга А.А. Инженерно-тектонический анализ скальных массивов. – М.: Недра, 1988. – 216 с.

Варнес Д. Движения склонов, типы и процессы // Оползни. Исследование и укрепление / пер. под ред. Г.С. Золотарева. – М.: Мир, 1981. – С. 32–85.

Вашкевич А. История землетрясений в Беларуси. Стихия разрушает храмы // http://www.nv-online.info/by/158/society/28485.2016.

Веретенникова М.В. Механизм овражной эрозии и динамика русловых форм // Геоморфология. – 1998. – № 2. – С. 66–75.

Володина Л.А., Чернышев С.Н. Методика определения скорости плоскостного смыва для проектирования сооружений на склонах // Вестник МГСУ. – 2014. – № 8. – С. 54–61.

ВСН 29–85. Проектирование мелкозаглубленных фундаментов малоэтажных сельских зданий на пучинистых грунтах. – М.: Минсельстрой СССР, 1985. – 28 с.

Галкин А.Н. История становления и развития инженерно- геологических исследований в Белоруссии // Инженерная геология. – 2008. – № 2. – С. 28–32.

Репозиторий ВГУ

Галкин А.Н. Литотехнические системы Белоруссии: закономерности функционирования, мониторинг и инженерно-геологическое обоснование управления: автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук: спец. 25.00.08 / МГУ им. М.В. Ломоносова. – М., 2014. – 37 с.

Галкин А.Н. Методические основы оценки режима функционирования литотехнических систем // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2009. – № 4. – С. 46–50.

Галкин А.Н. Методологические основы инженерно-геологического обоснования управления литотехническими системами // Инженерная геология. – 2012. – № 2. – С. 63–72.

Галкин А.Н. Проблемы техногенного подтопления городов Беларуси // Проблемы инженерной геодинамики и экологической геодинамики: тр. междунар. науч. конф., Москва, 2–3 февр. 2006 г. / МГУ им. М.В. Ломоносова; под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. – М., 2006. – С. 85–86.

Галкин А.Н., Жогло В.Г., Ковалева А.В. Инженерно-геологические аспекты управления состоянием подземных вод при строительстве и эксплуатации инженерных сооружений на примере г. Минска // Инженерная геология. – 2008. – № 4. – С. 74–80.

Галкин А.Н., Красовская И.А. Природно-технические системы Витебской области и их значение при изучении состояния водно-болотных комплексов // Современное состояние и динамика биоразнообразия водно-болотных экосистем Белорусского Поозерья / В.Я. Кузьменко, А.Н. Галкин [и др.]; под ред. В.Я. Кузьменко. – Витебск: ВГУ имени П.М. Машерова, 2015. – С. 6–23.

Галкин А.Н., Красовская И.А., Тимошкова А.Д., Торбенко А.Б. Особенности форм проявления и закономерности развития опасных экзогенных процессов на территории г. Витебска // Сергеевские чтения. – Вып. 9: Опасные природные и техноприродные экзогенные процессы: закономерности развития, мониторинг и инженерная защита: материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии, Москва, 23 марта 2007 г. / РАН, Ин-т геоэкологии РАН; редкол.: В.И. Осипов (отв. ред.) [и др.]. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 17–21.

Галкин А.Н., Матвеев А.В., Жогло В.Г. Инженерная геология Беларуси. Основные особенности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий и история их формирования. – Витебск: Изд-во УО «ВГУ им. П.М. Машерова», 2006. – 208 с.

Галкин А.Н., Тимошкова А.Д., Красовская И.А., Торбенко А.Б. Особенности проявления современных экзогенных процессов на территории Витебска / А.Н. Галкин [и др.] // Літасфера. – 2007. – № 1 (26). – С. 73–77.

Галкин А.Н., Трацевская Е.Ю., Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А., Шишонок Н.А. Современные геологические процессы как фактор формирования инженерно-геологических условий территории г. Гомеля // Літасфера. – 2003. – № 2 (19). – С. 67–73.

Репозиторий ВГУ

Ганова С.Д. Геоэкологический мониторинг территорий расположения объектов транспорта газа в криолитозоне (теория, методология, практика): автореф. дис. … д-ра геол.-минер. наук: 25.00.36 / РГГРУ. – М., 2008. – 43 с.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Айзберг Р.Е. и др. Космотектоническая карта Беларуси масштаба 1:500 000: создание и результаты // Літасфера. – 2013. – № 1 (38). – С. 3–29.

Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В. Разломы консолидированной литосферы Беларуси по геофизическим данным // Літасфера. – 2005. – № 2 (23). – С. 102–113.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л. и др. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2008. – № 1. – Вып. 11. – С. 32–47.

Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. – М.: Мысль, 1972. – 392 с.

Геология Беларуси / под ред. А.С. Махнача, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева [и др.]. – Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. – 815 с.

Геологический словарь. Т. 1 (А–М) / под ред. А.Н. Криштофовича. – М.: Недра, 1978. – 486 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Недра, 1975. – 536 с.

Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация // Региональное развитие кор выветривания в СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 71–101.

Гинзбург И.И., Никитин К.К. Термины и понятия, относящиеся к коре выветривания // Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 151–158.

Гольц С.И. Деятельность человека как геотектонический фактор // Вопросы изучения режима подземных вод и инженерно-геологических процессов. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1973. – Вып. 61. – С. 164–169.

Горелов С.К. Развитие процессов поверхностного смыва и линейной эрозии в Центральном Копетдаге // Известия АН СССР. Сер., География. – 1974. – № 4. – С. 90–97.

Горная энциклопедия. Т. 3: Кенган–Орт / под ред. Е.А. Козловского. – М.: Сов. энцикл., 1987. – 592 с.

Горшков Г.П., Якушова А.Ф. Общая геология: учебник. – 3-е изд. – М.: МГУ, 1973. – 592 с.

Горяйнов Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. – М.: Недра, 1979. – 143 с.

Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Белорусская ССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – Т. 3. – 667 с.

Гречаник Н.Ф., Матвеев А.В., Богдасаров М.А. Рельеф территории Подлясско-Брестской впадины. – Брест: БрГУ, 2013. – 154 с.

Репозиторий ВГУ

Григоренко А.К., Кюнтцель В.В., Новак В.Е., Таматус З.П. Инженерная геодинамика. – Киев: Лыбидь, 1992. – 296 с.

Губин В.Н. Техногенная сейсмичность при разработке калийных месторождений // Современные проблемы геологии: университетские научные чтения, посвященные 60-летию открытия Старобинского месторождения калийных солей, Минск, 3–4 апр. 2009 г. / под общ. ред. Э.А. Высоцкого [и др.]. – Минск: БГУ, 2009. – С. 18–20.

Губин В.Н., Высоцкий Э.А., Кутырло В.Э. Современная геодинамика Старобинского месторождения калийных солей // Вестн. БГУ. Сер. 2. – 2006. – № 3. – С. 97–102.

Губин В.Н., Ковалев А.А., Коркин В.Д. Аэрокосмическое изучение экзогенных процессов в условиях техногенеза. – Минск: Юнипак, 2003. – 142 с.

Гутенберг Б., Рихтер Ч.Ф. Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений // Слабые землетрясения. – М.: Иностранная лит-ра, 1961. – С. 45–71.

Гущин В.Ф. Расчет высот ветровых волн // Сб. работ Рыбинской ГМО. – 1966. – Вып. 5. – С. 47–52.

Дедков А.П., Двинских А.П., Курбанова С.Г., Мозжерин В.И., Шарифуллин А.Н. Склоновая и пойменная дефлюкция в речных долинах востока Русской равнины // Ученые записки Казанского университета. Сер., Естеств. науки. – 2008. – Т. 150, кн. 4. – С. 59–66.

Денисенков В.П. Основы болотоведения: учеб. пособие. – СПб.: СПбУ, 2000. – 224 с.

Дзекцер Е.С. Закономерности формирования процесса подтопления застраиваемых территорий грунтовыми водами // Процессы подтопления застроенных территорий грунтовыми водами (прогноз и защита): тез. докл. Всесоюз. совещ., Новосибирск, 9–11 окт. 1984 г. / ИГД АН СССР. – Новосибирск, 1984. – Ч. 1. – С. 5–9.

Динамическая геоморфология / под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 448 с.

Дмитриев В.В. Исследование факторов, влияющих на переработку берегов водохранилищ: автореф. дис. ... канд. техн. наук: 04.00.07 / Моск. геол.-развед. ин-т им. С. Орджоникидзе. – М., 1974. – 17 с.

Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А. Сильнейшие землетрясения Карпатского региона в XVIII–XX веках // Buletinul Institutului de Geofizică şi Geologie al AŞM. – 2006. – № 1. – С. 37–64.

Емельянов А.Г. Основы природопользования. – М.: Академия, 2004. – 304 с.

Емельянов А.Г. Подтопление как физико-географический процесс // Влияние Иваньковского водохранилища на природу прилегающих территорий. – Калинин, 1975. – С. 5–16.

Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. – М.: Недра, 1972. – 310 с.

Репозиторий ВГУ

Епишин В.К., Трофимов В.Т. Особенности взаимодействия геологической среды и инженерных сооружений // Теоретические основы инженерной геологии. Социально-экономические аспекты / под ред. Е.М. Сергеева. – М.: Недра, 1985. – С. 32–36.

Епишин К.К., Экзарьян В.Н. Прогноз процесса формирования берегов водохранилищ. – М.–Л.: Энергия, 1979. – 112 с.

Ермолаев В.П. Современные экзогенные геологические процессы на территории юго-восточной Белоруссии // Геология осадочного чехла Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1984. – С. 128–135.

Жаркова Ю.Г., Петров В.Н. Определение интенсивности смыва по обнаженным частям корней растений // Эрозия почв и русловые процессы. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – Вып. 4. – С. 58–60.

Жилко В.В., Ярошевич Л.М. Ветровая эрозия почв и борьба с ней // Проблемы Полесья. – 1974. – Вып. 3. – С. 94–111.

Жогло В.Г., Галкин А.Н. Мониторинг подземных вод на водозаборах и экологически опасных объектах юго-востока Беларуси. – Витебск: Изд-во ВГУ им. П.М. Машерова, 2008. – 161 с.

Жогло В.Г., Галкин А.Н. Мониторинг и управление состоянием подземных вод на водозаборах и экологически опасных объектах. – Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012. – 133 с.

Жогло В.Г., Галкин А.Н., Ковалева А.В. Особенности создания системы инженерной защиты геологической среды от негативных техногенных процессов в районе Гомельского химического завода // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2009. – № 4. – С. 298–310.

Заруба К., Менцл В. Инженерная геология / пер. под ред. Г.С. Золотарева. – М.: Мир, 1979. – 468 с.

Земляницкий Л.Т. Об эрозии почв в горных областях Южной Киргизии и Узбекистана // Эрозия почв. – М.: АН СССР, 1937. – С. 59–67.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.

Золотарев Г.С. Вопросы инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 169 с.

Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика: учеб. пособие для вузов. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – 383 с.

Золотарев Г.С. Методика инженерно-геологических исследований: учебник. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 384 с.

Золотарев Г.С., Калинин Э.В., Минервин А.В. Учебное пособие по инженерной геологии. – М.: Изд-во МГУ, 1970. – 382 с.

Зорина Е.Ф., Никольская И.И., Прохорова С.Д. Оценка опасности овражообразования // Геоморфология. – 2002. – № 2. – С. 60–67.

Иванов И.П. Инженерно-геологические свойства лессовых пород Среднего Приднепровья и юго-западного склона Среднерусской возвы-

Репозиторий ВГУ

шенности: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук: 04.00.07 / Лен. горн. ин-т. – Л., 1956. – 26 с.

Иванов И.П. Классификация оползней // Болгарский журн. геол. об-ва. – 1971. – № 3. – С. 345–347.

Иванов И.П., Поспехов Г.Б. О некоторых инженерно-геологических проблемах, возникающих в результате взаимодействия техногенной и геологической сред // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2008. – № 6. – С. 197–201.

Иванов И.П., Тржцинский Ю.Б. Инженерная геодинамика. – СПб.: Наука, 2001. – 416 с.

Иванов Н.Н. Особенности развития эрозионных процессов на откосах земляного полотна автомобильных дорог // Геоморфология. – 1988. – № 2. – С. 39–43.

Иванов О.П., Мазур И.И. Опасные природные процессы. – М.: ЗАО «Экономика», 2004. – 702 с.

Инженерная геология России / В.Т. Трофимов, Э.В. Калинин, Ю.К. Васильчук [и др.]; под ред. В.Т. Трофимова, Э.В. Калинина. – М.: КДУ, 2013. – Т. 2: Инженерная геодинамика территории России. – 816 с.

Инженерные изыскания в строительстве / под ред. С.П. Абрамова. – М.: Стройиздат, 1982. – 359 с.

Инструкция по определению расчетных гидрологических характеристик при проектировании противоэрозионных мероприятий на Европейской территории СССР: ВСН 04–77 / Госкомгидромет. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 62 с.

Исакова Е.А., Клевеко В.И. Особенности расчета и конструирования фундаментов на просадочных грунтах // Вестник ПНИПУ. Строительство и архитектура. – 2015. – № 3. – С. 41–53.

Истомина В.С. Фильтрационная устойчивость грунтов. – М.: Госстройиздат, 1957. – 295 с.

Казаков К.Я. Суффозионные явления на Русской равнине и смежных территориях // Изв. ВГО. – 1981. – Т. 113, вып. 1. – С. 44–48.

Калинин М.Ю., Волчек А.А., Шведовский П.В. Чрезвычайные ситуации и их последствия: мониторинг, оценка, прогноз и предупреждение. – Минск: Изд-во Белсэнс, 2010. – 275 с.

Кальянов К.С. Динамика процессов ветровой эрозии почв. – М.: Наука, 1976. – 155 с.

Карабанов А.К., Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмогенерирующие структуры и зоны возникновения очагов землетрясений на территории Беларуси // Проблемы региональной геологии Беларуси: IV Университетские геологические чтения, посвящ. 15-летию кафедры динамической геологии БГУ, Минск, 2–3 апр. 2010 г. / редкол.: Э.А. Высоцкий [и др.]; под ред. проф. Э.А. Высоцкого. – Минск: БГУ, 2010. – С. 12–15.

Репозиторий ВГУ

Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. – Минск, 2009. – 183 с.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2500000 / под ред. Ю.А. Мещерякова. – М.: ГУГК, 1973.

Качугин Е.Г. Инженерно-геологические исследования и прогнозы переработки берегов водохранилищ // Рекомендации по изучению берегов водохранилищ. – М., 1959. – С. 89–120.

Качугин Е.Г. Некоторые закономерности процессов переработки берегов водохранилищ // Труды Лаб. гидрогеол. проблем. – АН СССР. – 1961. – Т. 35. – С. 36–46.

Кизевальтер Д.С., Раскатов Г.И., Рыжова А.А. Геоморфология и четвертичная геология. (Геоморфология и генетические типы отложений): учеб. пособие. – М.: Недра, 1981. – 215 с.

Клименко А.И., Пахомов С.И. Инженерно-геологические расчеты на программируемых микрокалькуляторах. – М.: Недра, 1991. – 168 с.

Козлов М.Ф., Кривецкая Т.Д., Гречко А.М., Пашкевич В.И. Влияние осушительных мелиораций на формирование режима подземных вод // Проблемы изучения земной коры Белоруссии и сопредельных территорий / АН БССР, Ин-т геохим. и геофиз.; отв. ред. В.А. Кузнецов. – Минск: Наука и техника, 1986. – С. 119–130.

Козырев А.А. Геомеханическое обеспечение горных работ при отработке удароопасных месторождений в тектонически напряженных массивах // Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. – Апатиты, 1998. – С. 11–25.

Козменко А.С. Борьба с эрозией почвы. – М.: Сельхозгиз, 1957. – 207 с.

Коломенский Н.В. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. – М.: Госгеолиздат, 1952. – 68 с.

Колпашников Г.А. Инженерная геология: учеб. пособие. – Минск: УП «Технопринт», 2005. – 126 с.

Кондратьев Н.Е. Прогноз переформирования берегов водохранилищ под действием ветровой волны // Труды ГГИ. – 1956. – Вып. 56. – С. 5–26.

Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снищенко Ф.В. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 272 с.

Коптев А.И. Лессы Белоруссии // Проблемы региональной геологии Белоруссии: сб. науч. тр. / БелНИГРИ; редкол.: С.П. Гудак (отв. ред.) [и др.]. – Минск, 1974. – С. 25–34.

Коровкин В.Н., Липский В.К., Шароглазова Г.А., Соловьев А.Н., Ялтыхов В.В. Геологические условия возникновения аварийности на магистральных трубопроводах // Автоматизированные технологии изысканий и проектирования. – 2008. – № 1 (28). – С. 58–60.

Королев В.А. Инженерная защита территорий и сооружений: учеб. пособие. – М.: КДУ, 2013. – 484 с.

Репозиторий ВГУ

Королев В.А. Инженерная и экологическая геодинамика: эл. учеб. на CD. – М.: МГУ, 2004. (660 МБт).

Королев В.А. Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем: учеб. пособие / под ред. В.Т. Трофимова. – М.: КДУ, 2007. – 416 с.

Королев В.А. Мониторинг геологической среды: учебник / под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 272 с.

Королев В.А. Очистка грунтов от загрязнений. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 365 с.

Королев В.А. Эколого-геологический мониторинг // Теория и методология экологической геологии / под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – С. 285–318.

Королев В.А., Галкин А.Н. Геологические и инженерно-геологические процессы и явления: определение и содержание понятий // Инженерная геология. – 2011. – № 1. – С. 19–27.

Короновский Н.В. Общая геология: учебник. – М.: МГУ, 2002. – 405 с.

Короновский Н.В. Общая геология: учебник. – М.: КДУ, 2006. – 528 с.

Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии: учебник. – М.: Высшая школа, 1991. – 210 с.

Корсакова О.П. Геоморфологическая роль суффозии в лессовых породах Белоруссии: автореф. дис. ... канд. географ. наук: 11.00.04 / Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. – М., 1990. – 23 с.

Котлов Ф.В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. – М.: Наука, 1977. – 172 с.

Котлов Ф.В. Изменения геологической среды под влиянием деятельности человека. – М.: Недра, 1978. – 263 с.

Котлов Ф.В. Изменение природных условий территории Москвы под влиянием деятельности человека и их инженерно-геологическое значение. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 264 с.

Крутов В.И. Классификация просадочных лессовых грунтов // Геоэкология. – 1998. – № 3. – С. 55–64.

Крутов В.И. Основания и фундаменты на просадочных грунтах. – Киев: Будівельник, 1982. – 222 с.

Кудельский А.В., Пашкевич В.И. Качество питьевых подземных вод в сельских населенных пунктах Беларуси: инф. бюллетень / Бел. науч.-исслед. центр «Экология». – Минск, 1997. – № 5 (12). – 22 с.

Кукал З. Скорость геологических процессов. – М.: Мир, 1987. – 246 с.

Кухарчик Т.И. Верховые болота Беларуси: трансформация, проблемы использования. – Минск: Навука і тэхніка, 1996. – 132 с.

Кухарчик Ю.В. Геология четвертичных отложений: учеб. пособие. – Минск: БГУ, 2011. – 160 с.

Кюнтцель В.В. Закономерности оползневого процесса на европейской территории СССР и его региональный прогноз. – М.: Недра, 1980. – 210 с.

Репозиторий ВГУ

Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. – М.: МГУ, 1993. – 200 с.

Левкевич В.Е. Влияние грунтовых вод на устойчивость абразионных берегов водохранилищ Белоруссии // Водное хозяйство и гидротехническое строительство. – 1989. – Вып. 18. – С. 76–83.

Левкевич В.Е. Районирование и типизация берегов водохранилищ Белоруссии (на примере Полесья) // Проблемы Полесья. – Минск: Наука и техника, 1990. – Вып. 13. – С. 159–166.

Левкевич В.Е. Регрессионная модель процесса переработки берегов малых водохранилищ // Водное хозяйство и гидротехническое строительство. – 1984. – Вып. 13. – С. 46–49.

Левкевич В.Е., Лопух П.С. Рациональное использование и охрана прибрежных ландшафтов на водохранилищах Белоруссии. – Минск: Изд. БелНИИ НТИ, 1990. – 61 с.

Левкевич Е.М., Сапожников Г.П. Из опыта эксплуатации креплений верховых откосов земляных плотин и берегов водохранилищ БССР // Водное хозяйство Белоруссии. – 1977. – Вып. 7. – С. 97–105.

Левкевич Е.М., Юхновец В.Н. Исследование пологих неукрепленных откосов земляных плотин и дамб на водоемах БССР // Водное хозяйство Белоруссии. – 1976. – Вып. 6. – С. 70–77.

Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси // Літасфера. – 1994. – № 1. – С. 119–126.

Леонович И.И., Вырко Н.П. Глубина промерзания грунтов – важнейший фактор водно-теплового режима земляного полотна // Строительная наука и техника. – 2011. – № 5. – С. 27–35.

Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 420 с.

Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник для географ. спец. вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Высшая школа, 1988. – 319 с.

Лепешев А.А., Кадацкий В.Б., Кучерова Е.В. Овражная эрозия почв в Беларуси // Геаграфія. Праблемы выкладання. – 2014. – № 5. – С. 3–7.

Лессовые породы СССР: в 2 т. / под ред. Е.М. Сергеева, А.К. Ларионова, Н.Н. Комиссаровой. – М.: Недра, 1986. – Т. 1. – 232 с.

Лилиенберг Д.А., Мещерский И.Н. Современные тектонические движения Апшсронского полуострова // Современные движения земной коры. – 1968. – № 4.

Ловчиков А.В. Параметры очагов сильнейших горно-тектонических ударов на рудниках России // Горный журнал. – 2000. – № 2. – С. 9–11.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: Недра, 1977. – 416 с.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. – Л.: Недра, 1970. – 528 с.

Репозиторий ВГУ

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. – Л.: Недра, 1984. – 511 с.

Ломтадзе В.Д. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1986. – 272 с.

Ломтадзе В.Д. Словарь по инженерной геологии. – СПб.: СПбГГИ, 1999. – 360 с.

Лопух П.С. Формирование и закономерности развития водоемов замедленного водообмена Беларуси: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук: 25.00.23 / Белорус. гос. ун-т. – Минск, 2002. – 44 с.

Лопух П.С., Якушко О.Ф. Общая лимнология: пособие для студентов геогр. фак-тов [Электронный ресурс]. – Минск: БГУ, 2011. – Режим доступа: http://www.elib.bsu.by, ограниченный.

Лукашев В.К. Некоторые данные о генезисе и литологии эоловых отложений Белорусского Полесья // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. – Минск, 1961. – С. 230–248.

Лукашев В.К. Палеогеографические условия дюнообразования в Полесье // Доклады АН БССР. – 1963. – Т. VII, № 5. – С. 334–338.

Лысенко М.П. К вопросу о зональности лессовых пород европейской части СССР // Докл. АН СССР. – 1962. – Т. 142, № 4. – С. 926–929.

Лямзина Г.А. Об определении сейсмических свойств грунтов при помощи передвижной сейсмической станции // Тр. ИФЗ АН СССР. № 10. – М., 1960. – С. 141–152.

Мавлянов Г.А., Уломов В.И., Абдуллабеков К.Н., Хусамиддинов С.С. Исследования вариаций параметров естественных электромагнитных полей в целях прогноза землетрясений // Узбекский геологический журнал. – 1979. – № 5. – С. 11–22.

Магницкий А.В. Внутреннее строение и физика Земли. – М.: Недра, 1965. – 379 с.

Мазур И.И., Молдаванов О.И. Курс инженерной экологии: учебник для вузов. – М.: Высшая школа, 1999. – 447 с.

Макарочкин А.В., Шарай В.Н., Ловыгин Н.И. Состав и строительные свойства лессовидных грунтов БССР. – Минск: Госиздат БССР, 1959. – 124 с.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. – Пермь: Перм. книж. изд-во, 1963. – Т. 1: Вопросы морфологии, спелеологии и гидрогеологии карста. – 445 с.

Максимович Г.А. Основы карстоведения. – Пермь: Перм. ун-т, 1969. – Т. 2: Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст. – 529 с.

Максимович Н.Г., Первова М.С. О необходимости учета развития мелового карста при строительстве крупных объектов в Беларуси // Строительная наука и техника. – 2009. – № 3 (24). – С. 79–82.

Максимчук В.Л. Рациональное использование и охрана берегов водохранилищ. – Киев: Будівельник, 1981. – 112 с.

Репозиторий ВГУ

Маркин В.Н., Раткович Л.Д., Соколова С.А. Обоснование мероприятий по защите земель от затопления: учеб. пособие. – М.: МГУП, 2010. – 59 с.

Маркин В.Н., Раткович Л.Д., Соколова С.А. Обоснование мероприятий по защите земель от затопления: учеб. пособие. – М.: РАГУ МСХА, 2015. – 78 с.

Маслов Б.С. Мелиорация торфяных болот: учебник. – Томск: Изд-во ТГПУ, 2006. – 195 с.

Маслов Н.Н. Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве. – М.–Л.: Госэнергоиздат, 1955. – 468 с.

Матвеев А.В. История формирования рельефа Белоруссии. – Минск: Навука і тэхніка, 1990. – 144 с.

Матвеев А.В. Районирование территории Беларуси по особенностям современных движений земной коры // Доклады НАН Беларуси. – 2007. – Т. 51, № 3. – С. 109–111.

Матвеев А.В., Ажгиревич Л.Ф., Вольская Л.С. и др. Кольцевые структуры территории Беларуси. – Минск, 1993. – 82 с.

Матвеев А.В., Бордон В.Е., Нечипоренко Л.А. Техногенное загрязнение покровных отложений вдоль автомобильных дорог на территории Беларуси // Вучоныя запіскі Брэсцкага ўніверсітэта. – 2009. – Вып. 5. – Ч. 2: Прыродазнаўчыя навукі. – С. 110–117.

Матвеев А.В., Ковалев А.А., Нечипоренко Л.А. и др. Современные горизонтальные движения земной коры на территории Воложинского и Солигорского геодинамических полигонов (Беларусь) // Літасфера. – 2002. – № 1 (16). – С. 113–117.

Матвеев А.В., Моисеенко В.Ф., Илькевич Г.И., Крутоус Э.А., Левицкая Р.И. Рельеф Белорусского Полесья. – Минск: Наука и техника, 1982. – 131 с.

Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Линеаменты территории Беларуси. – Минск, 2001. – 124 с.

Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Особенности проявления и взаимодействия современных геологических процессов на территории Беларуси // Весн. Брэсцкага ўн-та. Сер. 5. – 2011. – № 2. – С. 91–99.

Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Последствия проявления опасных геологических процессов на территории Беларуси // Природопользование. – 2016. – Вып. 29. – С. 30–37.

Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А., Шишонок Н.А. Особенности современных вертикальных движений земной коры на территории Беларуси // Доклады НАН Беларуси. – 1998. – Т. 42, № 2. – С. 107–109.

Матвеев Ю.Д. Динамика выветривания осадочных пород. – М.: Наука, 1972. – 87 с.

Мацвееў А.В., Нечыпарэнка Л.А. Сучасныя вертыкальныя рухі зямной кары. М 1: 4 000 000 // Нацыянальны атлас Беларусі. – Мінск, 2002. – С. 49.

Медведев С.В. Инженерная сейсмология. – М.: Госстройиздат, 1962. – 283 с.

Репозиторий ВГУ

Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород / под ред. Е.М. Сергеева, С.Н. Максимова, Г.М. Березкиной. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. – Т. 1. – 347 с.

Мироненко В.А., Шестаков В.М. Основы гидрогеомеханики. – М.: Недра, 1974. – 296 с.

Молодых И.И. Грунты подов и степных блюдец субаэрального покрова Украины. Гидрогеологические и инженерно-геологические особенности. – Киев: Наукова думка, 1982. – 158 с.

Молоков Л.А. Инженерно-геологические процессы. – М.: Недра, 1985. – 206 с.

Мотуз В.М. Условия образования лессовых пород перигляциальной зоны плейстоцена (в пределах Белоруссии) // Инженерная геология. – 1980. – № 2. – С. 14–25.

Мушкетов И.В. Материалы для изучения землетрясений России // Приложение к XXXV тому Известий Императорского Русского Географического общества. – Санкт-Петербург, 1899. – С. 91–102.

Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. – М.: Наука, 1975. – С. 6–29.

Нацыянальны атлас Беларусі / гал. рэдкал.: М.У. Мясніковіч [і інш.]. – Мінск: Камітэт па зямельных рэсурсах, геадэзіі і картаграфіі пры Савеце Міністраў Рэсп. Беларусь, 2002. – 292 с.

Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. – М.: Наука, 2004. – 780 с.

Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А., Миндель И.Г., Серебрякова Л.И., Соколов В.С., Хайме Н.М. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инженерная геология. – 1992. – № 2. – С. 17–32.

Нечипоренко Л.А. Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенового покрова Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1989. – 114 с.

Никитин К.К. Классификация кор выветривания и связанные с ними месторождения полезных ископаемых // Кора выветривания. Вып. 10. – М.: Изд-во АН СССР, 1968. – 312 с.

Николаев А.В. О возможном влиянии разработки нефти на параметры Нефтегорского землетрясения // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений МЧС России. – 1995. – С. 15–25.

Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности // Наведенная сейсмичность. – М.: Наука, 1994. – С. 5–15.

Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 392 с.

Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. – 491 с.

Репозиторий ВГУ

Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1949. – 296 с.

Никонов М.Н. Районирование торфяных болот в связи с использованием их в народном хозяйстве // Тр. Ин-та леса АН СССР. – 1955. – Т. XXXI. – С. 49–63.

Нифонтов А.П. Оползни. Теория и практика их изучения // Труды ЦНИГРИ. Вып. 32. – Л.–М.: ОНТИ, 1935. – 204 с.

Обоснование инвестирования в строительство атомной электростанции в Республике Беларусь. Книга 11: Оценка воздействия на окружающую среду. Часть 8: Отчет об ОВОС. Часть 8.2: Текущее состояние окружающей среды: пояснительная записка / Минэнерго Респ. Беларусь, ПНИРУП «БелНИПИэнергопром». – Минск, 2010. – С. 206–208.

Озера Белоруссии: справочник / под ред. О.Ф. Якушко. – Минск: Ураджай, 1988. – 216 с.

Опасные экзогенные процессы / под ред. В.И. Осипова. – М.: ГЕОС, 1999. – 290 с.

Орлов В.О. Криогенное пучение тонкодисперсных грунтов. – М., 1962. – 188 с.

Основные характеристики землетрясений // Объединенный институт энергетических и ядерных исследований – Сосны НАН Беларуси. Информационный бюллетень. – 2011. – № 1–2. – Сер., Атомная энергетика. – 10 с.

Павловский А.И. Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси. – Минск: Навука і тэхніка, 1994. – 102 с.

Павчич М.П., Балыков Б.И. Методы определения коэффициента фильтрации грунта. – Л.: Энергия, 1976. – 115 с.

Палеотектоника Белоруссии / под ред. Р.Г. Гарецкого. – Минск: Наука и техника, 1983. – 181 с.

Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. – 1967. – № 5. – С. 8–25.

Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере // Геотектоника. – 1982. – № 6. – С. 5–24.

Пендин В.В. Исследование применимости существующих методов прогноза переработки берегов проектируемых водохранилищ европейской части СССР: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук: 04.00.07 / Моск. геол.-развед. ин-т им. С. Орджоникидзе. – М., 1977. – 20 с.

Переслегина Р.Е. Оценка скорости плоскостного сноса по обнаженным корням растений // Геоморфология. – 1982. – № 2. – С. 79–83.

Петров Н.Ф. Оползневые системы. Простые оползни (аспекты классификации). – Кишинев: Штиинца, 1987. – С. 162.

Петухов И.М. Некоторые решения проблемы горных ударов при разработке рудных и нерудных месторождений // Прогноз и предотвращение горных ударов на рудных месторождениях. – Апатиты, 1987. – С. 10–16.

Репозиторий ВГУ

Печеркин И.А. Геодинамика побережий Камских водохранилищ. Ч. II: Геологические процессы. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1969. – 307 с.

Пидопличко А.П. Торфяные месторождения Белоруссии (генезис, стратиграфия и районирование). – Минск: АН БССР, 1961. – 192 с.

Пиотровская Т.Ю. Неотектонические движения как фактор формирования типов геодинамической обстановки // Теоретические основы инженерной геологии. Геологические основы / под ред. Е.М. Сергеева. – М.: Недра, 1985. – С. 174–183.

Плотников Н.И., Краевский С. Гидрогеологические аспекты охраны окружающей среды. – М.: Недра, 1983. – 207 с.

Полынов Б.Б. Кора выветривания. Часть 1: Процессы выветривания. Основные фазы и формы выветривания и их распределение. – Л.: Изд-во АН СССР, 1934. – 242 с.

Пособие по проектированию оснований зданий и сооружений (к СНиП 2.02.01–83). – М.: Стройиздат, 1986. – 415 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). – М.: Изд-во МГУ, 1967. – 304 с.

Попов И.В. Инженерная геология. – М.: Изд-во МГУ, 1959. – 510 с.

Природная среда Беларуси / под ред. В.Ф. Логинова. – Минск: НОООО «БИП-С», 2002. – 424 с.

Природные опасности России: монография: в 6 т. / под ред. В.М. Кутепова, А.И. Шеко. – М.: КРУК, 2002. – Т. 3: Экзогенные геологические опасности. – 348 с.

Пьявченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. – М.: Наука, 1985. – 152 с.

Ратькова Е.И. Изменения состояний лесных грунтов в переходные периоды: промерзание и оттаивание // Труды лесоинженерного факультета ПетрГУ; редкол.: В.С. Сюнев (отв. ред.) [и др.]. – Петрозаводск, 2010. – Вып. 8. – С. 123–125.

Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. – М.: Наука, 1964. – С. 88–93.

Рекомендации по изучению карста геофизическими методами / ПНИИИС Госстроя СССР. – М.: Стройиздат, 1986. – 112 с.

Рекомендации по инженерным изысканиям для прогноза переработки берегов водохранилищ. – М.: Изд. ПНИИИС, 1986. – 56 с.

Рекомендации по методике лабораторных испытаний грунтов на водопроницаемость и суффозионную устойчивость / В.Н. Жиленков. – Л.: ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1991. – 93 с.

Рекомендации по проектированию зданий и сооружений в карстовых районах СССР / ПНИИИС Госстроя СССР. – М.: Стройиздат, 1967. – 74 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики (за 1963–1970 гг. и весь период наблюдений). Белоруссия и

Репозиторий ВГУ

Верхнее Поднепровье / под ред. Е.К. Мацко. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – Т. 5. – 432 с.

Рзаева М.К. Об инженерно-геологических типах оползней // Инженерные изыскания для строительства. – 1969. – Сер. 2, № 1. – С. 79–86.

Рогожин Е.А. Сейсмическая история основных типов тектонических структур Северной Евразии в голоцене // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: материалы XXXI Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 1998. – Т. II. – С. 115–118.

Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных внутриконтинентальных землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ОИФЗ РАН, 1993. – Вып. 1. – С. 217–227.

Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Российский журнал наук о Земле. – 2000. – Т. 2, № 1. – С. 37–62.

Рогожин Е.А., Филип Э. Геолого-тектоническое изучение очаговой зоны Спитакского землетрясения // Физика Земли. – 1991. – № 11. – С. 3–17.

Родионов Н.В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах при устройстве малых водоемов, гражданском и промышленном строительстве. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 183 с.

Саваренский И.А. Инженерно-геологическая оценка карстовых явлений в районе г. Дзержинска // Тр. Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР. – Т. 47. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 12–26.

Саваренский Ф.П. Гидрогеология. – М.–Л.–Новосибирск: ОНТИ: Горгеонефтеиздат, 1933. – 320 с.

Саваренский Ф.П. Инженерная геология. – 2-е изд. – М.–Л.: ГОНТИ, 1939. – 488 с.

Санько А.Ф. Неоплейстоцен Северо-Восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. – Минск: Наука и техника, 1987. – 176 с.

Санько А.Ф., Ярцев В.И., Дубман А.В. Генетические типы и фации четвертичных отложений Беларуси. – Минск: Изд. центр БГУ, 2012. – 311 с.

Семенюк Я.Д. Железобетонные пространственные фундаменты жилых и гражданских зданий на неравномерно деформируемом основании. – Могилев: Белорусско-Российский ун-т, 2003. – 269 с.

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

Сергеев Е.М. Инженерная геология – наука о геологической среде // Инженерная геология. – 1979. – № 1. – С. 3–19.

Сергеев Е.М. Положение инженерной геологии в разделе геологических наук, ее современное состояние и пути дальнейшего развития // Инженерная геология. – 1989. – № 2. – С. 5–14.

Сидоров В.А., Богдасарова М.В., Атанесян С.В. и др. Современная геодинамика и нефтегазоносность. – М.: Наука, 1989. – 200 с.

Репозиторий ВГУ

Симагин В.Г. Эффективные фундаменты легких зданий на пучинистых грунтах. – Петрозаводск: Изд-во ПетрГУ, 2002. Формат: html. Размер: 1,44 Mb.

СНБ 2.03.01–98. Геофизика опасных природных воздействий. – Минск: Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 1998. – 7 с.

СНБ 1.02.01–96. Инженерные изыскания для строительства. – Минск: Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 1996. – 110 с.

СНиП 2.06.15–85. Инженерная защита территории от затопления и подтопления / Госстрой России. – М.: ФГУП ЦПП, 2004. – 20 с.

СП 11–105–97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть II. Правила производства работ в районах развития опасных геологических и инженерно-геологических процессов / Госстрой России. – М.: ПНИИИС, 2000. – С. 51–73.

СТБ 2331–2014. Здания и сооружения. Классификация. Основные положения. – Минск: Госстандарт, 2014. – 6 с.

СТБ 943–2007. Грунты. Классификация. – Минск: Госстандарт, 2008. – 20 с.

Снобкова А.И. Роль природных и антропогенных геологических процессов в развитии вертикальных смещений земной поверхности Москвы // Тр. ПНИИИС Госстроя СССР. Т. XVI: Современные геологические процессы и строительство. – М., 1972. – С. 198–205.

Соболевский Ю.А. Устройство откосов мелиоративных каналов. – Минск: Ураджай, 1965. – 212 с.

Современная динамика рельефа Белоруссии / под ред. Б.Н. Гурского, А.В. Матвеева. – Минск: Навука і тэхніка, 1991. – 102 с.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М.: Геогеолтехиздат, 1962. – 322 с.

Состояние природной среды Беларуси: экол. бюл. 2007 г. / М-во природ. ресур. и охр. окруж. среды Респ. Беларусь, Ин-т природопол. НАН Беларуси; под общ. ред. В.Ф. Логинова. – Минск: Минсктиппроект, 2008. – 376 с.

Справочник по инженерной геологии. – 3-е изд., перераб. и доп. / под ред. М.В. Чуринова. – М.: Недра, 1981. – 325 с.

Спутниковые технологии в геодинамике / под ред. В.Н. Губина. – Минск: Минсктиппроект, 2010. – 87 с.

Стихарев А.Т. Изучение техногенных движений земной поверхности на нефтяных месторождениях Припятской впадины // Комплексные геодинамические полигоны: методика и результаты исследований / отв. ред. Ю.Д. Буланже, Д.А. Лилиенберг. – М.: Наука, 1984. – С. 48–50.

Сурмач Г.П. Водная эрозия и борьба с ней. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 256 с.

Сус Н.Н. Эрозия почв и борьба с нею (лесомелиоративные мероприятия). – М.: Изд-во сельскохоз. лит-ры, 1949. – 349 с.

Репозиторий ВГУ

Тановицкий И.Г., Обуховский Ю.М., Гринкевич Л.С., Закаблукова И.А. Антропогенные изменения рельефа озерно-аллювиальных равнин Белорусского Полесья // Морфогенез на территории Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1983. – С. 95–102.

Тектоническая карта Белоруссии. Масштаб 1:500000 / гл. ред. Р.Г. Гарецкий. – М.: ГУГК, 1977.

Тер-Степанян Г.И. О длительной устойчивости склонов. – Ереван: Изд-во АН АССР, 1961. – 128 с.

Технические обзоры особо опасных гидрометеорологических явлений, наблюдавшихся на территории Беларуси в 1968–1996 гг. // Комитет по гидрометеорологии РБ. Гидрометцентр. 1968–1997. (Всего 30 томов).

Тихвинский И.О. Оценка и прогноз устойчивости оползневых склонов. – М.: Наука, 1988. – 144 с.

Тихвинский И.О. Рекомендации по количественной оценке устойчивости оползневых склонов. – М.: Стройиздат, 1984. – 66 с.

ТКП 45–2.03–224–2010. Инженерная защита территорий от затопления и подтопления. Строительные нормы проектирования. – Минск: Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 2011. – 44 с.

ТКП 45–5.01–254–2012. Основания и фундаменты зданий и сооружений. Основные положения. – Минск: Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 2012. – 102 с.

ТКП 098–2007 (02250/02300). Размещение атомных станций. Основные требования по составу и объему изысканий и исследований при выборе пункта и площадки АС. – Минск: Мин-во архит. и строит., МЧС Респ. Беларусь, 2007. – 67 с.

Толмачев В.В., Троицкий Г.М., Хоменко В.П. Инженерно-строительное освоение закарстованных территорий. – М.: Стройиздат, 1986. – 176 с.

Толмачев В.В., Ройтер Ф. Инженерное карстоведение. – М.: Недра, 1990. – 152 с.

Толстых Е.А., Клюкин А.А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов. – М.: Недра, 1984. – 117 с.

Трапезникова О.Н. Анализ и классификация плановой ландшафтной структуры заболоченных равнин для целей компьютерной интерпретации аэрокосмической информации // Сергеевские чтения: материалы годичной сессии Науч. совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. – М.: ГЕОС, 2002. – Вып. 4. – С. 582–587.

Трацевская Е.Ю. Закономерности формирования геологических опасностей Беларуси. – Гомель: Изд-во ГГУ им. Ф. Скорины, 2007. – 173 с.

Трацевская Е.Ю., Галкин А.Н. Закономерности развития суффозионно-просадочных явлений на территории Белоруссии // Инженерная геология массивов лессовых пород: тр. междунар. науч. конф., Москва, 25–26 мая 2004 г. / МГУ им. М.В. Ломоносова; под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. – М., 2004. – С. 108–109.

Репозиторий ВГУ

Трофимов В.Т. Актуальные вопросы геологического обоснования управления эколого-геологическими системами // Актуальные вопросы инженерной геологии и экологической геологии: тр. междунар. науч. конф., Москва, 25–26 мая 2010 г. / МГУ им. М.В. Ломоносова; под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. – М.: МГУ, 2010. – С. 235–238.

Трофимов В.Т. Инженерная геология массивов лессовых пород: учеб. пособие. – М.: КДУ, 2008. – 398 с.

Трофимов В.Т. О мониторинге геологических, литотехнических и эколого-геологических систем // Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем: тр. межд. научн. конф., Москва, 24–25 мая 2007 г. / МГУ им. М.В. Ломоносова; под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. – М.: Изд-во МГУ, 2007. – С. 7–13.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Инженерная геология и экологическая геология: теоретико-методологические основы и взаимоотношение. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 119 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Барабошкина Т.А. и др. Трансформация экологических функций литосферы в эпоху техногенеза / под ред. В.Т. Трофимова. – М.: Ноосфера, 2006. – 720 с.

Тяшкевич И.А., Понтус А.Р. Новейшая геодинамика горнорудных районов по космогеологическим данным // Геотектоника и минеральные ресурсы Беларуси / редкол.: Э.А. Высоцкий, В.Н. Губин (отв. ред.) [и др.]. – Минск: БГУ, 2008. – С. 40–43.

Уломов В.Я. Сейсмичность // Национальный атлас России. – М., 2007. – Т. 2: Природа. Экология. – С. 56–57.

Фадеева М.В., Бучурин В.И. Влияние хозяйственной деятельности на гидрогеологические условия Белоруссии // Подземные воды Белоруссии, их использование и охрана / БелНИГРИ; редкол.: С.П. Гудак (отв. ред.) [и др.]. – Минск, 1982. – С. 151–159.

Фатхутдинов Р.А., Райзберг Б.А. Общая схема выработки и принятия управленческих решений // Менеджмент и менеджер. – 2009. – № 5/6. – С. 6–9.

Фильтрационная прочность глинистых грунтов / В.С. Истомина, В.В. Буренкова, Г.В. Мишурова. – М.: Стройиздат, 1975. – 220 с.

Фоменко И.К. Методология оценки и прогноза оползневой опасности: дис. … д-ра геол.-минер. наук: 25.00.08 / РГГРУ им. С. Орджоникидзе. – М., 2014. – 318 с.

Фролов А.Ф., Коротких И.В. Инженерная геология: учебник для вузов. – М.: Недра, 1990. – 217 с.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1973.

Хаин В.Е., Ломидзе Н.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: Изд. МГУ, 1995. – 480 с.

Хаин В.Е., Ломидзе Н.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.

Репозиторий ВГУ

Хоменко В.П. Закономерности и прогноз суффозионных процессов. – М.: ГЕОС, 2003. – 216 с.

Хоменко В.П. Суффозия // Гражданская защита: энцикл.: в 4 т. – Изд. 3-е, перераб. и доп. / под общ. ред. В.А. Пучкова / МЧС России. – М.: ФГБУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ), 2015. – Т. III (П–С). – С. 640–642.

Чалов Р.С. Почему размываются берега рек? // Соросовский образовательный журнал. – 2000. – Т. 6, № 2. – С. 99–106.

Чекановская О.В. Дождевые черви и почвообразование. – М.: Наука, 1960. – 208 с.

Чижиков Ю.А., Камлюк Г.Г. Особенности проявления пыльных бурь на территории Беларуси // Літасфера. – 1997. – № 6. – С. 92–100.

Шароглазова Г.А. Проектирование геодинамических исследований в районах взаимообусловленного влияния тектонических и техногенных факторов на состояние земной коры // Вестн. Полоц. гос. ун-та. Сер. F, Строительство. Прикладные науки. – 2012. – № 8. – С. 166–171.

Шемякин Е.И., Курленя М.В., Кулаков Г.И. К вопросу о классификации горных ударов // ФТПРПИ. – 1986. – № 5. – С. 3–11.

Широков В.М., Лопух П.С. Переработка берегов водохранилищ Белоруссии (основные типы и стадии развития) // Современные рельефообразующие процессы / под ред. Б.Н. Гурского, А.В. Матвеева. – Минск: Наука и техника, 1986. – С. 95–102.

Широков В.М., Лопух П.С. Формирование берегов малых водохранилищ Белоруссии // Морфогенез на территории Белоруссии / под ред. А.В. Матвеева, Э.А. Крутоуса. – Минск: Наука и техника, 1983. – С. 71–81.

Широков В.М., Лопух П.С., Левкевич В.Е. Формирование берегов малых водохранилищ лесной зоны. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 159 с.

Шкляр А.Х. Климатические ресурсы Белоруссии и использование их в сельском хозяйстве. – Минск: Вышэйшая школа, 1973. – 302 с.

Шпаков О.Н., Клементьев В.П. Карст техногенных соляных отложений // Охрана окружающей среды калийных производств. – Минск: Наука и техника, 1979. – С. 65–71.

Якушко О.Ф., Рудова Г.П. Направленность и динамика геоморфологических процессов (на примере типичной моренной возвышенности) // Проблемы структурно-климатического подхода к познанию рельефа. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 95–102.

Ярг Л.А. Изменение физико-механических свойств пород при выветривании. – М.: Недра, 1974. – 142 с.

Ярг Л.А. Инженерно-геологическое изучение процесса выветривания. – М.: Недра, 1987. – 235 с.

Ярг Л.А. Методы инженерно-геологических исследований процесса и кор выветривания. – М.: Недра, 1991. – 136 с.

Ярошевич Л.М., Кришталь Ю.И. Экологические проблемы эрозии почв в Полесье // Проблемы Полесья. – 1991. – Вып. 14. – С. 153–171.

Репозиторий ВГУ

Kulczyński S. Stratigrafia torfowisk Polesia // Prace Biura melioracji Polesia. – Lwow, 1930. – T. 1. – Z. 2.

Mendonca A.F., Pires A.C.H., Barros J.G.C. Pseudo-sinkholes in lateritic terrains, Brasilia, Brazil // Applied karst geology: Proc. 4-th Multidiscipl. conf. On sinkholes and the eng. And environ. Impacts of karst. Panama City, Fla., 25–27 Jan., 1993. – Rotterdam, 1993. – P. 43–49.

Newton J.G., Tanner J.M. Case histories of induced sinkholes in the eastern United States // Karst hydrogeology: Karst hydrogeology: engineering and environmental application: Proc. 2-nd Multidiscipl. Conf. on sinkholes and the environ. impacts of karst. Orlando, Fla., 9–11 Feb., 1987. – Rotterdam, 1987. – P. 15–23.

Sim L., Bryatseva G., Karabanov A., Aizberg R. The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries // Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka I Geotermia. – 1995. – B. 34. N 3 (172). – P. 53–57.

Репозиторий ВГУ

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абразия 113
– химическая 113
Аккумуляция 142, 361
Аллювий 175
Антисейсмические конструкции 92
Базис эрозии 160, 176
Балка 160
Бенч 113
Болота 331
– верховые 332
– низинные 332
– переходные 332
Болотообразование 335
Вершина оползня 199
Волны
– ветровые 116
– объемные 68
– поперечные 68
– продольные 68
Выветривание 95
– физическое 96
– химическое 100
– техногенное 104
Вывалы 228
Геоинформационные системы 20
Геологический процесс 23
Геологическое явление 23
Гидродинамические группы берегов 120
Гипоцентр 66
Делювиальные
– образования 199
– шлейфы 146
Дефляция 360
Динамическая геология 5
Дислокации
– сейсмотектонические 46
– гравитационно-сейсмотектонические 46
Заболачивание 331
Заболоченные земли 331
Загрязнение грунтов 349
– радиоактивное 355
Засоление 322, 349
– вторичное 351
Затопление 318
– техногенное 321
Зона выветривания
– дисперсная 107
– обломочная 106
– трещинная 105
Зоны возникновения очагов землетрясений 77
Изосейсты 70
Инженерно-геологическая классификация 21, 24
Инженерно-геологические процессы 5, 393, 396
Инженерно-геологическое обоснование управления 410
Интенсивность сейсмических колебаний 69
Информация
– апостериорная 395
– априорная 395
– инженерно-геологическая 396
Карст 264
– карбонатный 265, 276
– открытый 265
– покрытый 265
– соляной 265, 278
– сульфатный 265
Карстовые формы 265
Карта эпицентров землетрясений 73
Карты общего сейсмического районирования 79
Классифицирование 21
Классификации
– гравитационных склоновых процессов 188
– оползневых процессов 193
– тектонических движений 43
Классификация процессов и явлений
– геологических 23, 28
– геологических и инженерно-геологических 28, 36, 38
Клиф 113
Кольцевые структуры 49, 54
Кора выветривания 95
Корразия 360
Космо- и тополинеаменты 53
Криогенные процессы 372
Крип 189, 235

Репозиторий ВГУ

Литотехнические системы 41, 386
Магнитуда 70
Мероприятия
– агротехнические 157, 173
– активные 224
– водозащитные 289, 304
– геотехнические 289
– гидротехнические 158, 173
– долговременные 381
– инженерные 315, 326
– инженерно-мелиоративные 381
– комбинированные 381
– конструктивные 233, 239, 289, 304, 384
– кратковременные 381
– лесомелиоративные 158, 173
– организационно-хозяйственные 157
– пассивные 224
– планировочные 289
– превентивные 239, 326, 384
– противофильтрационные 289
– профилактические 233, 315
– строительно-конструктивные 381
– технологические 289
– физико-химические 381
– фитомелиоративные 371
– эксплуатационные 289
Методы технической мелиорации 305
Микросейсмическое районирование 81
Моделирование 398
– имитационное 413
Мониторинг 20, 93, 170, 233, 238, 318, 370, 384
– геодинамический 112, 193
– литотехнических систем 18, 393
Морозное пучение 373
Наводнение 319, 322
Научные подходы 411
– динамический 412
– системный 411
– ситуационный 411
– сценарный (поисковый) 412
Обвалы 188, 189, 228, 326
Овраги 159
Оползни 188, 189, 192, 326
– асеквентные 196, 215
– блоковые 215
– выдавливания 217
– выплывания 219
– деляпсивные 196, 217
– детрузивные 196
– инсеквентные 196, 215
– консеквентные 196, 217
– консистентные 197, 217
– нормальные 194
– особенные 194
– переходные 197
– пластические 193, 217
– срезания 215
– скольжения 217
– структурные 193, 197
– структурно-пластические 193
– суффозионные 197
– фронтальные 200
– циркообразные 200
Оползни-потоки 201, 217
Оползневой цирк 199, 201
Осыпи 188, 189, 233
Осовы 234
Паводки 176, 179, 319
Плоскостной смыв 146
Плывуны
– истинные 255
– ложные 255
– песчано-коллоидные 259
– пылевато-коллоидные 259
Плывунные глины 259
Поверхность скольжения 198
Подошва оползня 199
Подтопление 305
Половодья 179, 319
Постоянно действующая модель 399
Потенциал оврагообразования 170
Природные геологические процессы и явления 5
Природно-технические системы 388
Природно-техногенные геологические процессы и явления 5
Прогноз
– долгосрочный 93, 381
– землетрясений 92
– краткосрочный 93, 381
– среднесрочный 93
Пролювий 160
Промывка засоленных почв 360
Просадочность 293
Просадочные явления 294
Развалы 228
Разрывные нарушения 47, 49
Режим функционирования ЛТС 402

Репозиторий ВГУ

Ручейковая сеть 146
Сальтация 361
Сейсмичность 66, 67
– индуцированная 86, 87
– наведенная 86, 88
– первичная 86
– техногенная 85
– триггерная 86, 87
Сейсмические свойства горных пород 84
Скорости тектонических движений 47
Солифлюкция 188, 373, 383
Состояние литотехнической системы 401
Суффозия 239, 326
– внутрипластовая 240
– контактная 240
– техногенная 245
Суффозионные проявления
– подземные 240
– поверхностные 240
Сфера взаимодействия литосферы 393
Схема образования оврага 159
Тектонические движения 42
– вертикальные 43, 47, 49, 56
– горизонтальные 43, 47, 49, 57
– древние 43
– новейшие 43
– современные 42
– техногенные 63, 64
Тело оползня 200
Температурно-влажностные классы кор выветривания 102
Термоабразия 113
Типы
– берегов 120
– берегозащитных сооружений 136
– овражно-балочных систем 162
Торф 332
Трещины отрыва 199
Щебнисто-глыбовые лавины 228
Управление ЛТС 393, 396, 406
Уровенный режим водоемов 119
Экзогенные геологические процессы 5
Элювий 95
Эоловая денудация 360
Эпицентр 66
Эрозия 142
– боковая 142, 175
– ветровая 360
– глубинная 142, 175
– донная 143
– линейная 142, 326
– плоскостная 142
– регрессивная 175
– речная 143, 175
– русловая 126

Репозиторий ВГУ

Научное издание

ГАЛКИН Александр Николаевич
МАТВЕЕВ Алексей Васильевич
ПАВЛОВСКИЙ Александр Илларионович
САНЬКО Александр Федорович

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ БЕЛАРУСИ

Монография
В 3 частях

Часть 2
ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА БЕЛАРУСИ

Технический редактор *Г.В. Разбоева*
Корректор *А.Н. Фенченко*
Компьютерный дизайн *Т.Е. Сафранкова*

Подписано в печать 27.10.2017. Формат 60x84 $^{1}/_{16}$. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 26,27. Уч.-изд. л. 29,88. Тираж 100 экз. Заказ 176.

Издатель и полиграфическое исполнение – учреждение образования
«Витебский государственный университет имени П.М. Машерова».

Свидетельство о государственной регистрации в качестве издателя,
изготовителя, распространителя печатных изданий
№ 1/255 от 31.03.2014 г.

Отпечатано на ризографе учреждения образования
«Витебский государственный университет имени П.М. Машерова».
210038, г. Витебск, Московский проспект, 33.

Репозиторий ВГУ