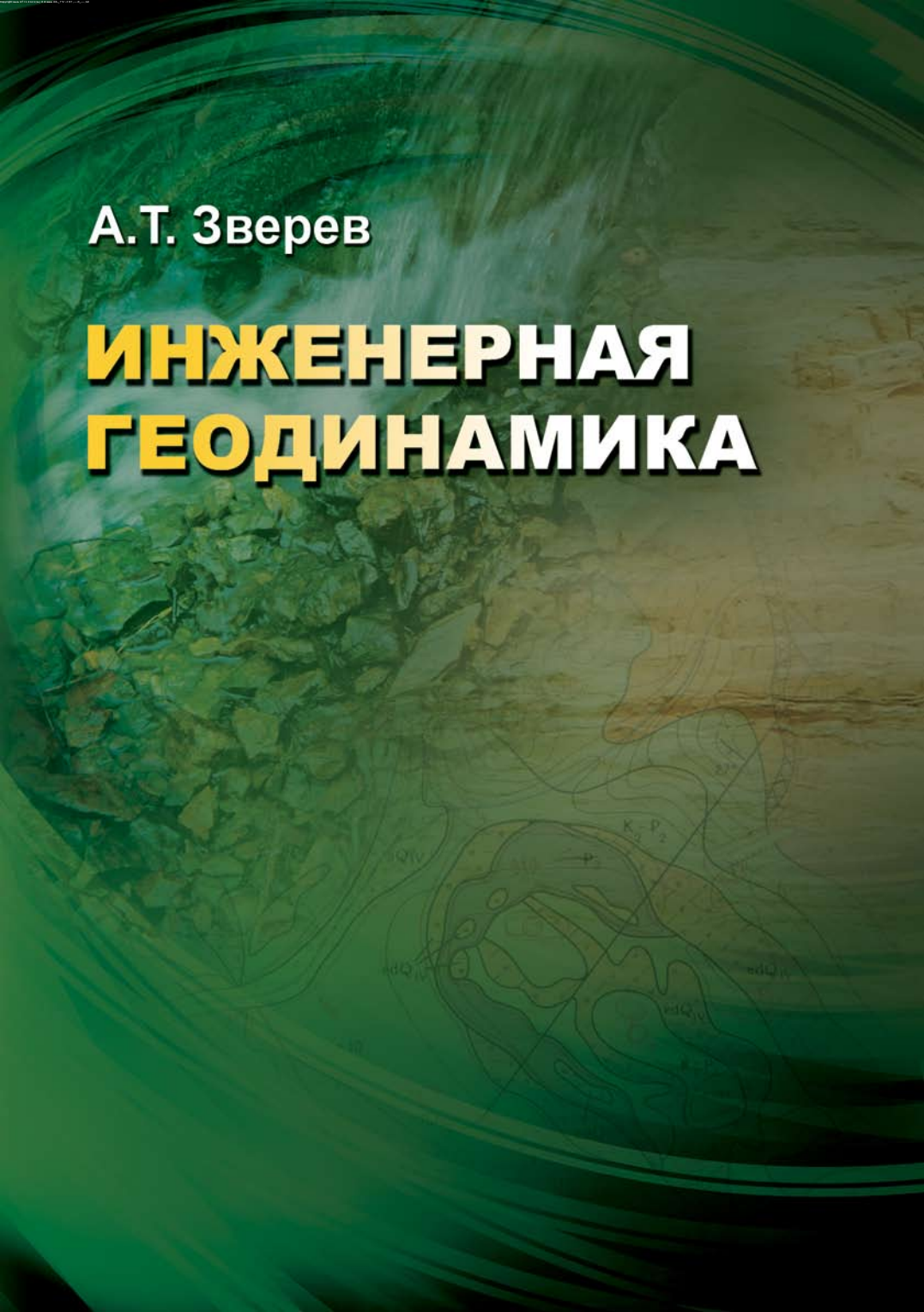




А.Т. Зверев

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА

А.Т. Зверев

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА

*Рекомендовано учебно-методическим объединением
вузов Российской Федерации по образованию
в области геодезии и фотограмметрии в качестве учебника
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению подготовки
120100 – геодезия и дистанционное зондирование
с присвоением квалификации (степени) магистр*

Москва
Издательство МИИГАиК
2013



УДК 551.2/3(075,8)
ББК 26.3я73-1
3 43

Рецензенты:

Доктор техн. наук, профессор **С.А. Сладкопевцев** (МИИГАиК);
кандидат геогр. наук **И.Ф. Петрова** (Институт географии РАН)

Зверев А.Т.
3 43 Инженерная геодинамика: Учебник. – М.: Изд-во МИИГАиК,
2013. – 326 с.: ил.
ISBN 978-5-91188-042-2

Изложены современные представления о законах, механизмах и прогнозе развития современных геодинамических процессов. Подробно рассмотрены понятия, определения и методы изучения эндогенной и экзогенной геодинамики. Детально описаны геодинамические процессы, обусловленные различными причинами и протекающие в разных инженерно-геологических условиях.

Для студентов, обучающихся в магистратуре по направлению «Геодезия и дистанционное зондирование». Может быть полезен для студентов других специальностей, научных работников и специалистов-практиков, занимающихся инженерно-геологическими изысканиями, проектированием различных сооружений в сложных инженерно-геологических условиях и мониторингом чрезвычайных ситуаций, связанных с развитием природных и природно-технических систем.

УДК 551.2/3(075,8)
ББК 26.3я73-1

ISBN 978-5-91188-042-2

© А.Т. Зверев, 2013
© Издательство МИИГАиК, 2013

Предисловие

Инженерная геодинамика — одно из научных направлений инженерной геологии. Она изучает внутрикоровые и поверхностные геодинамические системы различных иерархических уровней, а также закономерности их функционирования в естественных условиях и в условиях техногенного воздействия. В процессе исследований получают сведения об эндогенных и экзогенных геодинамических процессах (движение земной коры, землетрясения, оползни, эрозия, карст и др.), которые обеспечивают прогнозирование и оптимизацию негативного воздействия геодинамических процессов в период строительства и эксплуатации хозяйственных сооружений.

Учебник состоит из четырех глав. В первой главе рассмотрены понятия, определения и методы геодинамики, а также синергетика и проблемы геодинамического моделирования. Во второй главе изложены основные положения эндогенной геодинамики, связанные с полями напряжений, движениями земной коры, землетрясениями, вулканами и прогнозированием их катастрофических проявлений. В третьей главе даны основные положения экзогенной геодинамики, обусловленные эрозией, абразией, карстом, суффозией, криогенными и другими экзогенными процессами. Рассмотрено прогнозирование их развития. В четвертой главе описаны методы комплексной инженерно-геологической съемки и аэрокосмического мониторинга геологической среды.

Оперативная оценка состояния геологической среды — важнейшая сфера деятельности человека, а прогнозирование ее изменений и рекомендации по охране и рациональному использованию — необходимая составная часть инженерной геодинамики.

ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ В ИНЖЕНЕРНУЮ ГЕОДИНАМИКУ

1.1. Понятия и определения геодинамики

Геодинамика — наука о процессах, протекающих в системе «Земля», и о силовых (энергетических) полях, проявляющихся в этих процессах. В соответствии с естественным структурным разделением системы «Земля» на геосферы в составе геодинамики выделяются: динамика ядра; динамика мантии; динамика литосферы; динамика гидросферы; динамика атмосферы; динамика околоземного космического пространства.

Динамика трех внутренних геосфер — ядро, мантия, литосфера — объединяется во внутреннюю геодинамику, трех внешних — гидросфера, атмосфера, околоземное космическое пространство — во внешнюю. *Внутренняя геодинамика* относится к области интересов динамической геологии и физики Земли. *Внешняя геодинамика* относится к динамической геологии только в той мере, в какой процессы, протекающие во внешних геосферах, воздействуют на литосферу или другие внутренние геосферы.

Динамика гидросферы соответствует области интересов океанологии, лимнологии (озероведения) и гидрологии; динамика атмосферы — объекту интересов метеорологии; динамика околоземного космического пространства интенсивно исследуется в рамках программы исследования космоса. Помимо перечисленных крупных разделов геодинамики, в ее составе может рассматриваться любая часть системы «Земля», выделенная по какому-либо признаку (динамика биосферы, динамика гор и т.п.), а также динамика отдельных разновидностей естественных процессов — оползневых, гидротермических, карстово-суффозионных и т.п.

Сочетание пространственных и объектных ограничений позволяет локализовать частные задачи геодинамики: динамика землетрясений Кавказа; динамика криогенных процессов на Ямале и т.д. Геодинамику можно подразделить на древнюю (палеогеодинамику) и современную. *Палеогеодинамика* (от греч. *palaios* — древний) изучает процессы и силовые (энергетические) поля прошлых геологических эпох; современная геодинамика — процессы и силовые поля современной эпохи.

Теоретической базой для исторической геодинамики и палеогеодинамических реконструкций служит *геотектоника* (тектоника) — отрасль геологии, изучающая развитие структуры земной коры и ее изменения под влиянием тектонических движений и деформаций, связанных с развитием Земли. Конечная цель геотектоники — создание и обоснование как частных теорий, объясняющих тектонические процессы, так и общей теории развития земной коры и Земли как геологического тела. Отсутствие общей теории на современном уровне развития геологии восполняется в геологии геотектоническими гипотезами, среди которых в настоящее время наиболее распространены гипотезы мобилизма и фиксизма.

Историческая и современная геодинамика неразделимы. Они представляют собой непрерывную цепь событий и процессов в неразделимом эволюционном пути развития системы «Земля», который начался с момента становления ее как планеты (около 4,6 млрд лет назад) и продолжается до нашего времени. В учебнике рассмотрены вопросы современной внутренней и внешней геодинамики, относящиеся к *динамической геологии* (синоним: физическая геология) — разделу геологии, изучающему процессы, происходящие на поверхности Земли и в ее недрах.

Процессы, происходящие на поверхности Земли, приводят как к разрушению горных пород, так и к их образованию, изменению состава и строения; преобразуется и рельеф. Процессы, изменяющие рельеф поверхности Земли, в одних местах вызывают расчленение рельефа, а в других — сглаживание, способствуя его нивелированию. Примеры таких процессов — разрушение и перенос горных пород текучими водами и ледниками, химическое и физическое выветривание, воздействие на горные породы подземными водами и др.

Внутренние процессы вызываются преобразованиями, происходящими в глубине земной коры и в подкоровом веществе Земли (в мантии

и ядре). Следствие этих процессов — тектонические движения, магматические (интрузивные), метаморфические, сейсмические и вулканические процессы. Примеры проявления таких процессов на поверхности Земли — горы, впадины, землетрясения и вулканы. Внутренние процессы способствуют созданию неровностей на земной поверхности (поднятий и опусканий), т.е. действуют в направлении, противоположном тому, которое вызывают внешние (поверхностные) процессы, стремящиеся разрушить поднятия (горы, возвышенности) и засыпать рыхлыми породами понижения рельефа (морские, озерные, океанические впадины и т.п.), т.е. сnivelировать рельеф.

Знание течения поверхностных (экзогенных) и внутренних (эндогенных) процессов имеет большое практическое значение, так как способствует выяснению причин (механизмов) и условий возникновения неблагоприятных природных явлений: землетрясений, извержений вулканов, геопатогенных зон, наводнений, провалов зданий, оползней и др. Так, зная ход развития внешних процессов, можно более эффективно бороться с ростом оврагов, эрозией почв, обвалами, оползнями, селевыми потоками и др.

Динамическая геология служит научно-методической базой для интерпретации результатов геологии, геофизики, геодезии, инженерной геологии, геоморфологии и других наук, изучающих структуру, деформации и закономерности развития земной коры и рельефа ее поверхности.

1.2. Цель и задачи современной геодинамики

Инженерная геодинамика — наука о закономерностях развития современных геодинамических процессов и инженерной защите территорий, зданий и сооружений. К главной цели инженерной геодинамики относится комплексная оценка геодинамических факторов, как природных, так и вызванных инженерной деятельностью человека. На основе инженерно-геологических исследований определяют наиболее благоприятные места для размещения сооружений, выбирают более надежные конструкции, способы производства работ, а также мероприятия по борьбе с негативными геодинамическими процессами, которые могут возникнуть при воздействии на сооружение и повлиять на его сохранность или нормальную эксплуатацию.

Перечислим основные задачи инженерной геодинамики:

- 1) получение количественных характеристик развития геодинамических процессов;
- 2) выявление механизмов геодинамических процессов;
- 3) установление закономерностей развития геодинамических процессов;
- 4) разработка мероприятий по инженерной защите территорий, зданий, сооружений.

Первая задача связана с регулярными наземными, дистанционными (аэрокосмическими) и инструментальными наблюдениями за развитием геодинамических процессов в рамках геодинамического мониторинга. Вторая и третья задачи решаются на основе статистической обработки визуальных, наземных, дистанционных и инструментальных наблюдений и выявления закономерностей развития геодинамических процессов, обусловленных периодичностью их активизации и территориальным распространением. Четвертая задача решается с помощью разработки инженерной защиты, исходя из энергии, масштабов и периодичности, освоенности геодинамических процессов территории и угрозы населению.

Мониторинг в инженерной геодинамике — это единая система, включающая в себя:

комплексные наблюдения за геодинамическими процессами, эффективностью инженерной защиты, состоянием сооружений и территорий в периоды строительства и эксплуатации объекта;

анализ результатов наблюдений, расчетов и моделирования, разработку рекомендаций по усилению инженерной защиты, совершенствованию конструкций сооружений и т.п.;

проектирование дополнительных мероприятий по обеспечению надежности сооружений и эффективности инженерной защиты, по предотвращению социально-экологических последствий;

дополнительные мероприятия при активном геодинамическом надзоре.

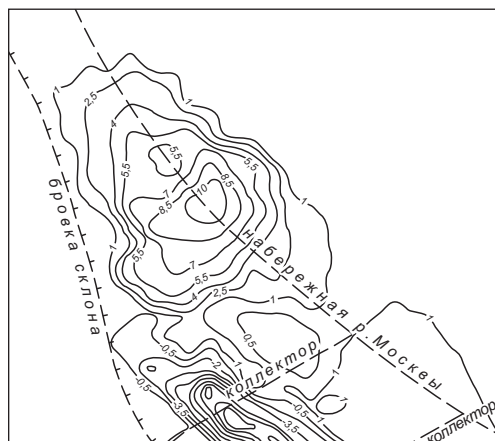
1.3. Методы изучения инженерной геодинамики

Метод (от греч. *methodos* — пути исследования, теория, учение) — способ достижения какой-либо цели, решения конкретной задачи. Методы инженерной геодинамики — это комплекс геологических, гео-

ская аппаратура имеет очень высокую точность измерения. Благодаря этому обеспечивается возможность проследить очень слабые изменения полей, связанные с развитием современных эндогенных и экзогенных геодинамических процессов.

Для решения конкретных инженерно-геодинамических задач применяется совокупность разных геофизических методов — грави-, магнито-, электро-, сейморазведка и др. Выбор комплекса методов зависит от разрешающей способности в данных условиях каждого метода в отдельности. При изучении глубинных геодинамических процессов и строения земной коры геофизические методы становятся основными, особенно за пределами глубин, достигаемых скважинами. Развиваются работы по их использованию в подземных выработках для предупреждения аварий (горных ударов, обрушений, затопления и т.п.).

Геохимические методы — основаны на изучении распределения и распространения химических элементов или их соединений в горных породах, водах, атмосфере, растительных и животных организмах и их связи со строением земной коры и геодинамическими процессами. Они широко используются при прогнозировании землетрясений, для оценки карстовой опасности и других явлений, обусловленных процессами



а



б

Рис. 1.2. Среднеголетние скорости высотных (а) и плановых (б) оползневых смещений в Коломенском (г. Москва)

выщелачивания (растворения) горных пород.

Гидрогеологические методы направлены на изучение подземных вод — их происхождения, условий залегания, законов движения, режимов, физических и химических свойств, связи с атмосферными и поверхностными водами, а также на определение их хозяйственного значения. Особое место в гидрогеологических изысканиях занимает гидродинамика — движение воды под действием внешних сил и ее взаимодействие с соприкасающимися с ней телами при их относительном движении. Гидродинамические наблюдения позволяют рассчитать, в частности, силы взаимодействия между жидкостью и твердым телом, влияющие на прочность горных пород. Активно развивается способ прогноза землетрясений по изменению уровня подземной воды в скважинах.

Космические методы позволяют оперативно (в реальном масштабе времени) с помощью космической съемки следить за динамикой эндогенных (сейсмических, вулканических, тектонических) и экзогенных (оползневых, карстовых, эрозионных, абразионных, эоловых и др.) процессов. Комплексное использование разновременных материалов съемки в видимом, инфракрасном и радиодиапазонах позволяет достаточно полно охарактеризовать геодинамический процесс и организовать мониторинг любой самой труднодоступной территории. По космическим изображениям с разным пространственным разрешением можно изучать локальные, региональные и глобальные особенности проявления инженерно-геодинамических процессов и устанавливать причинно-следственные связи между ними.

Комплексное использование различных методов изучения геодинамики позволяет приблизиться к решению фундаментальных задач по выявлению причин и механизмов геодинамических процессов и созданию геодинамического мониторинга сейсмических, вулканических, оползневых и других разрушительных эндо- и экзогенных процессов.

Таким образом, инженерно-геодинамические изыскания представляют собой комплексное исследование изучаемого района, предусматривающее необходимые геологические, геоморфологические, гидрогеологические, геофизические и другие наблюдения, направленные на решение определенной инженерной задачи. Обычно они проводятся в три этапа — камеральный подготовительный (предполевой), полевой и камеральный послеполевой.

На первом подготовительном этапе изучают геологические, геофи-

зические, геохимические и другие особенности исследуемой территории, определяют методы, приемы и способы проведения полевых инженерно-геодинамических изысканий. На втором полевом этапе выполняют непосредственные визуальные и инструментальные наблюдения на исследуемом объекте, берут пробы горных пород и воды для лабораторных исследований, а при необходимости выполняют геофизические, буровые и другие работы. На третьем, камеральном послеполевом периоде оформляют полевые материалы, строят карты и разрезы, выполняют химические анализы проб воды, изучают физические свойства горных пород, выполняют моделирование инженерно-геодинамических процессов (стендовое, математическое, логическое), дают заключение о механизме, закономерностях и прогнозе развития изучаемого геодинамического процесса, а также рекомендации о защите сооружений и территории от негативных последствий его развития и организации системы регулярных наблюдений за ним.

1.4. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений

Инженерная защита — это комплекс сооружений и мероприятий, направленных на предупреждение отрицательного воздействия опасных геодинамических, экологических и других процессов на территорию, здания и сооружения, а также защиту от их последствий. При разработке и выполнении инженерной защиты следует руководствоваться соответствующими законодательными и нормативными актами Российской Федерации и субъектов Российской Федерации. При проектировании инженерной защиты в сейсмических районах, в районах развития других опасных процессов и грунтов с особыми свойствами (просадочных, набухающих и др.), а также на подрабатываемых территориях необходимо учитывать дополнительные требования соответствующих строительных норм и правил.

Необходимость инженерной защиты определяется в соответствии с положениями Градостроительного кодекса Российской Федерации в части градостроительного планирования развития территории субъектов Российской Федерации, городов и сельских поселений:

для вновь застраиваемых и реконструируемых территорий — в проекте генерального плана с учетом вариантности планировочных и технических решений;

для застроенных территорий — в проектах строительства, ре-

конструкции и капитального ремонта зданий и сооружений с учетом существующих планировочных решений и требований заказчика.

Проектирование инженерной защиты выполняется на основе:

результатов инженерно-геодезических, инженерно-геологических, инженерно-гидрологических, инженерно-гидрометеорологических и инженерно-экологических изысканий для строительства;

планировочных решений и вариантной проработки решений, принятых в схемах (проектах) инженерной защиты;

данных, характеризующих особенности использования территорий, зданий и сооружений, как существующих, так и проектируемых, с прогнозом изменения этих особенностей и с учетом установленного режима природопользования (заповедники, сельскохозяйственные земли и т.п.) и санитарно-гигиенических норм;

результатов мониторинга объектов градостроительной деятельности;

обоснования инвестиций и технико-экономического сравнения возможных вариантов проектных решений инженерной защиты (при ее одинаковых функциональных свойствах) с оценкой предотвращенного ущерба.

При проектировании инженерной защиты учитываются ее градо- и объектоформирующее значение, местные условия, а также имеющийся опыт проектирования, строительства и эксплуатации сооружений инженерной защиты в аналогичных природных условиях. Исходные материалы для проектирования схем инженерной защиты, сооружений и (или) мероприятий инженерной защиты содержат:

сведения о географическом положении, хозяйственных связях и границах защищаемой территории;

оценку существующего хозяйственного использования территории, ее экологического значения и перспектив развития;

сведения о существующих сооружениях и мероприятиях инженерной защиты, их состоянии, возможности реконструкции и службах их эксплуатации;

данные по ущербу от воздействия опасных геодинамических процессов;

материалы региональных геологических исследований и инженерных изысканий (инженерно-геологических, инженерно-гидрогеологических, инженерно-гидрометеорологических, инженерно-экологических);

материалы о проводимых или намечаемых региональных мероприятиях по инженерной подготовке территории и их влиянии на природные условия и ресурсы защищаемой территории;

данные о местных строительных материалах и энергетических ресурсах;

картографические материалы;

градостроительную документацию.

Инженерные изыскания для проектирования инженерной защиты проводятся по заданию проектной организации. Состав, содержание и детальность материалов инженерных изысканий определяют масштабом необходимых графических материалов. Инженерные изыскания основываются на обобщении информации, охватывающей все виды изыскательских работ, выполненных на территории.

Результаты изысканий содержат: прогноз изменения инженерно-геологических, гидрологических и экологических условий на расчетный срок с учетом природных и техногенных факторов; территориальную оценку (районирование) территории по порогам геодинамической безопасности; рекомендации по выбору принципиальных направлений инженерной защиты. При оценке затрат на инженерную защиту учитываются изменения природной среды по мере осуществления инженерной защиты, увеличение степени освоения территории, ускорение научно-технического прогресса, уменьшение антропогенного воздействия на природную среду, изменение продуктивности сельскохозяйственных и лесных угодий.

В некоторых случаях из-за сложности инженерно-геологических, гидрологических и экологических условий по материалам изысканий невозможно выполнить необходимые расчеты и выбрать сооружения и (или) мероприятия, тогда в проекте предусматриваются экспериментальные сооружения и мероприятия инженерной защиты и (или) выполнение опытно-производственных работ с последующей корректировкой проекта.

При проектировании инженерной защиты предусматриваются:

предотвращение, устранение или снижение до допустимого уровня отрицательного воздействия на защищаемые территории, здания и сооружения действующих и связанных с ними возможных опасных процессов;

наиболее полное использование местных строительных материалов и природных ресурсов;

производство работ способами, не приводящими к появлению новых и (или) интенсификации действующих геологических процессов; сохранение заповедных зон, ландшафтов, исторических объектов и памятников и т.д.;

надлежащее архитектурное оформление сооружений инженерной защиты;

сочетание с мероприятиями по охране окружающей среды;

в необходимых случаях — систематические наблюдения за состоянием защищаемых территорий и объектов и за работой сооружений инженерной защиты в период строительства и эксплуатации (мониторинг).

Кроме того, при проектировании инженерной защиты должны обеспечиваться:

поэтапность возведения и ввода в эксплуатацию сооружений при строгом соблюдении технологической последовательности выполнения работ;

конструктивные решения и мероприятия, обеспечивающие возможность ремонта проектируемых сооружений, а также изменение их функционального назначения в процессе эксплуатации;

использование и, при необходимости, реконструкция существующих сооружений инженерной защиты.

Мероприятия по инженерной защите и охране окружающей среды проектируются комплексно, с учетом прогноза ее изменения в связи с постройкой сооружений инженерной защиты и освоением территории. При этом мероприятия инженерной защиты от разных видов опасных процессов увязываются между собой.

В проекте инженерной защиты при необходимости предусматриваются организационно-технические мероприятия, в том числе по предупреждению чрезвычайных ситуаций, предотвращающие гибель людей, исключают возникновение аварийной ситуации или ослабляющие ее действие и снижающие возможный ущерб. Инженерная защита застроенных или застраиваемых территорий от одного или нескольких опасных геодинамических процессов осуществляется независимо от формы собственности и принадлежности защищаемых территорий и объектов; при необходимости возможно образование единой территориальной системы (комплекса) мероприятий и сооружений.

Выбор мероприятий и сооружений производится с учетом возможных деформаций и воздействий, уровня ответственности и стоимости

защищаемых территорий, зданий и сооружений, а также их конструктивных и эксплуатационных особенностей.

Границы защищаемых территорий, подверженных воздействию опасных геодинамических процессов, в пределах которых требуются строительство сооружений и проведение мероприятий по инженерной защите, устанавливаются по материалам рекогносцировочных обследований и уточняются при последующих инженерных изысканиях. Строительство сооружений и выполнение мероприятий по инженерной защите не должны приводить к активизации опасных процессов на прилегающих территориях.

Если создаваемые сооружения и мероприятия по инженерной защите могут отрицательно повлиять на эти территории (заболачивание, разрушение берегов, образование и активизация оползней и др.), то в проекте предусматриваются соответствующие компенсационно-восстановительные мероприятия.

В необходимых случаях в проекте предусматриваются установка контрольно-измерительной аппаратуры и устройство наблюдательных скважин, постов, геодезических реперов, марок и т.д. для наблюдения в период строительства и эксплуатации за развитием опасных процессов и работой сооружений инженерной защиты. В проекте должны быть предусмотрены состав и режим необходимых наблюдений (мониторинг) и соответствующие дополнительные мероприятия по обеспечению надежности сооружений и эффективности инженерной защиты.

Мониторинг проводится специализированными организациями с целью своевременного выявления активизации опасных геодинамических процессов и принятия необходимых мер по защите зданий и сооружений и обеспечению безопасности людей.

Работы по освоению вновь застраиваемых и реконструируемых территорий начинаются после выполнения первоочередных мероприятий по их защите от опасных процессов. Ввод в эксплуатацию сооружений и мероприятий инженерной защиты и строительство защищаемых объектов должны быть взаимоувязаны и гарантировать безаварийное ведение работ, а также функциональное использование сооружений инженерной защиты в экстремальных условиях.

Техническая эффективность и надежность сооружений и мероприятий инженерной защиты должны подтверждаться расчетами, а в обоснованных случаях — моделированием (натурным, физическим,

математическим и др.) опасных процессов с учетом воздействия на них проектируемых сооружений и мероприятий.

Экономический эффект варианта инженерной защиты определяют размером предотвращенного ущерба территории или сооружению от воздействия опасных процессов за вычетом затрат на защиту.

Под предотвращенным ущербом понимается разность между ущербом при отказе от проведения инженерной защиты и ущербом, возможным после ее проведения. Оценка ущерба должна быть комплексной, с учетом всех его видов как в сфере материального производства, так и в непродуцированной сфере (в том числе следует учитывать ущерб воде, почве, флоре и фауне и т.п.).

Экологический эффект инженерной защиты оценивается изменением природного потенциала защитной территории, ее репродуктивной способности, устойчивости к антропогенным воздействиям, а также сохранением флоры и фауны.

При оценке социального эффекта учитываются: улучшение условий жизни населения в результате использования по возможности более благоприятных мест и условий проживания и работы; сокращение заболеваемости и увеличение периода активной деятельности и продолжительности жизни в целом; сохранение эстетической ценности природных ландшафтов.

Надежность сооружений и мероприятий инженерной защиты определяется с учетом класса или категории защищаемого объекта. При необходимости следует предусматривать дублирование отдельных элементов сооружений инженерной защиты, а также соответствующую систему их обслуживания, включая мониторинг. Проектирование и расчет конструкционной надежности отдельных сооружений инженерной защиты выполняется в соответствии с требованиями строительных норм на проектирование защищаемых объектов и методиками определения коэффициентов надежности по нагрузкам и воздействиям.

Схемы инженерной защиты (генеральные, детальные, специальные) — проектный материал, разработанный с целью определения и обоснования оптимального комплекса инженерной защиты, его ориентировочной стоимости и очередности осуществления. Проектная документация по инженерной защите (ИЗ) от опасных процессов в зависимости от вида и назначения состоит из градостроительной (градостроительное планирование развития территорий поселений) и общестроительной документации.

Градостроительная документация ИЗ на предпроектной стадии (о градостроительном планировании развития территорий поселений) включает в себя: консолидированную схему ИЗ; территориальную комплексную схему ИЗ субъекта Российской Федерации; территориальную схему ИЗ районов; генеральную схему ИЗ. Градостроительная документация ИЗ на проектной стадии (о застройке территории поселений) предусматривает: детальную схему ИЗ; общепланировочную и детальную схемы ИЗ для застройки отдельных элементов планировочной структуры.

Консолидированная схема инженерной защиты разрабатывается на стадии «Консолидированная схема градостроительного планирования» (схема градостроительного планирования развития частей территории Российской Федерации, включающих в себя территории двух или более субъектов или части их территорий, составляется в целях согласования сферы взаимных интересов Российской Федерации и ее субъектов в области градостроительства и установления норм, которые должны учитываться субъектом Российской Федерации при осуществлении градостроительной деятельности) для территорий, подверженных воздействиям (существующим и потенциальным) опасных геологических и геоэкологических процессов. Масштаб графических материалов: 1:1000 000 – 1:300 000 (1:500 000).

Территориальная комплексная схема инженерной защиты отдельных субъектов РФ разрабатывается на стадии «Территориальная комплексная схема градостроительного планирования развития территорий субъектов и частей территорий Российской Федерации» (республик, краев, областей, автономных областей, автономных округов, пригородных зон, иных территорий, составляется в целях согласования сферы взаимных интересов субъектов в области градостроительства) для территорий муниципальных образований, подверженных воздействиям (существующим и потенциальным) опасных геологических и геоэкологических процессов. Масштаб графических материалов: 1:300 000 (1:500 000 – 1:100 000).

Территориальная комплексная схема инженерной защиты районов и округов разрабатывается на стадии «Территориальная комплексная схема градостроительного планирования развития территорий районов и сельских округов» в целях согласования сферы взаимных интересов муниципальных образований (районов и округов) и городских поселе-

ний, подверженных воздействиям (существующим и потенциальным) опасных геологических процессов. Масштаб графических материалов: 1:25 000 – 1:10 000.

Генеральная схема инженерной защиты (поселения) разрабатывается на стадии «Генеральный план» для создания необходимых условий формирования среды жизнедеятельности, а также соблюдения требований к сохранению градостроительных объектов (в том числе объектов историко-культурного наследия и особо сохраняемых природных территорий) и экологического благополучия территорий, подверженных воздействиям (существующим и потенциальным) опасных геологических и геокриологических процессов. Генеральная схема ИЗ может разрабатываться самостоятельно или в составе раздела генплана «Инженерная подготовка территории» для исторических городов. Учитывая уникальность градостроительной планировки и самой застройки, возможна предварительная разработка «Концепции генеральной схемы инженерной защиты исторического города от опасных геодинамических процессов» с учетом историко-архитектурного опорного плана и проектов зон охраны. Масштаб графических материалов зависит от численности населения города и составляет 1:25 000 для крупных городов и 1:5000 – 1:2000 для малых городов.

Детальная схема инженерной защиты разрабатывается на стадии «Проект застройки территорий городских и сельских поселений», относящейся к документации о застройке территории для обеспечения требований объемно-пространственного и архитектурно-планировочного решения, а также для устранения планировочных ограничений в связи с развитием (существующих или возможных) опасных геологических и геокриологических процессов для отдельных частей территории.

Детальная схема ИЗ разрабатывается самостоятельно или в составе раздела проекта планировки частей территории поселений и проектов застройки кварталов, микрорайонов и пр. Она должна быть увязана с существующими и проектируемыми территориальными (внешними) инженерными сетями. Масштаб графических материалов: 1:2000 – 1:500.

1.5. Синергетика, геодинамическое прогнозирование и моделирование

Синергетика (от греч. *synergetikes* — совместный, согласованно действующий) — научное направление, изучающее связи между эле-

ментами структуры (подсистемы), которые образуются в открытых системах благодаря интенсивному (потокowому) обмену веществом и энергией с окружающей средой в неравновесных условиях. В таких системах наблюдается согласованное поведение подсистем, в результате чего возрастает степень ее упорядоченности, т.е. уменьшается энтропия и происходит так называемая самоорганизация. Основы синергетики — термодинамика неравновесных процессов, теория случайных процессов, теория нелинейных колебаний и волн. Так как все земные макросистемы (биологические, геологические, географические, экологические и др.) и биосфера в значительной степени системы открытые, то развиваются они по законам синергетики.

Синергетика, как и другие теории самоорганизации, пытается восполнить «белые пятна», которые оставила после себя классическая физика, главное среди которых — практически полное отсутствие обобщений, касающихся поведения открытых систем. Синергетика, изучая законы самоорганизации, самодезорганизации и самоуправления сложных систем, дает то универсальное знание законов самоорганизации и развития систем, в котором давно назрела насущная потребность. Синергетика впитала в себя все значимые для исследования процессов самоорганизации теоретические и методологические выводы системных исследований.

Для самоорганизующихся систем существует несколько различных путей развития. В равновесном или слабравновесном состоянии в системе существует только одно стационарное состояние, которое зависит от некоторых управляющих параметров. Изменение этих управляющих параметров будет выводить систему из равновесного состояния. В конце концов вдали от равновесия система достигает некоторой критической точки, называемой *точкой бифуркации*. Начиная с этого момента, на дальнейшую эволюцию системы могут воздействовать даже ничтожно малые флуктуации, которые в равновесном состоянии системы неразличимы. Поэтому невозможно точно предсказать, какой путь эволюции выберет система за порогом бифуркации. Таким образом, в замкнутых системах процессы развиваются в направлении роста энтропии и приводят к хаосу. В открытых же системах в соответствующие моменты — моменты неустойчивости — могут возникать малые возмущения, флуктуации, способные разрастаться в макроструктуры, т.е. хаос и случайность в них могут выступать в качестве активного начала, при-

водящего к развитию новой самоорганизации.

Формирование синергетики связано с возникновением науки нового типа — нелинейной науки, изучающей нелинейные, открытые и неравновесные системы в отличие от науки классического типа, которая исследует закономерности линейного характера — результат изменения системы прямо пропорционален внешнему воздействию. Нелинейность же означает возможность спонтанных направлений изменений системы, поскольку развитие совершается через случайность выбора пути в момент бифуркации.

В точке бифуркации происходит переход от линейного к нелинейному развитию процесса. Бифуркационное состояние возникает, когда поведение процесса становится неоднозначным. Именно это состояние анализируется в *теории катастроф*. В рамках этой теории рассматриваются скачкообразные изменения, которые могут возникнуть в системе в ответ на эволюционные трансформации внешней среды. Например, при наличии на склоне горы большой массы снега любая сломанная веточка может привести к критической ситуации, которая вызовет снежную лавину. Точка бифуркации представляет собой переломный, критический момент в развитии системы, в котором она осуществляет выбор пути. Иначе говоря, это точка ветвления вариантов развития, точка, в которой происходит катастрофа. Термином катастрофа в концепциях самоорганизации называют качественные, скачкообразные, внезапные («гладкие») изменения, скачки в развитии.

Поведение всех самоорганизующихся систем в точках бифуркации имеет общие закономерности, многие из которых уже раскрыты концепциями самоорганизации. Точки бифуркации часто провоцируются изменением управляющего параметра или управляющей подсистемы, влекущей систему в новое состояние.

Потенциальных траекторий развития системы много и точно предсказать, в какое состояние перейдет система после прохождения точки бифуркации, невозможно, что связано с тем, что влияние среды носит случайный характер (закон поливариантности путей развития систем в точке бифуркации). В реальных условиях при углублении неравновесности в открытой системе возникает определенная последовательность бифуркаций, сопровождающаяся сменой структур. Типичный пример такого сценария — развитие турбулентности с чередующимися типами все более усложняющихся движений. Состояние системы в момент

бифуркации неустойчиво, поэтому даже бесконечно малое воздействие может привести к выбору дальнейшего пути.

Управление самоорганизующейся системой может рассматриваться как способствование собственным тенденциям ее развития с учетом присущих ей элементов саморегуляции. Однако это не означает, что самоорганизующейся системе можно навязать путь развития, так как самоорганизация в сложных системах свидетельствует о невозможности установления полного контроля за системой (*закон невозможности установления жесткого контроля за системой*).

Выбор пути развития в точке бифуркации может быть связан с жизненностью и устойчивым типом поведения системы. Согласно принципу устойчивости, среди возможных форм развития системы реализуются лишь устойчивые; неустойчивые, если и возникают, то быстро разрушаются.

Повышение размерности и сложности системы увеличивает количество состояний, при которых может происходить скачок (катастрофа), и число возможных путей развития, т.е. чем более разнородны элементы системы и сложны ее связи, тем более она неустойчива. Эта закономерность известна как «закон Легасова» — чем выше иерархия системы, тем более она неустойчива, тем больше расходов требуется на ее содержание.

Чем более неравновесна система, тем из большего числа она может выбирать возможный путь развития в точке бифуркации. Одни и те же ветви или типы ветвей могут реализовываться неоднократно. Например, в мире социальных систем есть общества, многократно выбиравшие тоталитарные сценарии. Вместе с тем два близких состояния могут породить совершенно различные пути развития.

Та или иная ветвь выбирается в соответствии с *принципом диссипации* — одним из основных законов развития, который заключается в следующем: из совокупности допустимых состояний системы реализуется то, которому отвечает минимальное рассеяние энергии, или, что то же самое, минимальный рост энтропии.

В процессе развития система проходит две стадии: эволюционную (иначе называемую адаптационной) и революционную (скачок, катастрофа). При разворачивании эволюционного процесса происходит медленное накопление количественных и качественных изменений параметров системы и ее компонентов, в соответствии с которыми в точке бифуркации система выберет один из возможных для нее новых путей

развития. В результате этого произойдет качественный скачок и система сформирует новую диссипативную структуру, соответствующую выбранному пути, что происходит в процессе адаптации к изменившимся условиям внешней среды.

Эволюционный этап развития характеризуется наличием механизмов, которые смягчают воздействие флуктуации системы, ее компонентов или среды и возвращают ее в устойчивое состояние, свойственное ей на этом этапе. Но постепенно в системе возрастает энтропия, поскольку из-за накопившихся в системе, а также в ее компонентах и внешней среде изменений способность системы к адаптации падает и нарастает неустойчивость. Возникает острое противоречие между старым и новым в системе, а при достижении параметрами системы и среды бифуркационных значений неустойчивость становится максимальной, поэтому даже малые флуктуации приводят систему к катастрофе — скачку.

На этой фазе развитие приобретает непредсказуемый характер, поскольку оно вызывается не только внутренними флуктуациями, силу и направленность которых можно прогнозировать, проанализировав историю развития и современное состояние системы, но и внешними, что крайне усложняет, а то и делает невозможным прогноз. Иногда вывод о будущем состоянии и поведении системы можно сделать, исходя из «закона маятника», — скачок может способствовать выбору пути, «противоположному» прошлому. После формирования новой диссипативной структуры система снова вступает на путь плавных изменений, и цикл повторяется.

Катастрофа изменяет организованность системы, причем всегда в сторону ее увеличения. Временная граница катастрофы определяется «принципом максимального промедления»: система делает скачок только тогда, когда у нее нет иного выбора.

Синергетический подход позволяет моделировать практически любые сложные системы, встречающиеся в природе, — живые организмы, экосистемы, социальные и т.д. Благодаря ему установлено, что процессы созидания (нарастание сложности и упорядоченности) имеют единый алгоритм независимо от природы систем, в которых они осуществляются. Развитие происходит через случайный выбор одного из возможных путей дальнейшей эволюции в точке бифуркации. Следовательно, случайность встроена в механизм эволюции, и именно поэтому невозможно вести жесткий контроль за развитием систем, которые испытывают

бифуркационные разветвления. Варианты развития системы можно предвидеть, но какой именно из них будет выбран, предсказать нельзя.

Таким образом, законы синергетики накладывают вполне определенные ограничения на геодинамическое прогнозирование и геодинамическое моделирование.

Прогнозирование — совокупность приемов мышления, позволяющих на основе ретроспективного (от лат. *retro* — назад и *specio* — смотрю) анализа внешних и внутренних связей, присущих объекту, а также их вероятных изменений в рамках рассматриваемого явления или процесса вывести суждения определенной достоверности относительно его будущего развития.

Геодинамический прогноз проводится с помощью специальных методик: линейной (прямолинейной, экспоненциальной или по иным известным заранее кривым изменений) экстраполяции (продления существующих тенденций во времени); модельной экстраполяции (учитывающей возможную неравномерность в развитии процессов); натурной модели (эксперимента); интуитивного (экспертного) предсказания (метод Делфи, основанный на логическом моделировании, индивидуально проводимом группой экспертов, затем сближающих свои позиции на основе специальной математической обработки результатов высказываний); анализа причинно-следственной цепи, или проведения аналогий (предполагается, что грядущий процесс будет аналогичен уже известным явлениям, происходящим в сходных условиях); первичного толчка (наблюдаемое слабое изменение, несущественное сейчас, рассматривается как способное перерасти в сильное, высокозначимое); качественного скачка (предсказания перехода слабого роста в сверхэкспоненциальный — вариант метода экстраполяции).

Все перечисленные способы геодинамического прогнозирования применимы в основном лишь к эволюционной линейной части развития экосистем и, кроме того, имеют ограничение, связанное с принципом неполноты информации (принципом неопределенности), — информация по проведению акций по преобразованию природы всегда недостаточна для априорного суждения о всех возможных результатах (особенно в далекой перспективе) осуществляемого мероприятия. Связано это с исключительной сложностью природных систем, их индивидуальной уникальностью и неизбежностью природных цепных реакций, направление которых нередко трудно предсказуемо. Для уменьшения степени неопределенности моделирование следует дополнять исследованиями

в природе, натурными экспериментами и выяснением естественной динамики природных процессов. Принцип неполноты информации служит важным ограничением в использовании метода аналогии в геодинамическом прогнозировании, так как аналогия всегда неполна из-за индивидуальности природных систем и условий.

При прогнозировании широко используется математическое моделирование. Всегда следует помнить, что это — чрезвычайно полезный и плодотворный прием в геодинамике, но целесообразно его использовать лишь в определенных пределах без придания методике черт мнимой универсальности (абсолютности). Это следует не только из принципа неполноты информации, но и из того, что любое *моделирование* (включая и математическое) — это метод исследования сложных объектов, явлений и процессов путем их упрощенного имитирования и основывается на теории подобия. А любое подобие — это еще не реальная модель, а лишь некоторое приближение к ней.

Ограничениями при моделировании обычно выступают такие факторы, как технические, концептуальные и психологические, воздействующие на точность получаемых при моделировании результатов. Модель всегда неминуемо упрощена, а потому функционально не адекватна объекту (в том числе по параметру перехода количества в качество). Программист не только ограничен действием принципа неполноты информации, но он невольно делает ошибки согласно принципу инстинктивного отрицания—признания и удаленности события.

Принцип инстинктивного отрицания—признания — это факты и закономерности, концептуально отрицаемые составителем машинной программы, неосознанно (подсознательно) исключаются им из модели, а фактам, признаваемым верными, инстинктивно придается больший вес, чем они имеют в реальности. В связи с этим при моделировании сложных многоаспектных событий и систем, как правило, получается либо то, что «хотел» получить (к чему осознанно или неосознанно, но подсознательно стремился) составитель программ, либо результат, близкий (сдвинутый в сторону) к субъективно желаемому (но не объективному) положению вещей.

Недоучет принципа инстинктивного отрицания—признания — это тривиальная ошибка при проектировании (моделировании) природоохранных и природопользовательских акций. Поэтому для подобного моделирования следует привлекать специалистов, не заинтересованных (материально или психологически) в конечных результатах и свободных

от предвзятых (собственных) мнений. Ограничения моделирования, связанные со всеми перечисленными факторами, следует учитывать при оценке геодинамических моделей, особенно при прогнозировании, а также при анализе геодинамических систем и их составляющих. Модель дает лишь вероятный сценарий процесса, а не его копию!

ГЛАВА 2. СОВРЕМЕННАЯ ЭНДОГЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

2.1. Поле напряжений планеты

Реальные геологические среды с некоторым приближением можно рассматривать как упругие среды. В них могут возникать и распространяться упругие волны разных типов. Особенности и законы распространения упругих волн в абсолютно упругих средах во многих отношениях сходны с особенностями распространения волн в более сложных реальных средах. Упругим называют тело, которое изменяет свой объем и форму или, иначе говоря, деформируется, если к нему прилагается сила, и мгновенно возвращается в исходное состояние после прекращения ее действия. При действии небольших сил многие горные породы можно считать упругими.

Изменения размеров или формы упругого тела либо его частей, возникающие под действием приложенных сил, называют деформациями. Если рассматривать очень маленький параллелепипед, выделенный в упругом теле, то можно различить два основных вида деформаций. В одном случае под действием приложенных сил изменяется объем параллелепипеда, в то время как его форма (углы между гранями) остается неизменной. Такие деформации называют деформациями объема (рис. 2.1, *а*). В другом случае, наоборот, объем малого параллелепипеда остается неизменным, но его форма

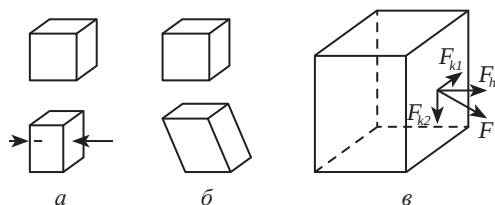


Рис. 2.1. Деформация объема (*а*), формы (*б*) и напряжения (*в*)

(углы между гранями) изменяется (см. рис. 2.1, б). Такие деформации называют деформациями формы или сдвигами. Мерой деформации служат удлинение сторон параллелепипеда, изменение его объема, изменение углов между сторонами.

В теории упругости доказывается, что всякую деформацию в упругой среде можно представить как результат наложения двух происшедших одновременно деформаций — *объема* и *сдвига*. Таким образом, изучение различных сложных видов деформаций может быть сведено к исследованию этих двух основных видов.

Возникновение деформаций в упругом теле всегда связано с действием внешних или внутренних сил. Предположим, что к упругому телу приложена система внешних сил. Под их действием упругое тело принимает новую форму, т.е. деформируется. Вырежем из рассматриваемого тела небольшой параллелепипед. Чтобы форма и размер параллелепипеда после извлечения его из упругой среды не изменились, следует к каждой его грани приложить такую силу, которая оказывала бы на него такое же действие, как удаленная часть упругой среды. Векторы F (см. рис. 2.1, в), изображающие эти силы, могут составить углы с гранями, отличные от 90° , поэтому обычно рассматривают составляющие этих сил: нормальную F_n составляющую, перпендикулярную к грани; касательные, составляющие силы F_{k1} и F_{k2} , действия которых лежат в плоскости грани.

Для определения величины силы вне зависимости от размеров малого параллелепипеда введено понятие напряжения. Под напряжением понимают внутреннюю силу, действующую на элементарную площадь в упругом теле, уравнивающую действие окружающей упругой среды и отнесенную к единице площади. Поэтому для определения величины действующих внутренних сил на параллелепипед произвольных размеров достаточно знать величину нормальных и касательных напряжений. Между напряжениями и деформациями существует связь, устанавливаемая законом Гука, согласно которому величина деформации прямо пропорциональна величине напряжений.

Рассмотрим в качестве примера упругий длинный брус круглого сечения, закрепленный торцом на неподвижной опоре (рис. 2.2). К противоположному торцу бруса приложена сила F . Пусть длина бруса до приложения силы равна l , а диаметр d . Под действием силы F размер и форма бруса изменятся: он удлинится на величину Δl , в то время как диаметр его уменьшится на величину Δd . Согласно закону Гука, между

приложенным напряжением и возникающими деформациями должна существовать прямая пропорциональность. Величина напряжения, действующего на единицу площади поперечного сечения бруса

$$X = \frac{4F}{\pi d^2}$$

и, следовательно,

$$\Delta l = aX, \quad \Delta d = bX, \quad (1)$$

где a и b — коэффициенты пропорциональности.

Введенные коэффициенты a и b зависят не только от свойств вещества, но и от размеров бруса. Чтобы коэффициенты пропорциональности характеризовали только упругие свойства вещества, вводят понятие об относительном удлинении δl и относительном поперечном сжатии δd :

$$\delta l = \Delta l / l, \quad \delta d = \Delta d / d.$$

Подставляя в эти формулы выражения (1), получим:

$$\delta l = \frac{a}{l} X = \frac{1}{E} X, \quad \frac{\delta d}{\delta l} = \sigma. \quad (2)$$

Величина E называется модулем продольного растяжения (модуль Юнга), величина σ — модулем поперечного сжатия (коэффициент Пуассона). Величины E и σ не зависят от размеров и формы тела, а также друг от друга; они характеризуют только упругие свойства вещества. Упругие свойства всякого изотропного упругого тела полностью определены, если известны значения E и σ . Вместо упругих постоянных E и σ иногда используют другие упругие постоянные, например, модуль всестороннего сжатия K , упругие постоянные Ламе и др. Однако все эти величины связаны между собой и могут быть вычислены, если известны два каких-либо упругих модуля.

Для большинства горных пород модуль поперечного сжатия можно приближенно считать равным 0,25–0,35 (табл. 2.1). Закон Гука установлен для абсолютно упругих тел. Он справедлив также и для большинства

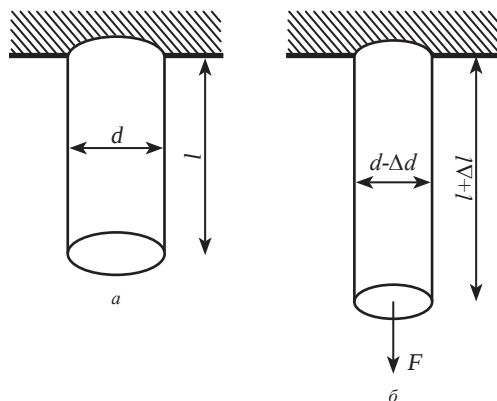


Рис. 2.2. Упругий брус:

a — до приложения силы; b — после приложения силы

Т а б л и ц а 2.1

Приближенные значения модулей E и σ для различных веществ и горных пород

Материал	$E \cdot 10^{-11}$, ед. СГС	σ	Материал	$E \cdot 10^{-11}$, ед. СГС	σ
Железо	19,6	0,27	Известняк	2,5–6	0,22–0,35
Стекло	6	0,26	Мергель	1,5–4,5	0,30–0,40
Гранит	3–5	0,25–0,30	Песчаник	1,5–3,0	0,20–0,35
Кварцит	5–8	0,22–0,27			

горных пород, если деформации и напряжения не слишком велики. Чем меньше величина наблюдаемых деформаций, тем ближе оказывается вещество по своим свойствам к абсолютно упругому телу. Необходимо помнить об ограничении закона Гука. Вблизи области взрыва возникают колоссальные напряжения и закон Гука неприменим. Лишь для областей, расположенных на некотором удалении от места взрыва, где деформации достаточно малы, можно использовать выводы, вытекающие из этого закона.

Поле тектонических напряжений — суммарное состояние напряжений, вызванных деформирующими усилиями, приложенными в горных породах. Напряженным состоянием характеризуются не только самые поверхностные слои горных пород, которые можно наблюдать непосредственно, но и более глубокие части земной коры. Напряжения характеризуются как вертикальной, так и горизонтальной компонентой. Изучение напряженного состояния земной коры имеет научное и практическое значения. Данные о напряженном состоянии массивов горных пород важны при строительстве и эксплуатации всех подземных горнодобывающих выработок (шахт, штолен, скважин и др.) и любых других подземных сооружений, включая тоннели, опоры мостов и т.д.

Поле *напряжений планеты* — комплексное понятие, в которое вкладывается сложное сочетание одновременно существующих и накладывающихся друг на друга полей напряжений различного масштаба и генезиса. Источники напряжений в теле Земли можно подразделить на три большие генетические группы.

Первая группа обусловлена эндогенными, т.е. внутренними процессами, происходящими не только в земной коре, но и в мантии. Эти процессы генерируют глобальное поле напряжений Земли и тектонические движения в земной коре. Вторая группа источников напряжений связана с экзогенными факторами, например, покровным оледенением, денудацией (снос продуктов выветривания), наполнением крупных водохранилищ, откачкой воды, нефти и газа, подземными выработками и т.д. Третья группа

факторов вызвана космическими источниками, среди которых — ротационные силы Земли, силы, возникающие при быстром, практически скачкообразном изменении скорости вращения Земли, а также при приливном солнечно-лунном воздействии.

Из всех источников самый существенный вклад в поле напряжений планеты вносят эндогенные процессы, которые формируют поля тектонических напряжений разных рангов — от глобального до регионального и локального. Так, если ротационные силы создают напряжения всего до 0,1 Па, солнечно-лунные приливы до 10 Па, то эндогенные силы формируют поля тектонических напряжений до нескольких сотен мегапаскалей.

Время действия напряжений разных групп также различно. Отличаются и методы их изучения, однако данное обстоятельство не всегда учитывается. Например, по отдельным натуральным измерениям делается заключение о характере регионального и даже глобального (континентального) поля напряжений.

Для оценки напряженного состояния земной коры используют следующие методы: 1) теоретические (численные) расчетные; 2) геолого-структурные; 3) сейсмологические; 4) геофизические; 5) геодезические; 6) натурные измерения; 7) экспериментальные. Первый и третий методы дают общее соотношение векторов напряжений и позволяют построить эллипсоид напряжений с измерением деформаций и их последующим пересчетом в напряжения. Теоретические методы расчета могут быть применены для любых типов (рангов) полей напряжений — от локальных до глобальных. Геолого-структурные методы базируются на изучении деформационных структур (мелкие складки, трещины, галька, деформированные оолиты) и решении обратной задачи по реконструкции ориентировки векторов главных нормальных напряжений. Наилучшие объекты — известняковые оолиты сферической формы. В результате деформации шарики оолитов превращаются в трехосные эллипсоиды. Сравнение длины осей эллипсоида с длиной диаметра исходной сферы позволяет судить о направлении и относительном размере деформаций вдоль соответствующих осей. Аналогичные наблюдения могут быть выполнены по гальке, раковинам и конкрециям, первоначальная форма которых хотя бы приблизительно известна, а также по рисунку трещин. Трещины отрыва всегда располагаются нормально к оси максимального удлинения (растяжения); в трещинах скалывания ось сжатия совпадает с биссектрисой острого угла между трещинами, а ось растяжения — биссектрисой тупого угла между ними.

Оси напряжений для крупных участков земной коры могут быть восстановлены и по складчатости в целом. Складки продольного изгиба (складки сдавливания) свидетельствуют, что в области их распространения происходила общая деформация сокращения в направлении, нормальном к осевым плоскостям складок, и общая деформация удлинения (растяжения) параллельно осевой плоскости. В случае лежащих складок ось максимального сокращения (сжатия) расположена вертикально. В складках поперечного изгиба (глыбовые или штамповые складки) ось максимального сокращения расположена, как правило, вертикально, а ось максимального удлинения (растяжения) — в плоскости слоев.

Среди натурных измерений напряженного состояния горных пород наиболее распространены три метода: деформографический; дискование кернов; разгрузки. Они разработаны для конкретных задач горнодобывающей промышленности и применяются в горном деле (в шахтах, скважинах и т.п.).

В деформографическом способе используются скважинные и кварцевые деформографы. При ориентированной по отношению к странам света установке деформографа можно получить изменения деформаций по трем взаимно-перпендикулярным направлениям и соответственно оценить тензор напряжений в точке. Деформограф позволяет вести постоянные наблюдения за изменением деформаций. В этом его преимущество по отношению ко всем другим методам натурных измерений.

Метод дискования керна основан на свойстве керна раскалываться на дискообразные пластинки в тех местах, где порода испытывала повышенные напряжения. По серии скважин можно установить ориентацию зон повышенной концентрации напряжений в коре, а экспериментальным способом в аналогичном неразрушенном керне определить конкретные значения напряжений, вызывающих дискование.

Использование метода разгрузки для оценки напряжений в горном массиве требует много времени и дорого, но разработан он в совершенстве и используется давно. Метод разгрузки позволяет устанавливать остаточные упругие деформации в горной породе после ее разгрузки и таким образом оценивать избыточные напряжения. Они выявляются преимущественно по двум направлениям. Для определения тензора напряжений объем технических работ существенно возрастает.

В ближайшие годы перспективным для оценки напряженного состояния будет метод гидроразрыва, который позволяет оценить прочностные

характеристики горных пород в массиве. Однако поле напряжений по ориентировкам его трех главных векторов оценивается весьма приблизительно.

Все методы, связанные с натурными измерениями, дают возможность выявить локальное поле напряжений для конкретного времени. В этом их большое достоинство, используемое в горном деле прежде всего для прогноза горных ударов и ослабленных зон.

Какие же эндогенные процессы вызывают напряженное состояние и перемещение вещества в теле планеты? Наиболее важное значение имеет термогравитационная дифференциация (разделение) глубинного вещества, особенно на верхних границах астеносферы и расплавленного внешнего ядра, характеризующаяся резкими различиями в температуре, плотности и, прежде всего, в вязкости. В астеносферном слое вязкость на 2–3 порядка меньше, чем в вышележащих слоях мантии. Подобные вязкостные различия вызывают неустойчивость на границах систем мантия–астеносфера и расплавленное ядро–твердая мантия. В условиях подобной неустойчивости развивается вынужденная конвекция, при которой разогретое и частично расплавленное вещество астеносферы и расплавленное вещество ядра выдавливаются (отжимаются) под механическим воздействием значительно более вязких (относительно упругих) вышележащих слоев мантии. Наличие подобных колонн разогретого вещества, поднимающихся из астеносферы и ядра, подтверждено данными сейсмотомографии (рис. 2.3).

Сейсмотомографические данные показывают, что тектонические структуры литосферы отражены в поле сейсмических скоростей до глубины 150 км; на глубине 300 км корреляция значительно слабее, а на 550 км она исчезает практически полностью, однако на глубинах 1300, 2300 и 2750 км корреляция вновь появляется. Сейсмическая томография указывает на многоярусное развитие термогравитационно неустойчивых масс с обусловленными ими геодинамическими процессами и на нередкое отсутствие линейной связи между отдельными ярусами (рис. 2.4).

Вынужденная конвекция вязкого разогретого вещества под давлением вышележащего, значительно более вязкого вещества мантии вызывает развитие процессов глубинного диапиризма, т.е. приподнимание и протыкание вышележащих слоев мантии и литосферы с их разрывом и раздвижением (раздвигом) в купольной части над ними и выходом магмы и флюидов (газовых и жидких растворов) на поверхность. При

этом примыкающие к диапирам области опускаются, и при интенсивном выдавливании разогретое вещество пододвигается под восходящие конвективные струи.

Внутри колонн (потоков) вынужденной конвекции развивается естественная свободная конвекция, вызванная наличием градиентов температуры и плотности поднимающегося относительно маловязкого, разогретого и расплавленного вещества. Благодаря этому, в колоннах происходит гравитационная дифференциация вещества, при которой более легкие расплавы и флюиды поднимаются вверх, а более тяжелое вещество отстает в своем движении вверх или опускается вниз. Подобное расслоение конвективного потока вызывает дифференцированные движения тектонических структур земной коры в виде перемещения блоков с разной скоростью или с разными направлениями — один

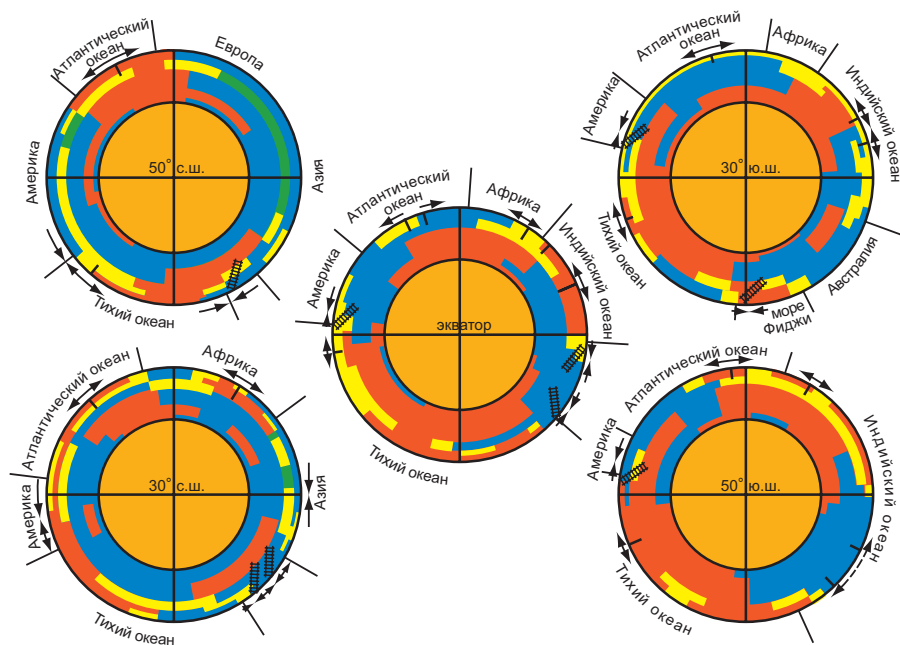


Рис. 2.3. Скорость распространения сейсмических волн и плотность вещества:

■ — средняя; ■ — повышенная за счет охлаждения мантии; ■ — понижение за счет разогрева и частичного плавления вещества мантии; ■ — понижение за счет опускания относительно легкого вещества коры и верхней мантии; ■ — ядро; направления главных осей напряжений: ■ — при сжатии; ■ — при растяжении; ■ — сейсмофокальные зоны

блок поднимается, а другой опускается.

Измерение напряжений, существующих в различных тектонических структурах литосферы, позволило получить следующие результаты: все активные континентальные окраины (вулканические дуги) характеризуются сжимающими горизонтальными напряжениями; ориентировка осей сжатия в них, как правило, перпендикулярна к простиранию активной окраины. Например, горизонтальное сжатие в пределах Курильской и Японской островных дуг составляет 200–400 МПа. Изучение очагов землетрясений в сейсмофокальных зонах, погружающихся, как правило, со стороны океанов под материки до глубины 700 км, также свидетельствуют о наличии сильнейшего сжатия в этих зонах (рис. 2.5).

Молодые горно-складчатые сооружения Альпийского пояса, простирающиеся от Пиренеев на западе до Гималаев на востоке по сейсмическим и геологическим данным находятся в состоянии субгоризонтального сжатия, оси которого в большинстве случаев ориентированы перпендикулярно к простиранию основных структурных элементов. Согласно измерениям в скважинах, напряжения под Альпами и Гималаями достигают 100–130 и даже 200 МПа. Много это или мало? Для сравнения приведем максимальные значения временных сопротивлений сжатию, МПа: гранит — до 400; кварцит — до 570; хемогенный известняк — до 200; мергель — до 42; кремнистый песчаник — до 17; глинистый песчаник — до 1,6, т.е. осадочные породы уже при относительно небольших повреждениях способны деформироваться.

Континентальные платформы (Восточно-Европейская, Африканская и др.) также подвергаются сжатию. Например, на Северо-Американской

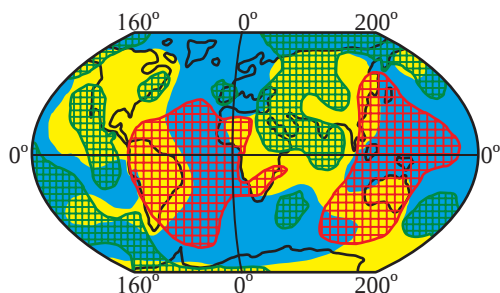


Рис. 2.4. Горизонтальные неоднородности плотности в мантии и скорости распространения сейсмических волн на глубине 550 км.

Избыток масс характерен для мантии под большей частью дна океанов, разуплотненная же мантия, для которой характерно снижение скорости распространения сейсмических волн, сосредоточена под материками и наиболее разогретыми рифтовыми структурами Восточно-Тихоокеанского и Австрало-Антарктического поднятий.

— разуплотненная мантия; — избыток масс в мантии; скорость сейсмических волн: — пониженная, — повышенная

платформе в приповерхностных слоях и на глубине в 1–3 км установлены сжимающие субгоризонтальные напряжения, значительно превышающие напряжения, связанные с литостатической нагрузкой, т.е. с давлением вышележащих пород. В осадочном чехле платформ у поверхности напряжения в 2 раза больше литостатического. На глубинах в сотни метров и первые километры они достигают 50–100 МПа и более. Субгоризонтальным сжатием охвачены и океанические платформы.

Области растяжения сосредоточены преимущественно в рифтовых зонах океанов и континентов, во внутренних и окраинных морях и глубоких впадинах на континентах, например, в Прикаспийской впадине. Растягивающие напряжения в рифтах действуют в очень узкой полосе, шириной иногда в несколько километров, например в центральном грабене Исландии и в Красном море. В других местах ширина зоны растяжения составляет десятки, редко первые сотни километров. В пределах Восточно-Африканских рифтов и в Байкальском рифте основное растяжение

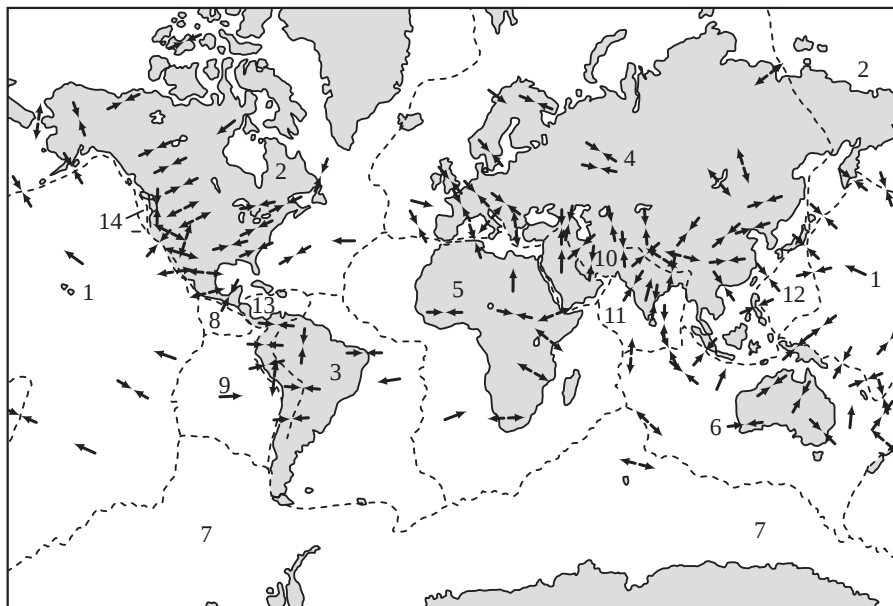


Рис. 2.5. Ориентировка тектонических напряжений в земной коре континентов и литосфере океанов.

Литосферные плиты: 1 — Тихоокеанская, 2 — Северо-Американская, 3 — Южно-Американская, 4 — Евразийская, 5 — Африканская, 6 — Австралийская, 7 — Антарктическая, 8 — Кокос, 9 — Наска, 10 — Аравийская, 11 — Индийская, 12 — Филиппинская, 13 — Карибская, 14 — Хуан-де-Фука

ориентировано перпендикулярно к краям узких и длинных рифтов. В Центральной и Восточной Азии наблюдается весьма сложная картина распределения полей сжимающих и растягивающих напряжений.

Техногенная деятельность человека — создание крупных водохранилищ, откачка огромных объемов воды, газа и нефти, разработка глубоких карьеров и шахт — нарушает естественные поля напряжений и существующее динамическое равновесие в земной коре, особенно в ее верхней части, что способствует активизации деформационных и сейсмических процессов. Поэтому необходимо постоянно наблюдать за современными полями напряжений, в том числе и с помощью инструментальных методов.

2.2. Движения земной коры и ее поверхности

Земная кора и ее поверхность находятся в непрерывном движении. Одни ее участки поднимаются, другие опускаются или перемещаются в горизонтальном направлении. Причины движений бывают космогенные и внутриземные (теллурические). К космогенным относятся приливные и ротационные движения, к внутриземным — тектонические и нетектонические (осадки, просадки, техногенные и др.) движения.

Приливные движения вызываются притяжением Луны и Солнца и проявляются в периодических поднятиях (и опусканиях) поверхности Земли и уровня воды в океанах с периодами в $\frac{1}{2}$ лунных суток (12 ч 25 мин) и $\frac{1}{2}$ солнечных суток (12 ч). В направлении приливообразующих Луны и Солнца и с обратной стороны Земли образуются приливные вздутия, которые в течение суток оббегают Земной шар в направлении, обратном осевому вращению Земли. Высота приливов, вызываемых Луной, в 2,2 раза больше солнечных приливов. Во время сизигий (новолуния и полнолуния), когда Луна и Солнце находятся на одной линии с Землей (сизигия), эти приливы складываются, а во время квадратур (первой и последней четверти), когда Луна и Солнце образуют с Землей прямой угол (квадратуру), солнечный прилив вычитается из лунного. В открытом океане высота прилива не превышает 1 м, но в узких проливах и бухтах может достигать 14–16 м. Приливные явления в твердой Земле проявляются в вертикальном смещении земной поверхности (до 25 см на экваторе и 10 см на широте 50°) и в изменении силы тяжести g — в колебаниях отвеса.

Ротационные движения обусловлены ротационными силами вращающейся Земли и связанными с ними напряжениями в теле планеты, резко возрастающими при быстром, практически скачкообразном изменении скорости вращения планеты. Ротационные силы — причина появления на Земле планетарной системы линеаментов — трещин, разломов, линейно-ориентированных элементов оро- и гидрографии, которые имеют закономерные орто- и диагональную ориентировки по отношению к оси вращения планеты.

Положение оси вращения в теле Земли непрерывно меняется, так как главная ось инерции Земли не совпадает с мгновенной осью ее вращения. Точки пересечения мгновенной оси вращения Земли с ее поверхностью называются мгновенными полюсами — Северным и Южным. Каждый из этих полюсов описывает на поверхности Земли неправильную кривую, не удаляясь более чем на 13 м от своего среднего положения. Движения полюсов Земли непрерывно смещают сетку меридианов и параллелей, следовательно, меняются все широты, долготы и азимуты на земной поверхности. Поэтому в точных работах по астрометрии, геодезии и картографии необходимо учитывать движения полюсов. Для получения координат полюсов Земли в 1898 г. была создана специальная организация — Международная служба широты (МСШ), которая с момента организации и по настоящее время наблюдает за движением полюсов.

Движение полюсов Земли происходит в направлении суточного вращения Земли и состоит, главным образом, из двух периодических движений — годового и с периодом в 1,2 года (период Чандлера). Годичный период обусловлен метеопричинами — образованием и таянием снежного покрова, перемещением водных и воздушных масс. Период, равный 430 сут или 1,2 года, получен путем наблюдений американским ученым Чандлером. Это движение (чандлеровское или свободная нутация) близко к круговому и представляет собой следствие механических свойств Земного шара, имеющего жидкое внешнее ядро. Амплитуда и начальная фаза этого движения сильно изменяются, придавая движению полюсов Земли сложный характер. Ученые разных стран, исследуя движение Северного полюса Земли путем многолетних широтных наблюдений определили приближенные скорости движения полюса — в пределах $0,004''$ – $0,0066''$ в год.

Изучение свободной нутации имеет значение для исследования внутреннего строения и упругих констант Земли, так как параметры

свободной нутации связаны с упругими деформациями Земли, которые вызываются мгновенными изменениями величины и направления центробежных сил, обусловленными смещениями мгновенной оси вращения относительно оси инерции Земли.

Тектонические движения — это механические перемещения в земной коре и в верхней мантии, изменяющие структуры геологических тел. Тектонические движения обычно отражаются в рельефе земной поверхности. Они связаны с физико-химическими процессами и перемещением вещества в твердой, жидкой (включая расплавы — магму) и газообразной фазах на разных уровнях в недрах планеты. Основные источники энергии тектонических процессов — тепло, выделяемое при распаде радиоактивных элементов и изотопов, и гравитационная энергия самой Земли. Тектонические процессы — это совокупность тектонических движений и природных процессов, под действием которых формируются тектонические структуры земной коры.

В широком понимании все остальные эндогенные факторы (магматизм, вулканизм, диапиризм и др.), сопровождающиеся изменением структуры коры, лишь часть тектонических процессов. Под тектонической структурой подразумевается совокупность структурных форм какого-либо участка земной коры, определяющая его геологическое строение и обусловленная господством того или иного тектонического режима.

Тектонический режим — это преобладающий тип тектонических движений и деформаций в основных структурных областях Земли, длительно в них сохраняющийся. Различают геосинклинальный, орогенный, платформенный и рифтогенный режимы.

Геосинклинальный режим характеризуется большими амплитудами и резкой дифференцированностью вертикальных движений коры, повышенной сейсмичностью, активным вулканизмом (андезит-базальтовым), формированием сложных складчатых (складчатость общего смятия) (рис. 2.6, 2.7) и разрывных структур (надвиги и поддвиги, взбросо-сбросы, покровы, шарьяжи и др.) (рис. 2.8, 2.9), резким нарушением геофизических полей. Пример современных геосинклиналей — вулканические дуги, которые в тектонической гипотезе литосферных плит отнесены к зонам субдукции, где океаническая литосфера обычно погружается под материковую. Однако в отдельных случаях, когда край материка сталкивается с островной дугой или со срединно-океаническим хребтом, океаническая литосфера выжимается вверх и надвигается на материковую окраину. Это



Рис. 2.6. Арковидные складки продольного сжатия в слоистой (флишеидной) терригенно-карбонатной толще



Рис. 2.7. Остроугольные (угловатые, стрельчатые) складки продольного сжатия в песчано-алевритово-глинистом флише (правобережье р. Мзымта, у дороги из Адлера на Красную Поляну)



Рис. 2.8. Разрывное нарушение (надвиг), секущее слои горных пород (обрывистый берег р. Хоста, Хостинский район Большого Сочи)



Рис. 2.9. Разрывное нарушение (сброс), по которому пришли в соприкосновение тонкослоистые породы (флиш), стоящие на голове (вертикально), и относительно более грубослоистые (флишoidные) породы, наклоненные по отношению к первым под углом 60° (Хостинский район Большого Сочи)

явление получило название обдукции. Именно так огромная пластина океанической литосферы размером 500×100 км оказалась надвинутой на восточную оконечность Аравийского полуострова, где образовала горную гряду Омана.

Орогенный (горообразовательный) режим отличается от геосинклинального преобладанием восходящих движений, активностью разломов при разнообразной складчатости и характером вулканизма (базальт-андезит-риолитовая формация). Примеры современного проявления орогенного режима — Альпийско-Гималайский горный пояс и другие регионы (зоны) активного горообразования, которые в гипотезе литосферных плит названы зонами коллизии, образовавшимися при столкновении двух континентов (например, Африки и Европы).

Платформенный режим характеризуется малыми амплитудой и дифференциацией колебательных движений коры и геофизических полей, слабой сейсмичностью, образованием в основном прерывистой складчатости (купола, мульды, валы и другие прерывисто развитые складки среди поля горизонтального залегания слоев осадочного чехла платформ). Пример платформенного режима — древние и молодые платформы Евразии, Северной и Южной Америки, Африки, Австралии и Антарктиды.

Рифтогенный режим отличает растяжение земной коры, подъем к поверхности больших объемов базальтовых магм, формированием грабенообразных структур (рифтов), формирование коры океанического типа. Он проявляется как в океанах (рифтовые долины срединно-океанических хребтов), так и на континентах (Байкал, Восточно-Африканский рифт и др.). В тектонической гипотезе литосферных плит с ним связано понятие спрединг.

Тектонические режимы вызывают тектонические движения земной коры, которые бывают пликативные (складчатые) и дизъюнктивные (разрывные). Пликативные движения классифицируются в зависимости от преобладающего направления движения (горизонтальные и вертикальные), от скорости (вековые, быстрые и скачкообразные — сейсмогенные), от глубины зарождения (поверхностные — верхнекоровые, коровые — общекоровые, глубинные — верхнемантийные и сверхглубинные — общемантийные), от времени развития (древние, новейшие, молодые и современные).

Древние движения охватывают период с момента образования твердой оболочки (протолитосферы) планеты до 30–40 млн лет на-

зад (л.н.). Они ответственны за образование основных ядер материков. Новейшие (неотектонические) движения охватывают период последних 30–25 млн л.н., за который образовались величайшие горные сооружения планеты (Альпийско-Гималайский горный пояс, Урал, Алтай, Саяны, Прибайкалье, Забайкалье и др.). Новейшие движения привели к развитию впадин внутренних (Средиземное, Черное и Каспийское) и окраинных (Охотское, Японское и др.) морей. Для областей горообразования суммарная амплитуда неотектонических движений в 6–12 раз больше, чем на платформах. Так, например, для Кавказа размах движений достигает 10–12 км (+5; –5–8 км), для Тянь-Шаня 12–15 км, для Забайкалья 4–6 км, а для древней Восточно-Европейской платформы, как правило, не более 100–300 м. В большинстве случаев неотектонические структуры земной коры развиваются унаследованно от более древних структур.

Молодые (голоценовые) тектонические движения охватывают последние 10–12 тыс. лет, т.е. с начала голоцена (время с конца последнего валдайского оледенения). После таяния покровного ледника осталась относительно выровненная (снивелированная движущимся ледником) поверхность. Ее последующие деформации можно изучать геолого-геоморфологическими методами, которые позволяют определить направление, амплитуду и среднюю скорость голоценовых движений земной коры.

Современные тектонические движения — это движения последних 300 лет, когда для изучения тектонических движений стали применяться точные инструментальные геодезические методы (рис. 2.10).

Тектоническая природа древних, новейших и молодых движений несомненна, поскольку результаты этих движений запечатлены в доступных для изучения осадочных толщах, рельефе и структурах земной коры. Установить природу современных движений, в частности, в малоподвижных областях, значительно труднее ввиду тесного взаимодействия как оболочек внутри твердой Земли (осадочных слоев, кристаллических пород коры, астеносферы, мантии и ядра), так и гидро-, атмо- и даже биосферы, не говоря уже о планетарно-космических прямых или опосредованных воздействиях на каждую из этих оболочек.

Строго говоря, движения, определяемые с помощью инструментальных методов, мы правомочны считать лишь движениями поверхности, на которой они и измеряются. Однако по ряду признаков есть возможность выделить из всей совокупности генетических типов современных движений поверхности те, которые мы можем отнести к тектоническим.

турных зон и отдельных тектонических структур, в том числе на обширных территориях, где отсутствует осадочный чехол, с которым связана большая часть нетектонических (экзогенных) движений;

соответствие во многих регионах распределения современных движений положению и характеристике геофизических полей (гравитационному, тепловому, магнитному и другим полям, полю напряжений);

наличие современных горизонтальных движений, объяснить которые иначе, как тектоническими причинами, невозможно;

присутствие во многих случаях тесной пространственной и временной связи современных движений с землетрясениями и вулканическими извержениями;

наличие глобальной закономерности в направленности современных движений земной коры в зонах спрединга и субдукции, а также гляциоизостатических движений, обусловленных поднятием земной коры при снятии с нее ледниковой нагрузки после таяния мощных (до 3 км) покровных ледников (рис. 2.11).

Генетическая классификация тектонических движений, связанных непосредственно с глубинами Земли, предполагает выделение следующих двух основных типов движений:

1) глубинные, или первично-тектонические движения, зарождающиеся в мантии за счет изменений минерального состава, фазовых превращений вещества, изменений плотности и температуры;

2) коровые по преимуществу, или вторично-тектонические движения, к которым относятся все виды изостатических движений, включая гляциоизостатические, магматические (вулканические), сейсмические, гравитационно-пластические (выдавливание соли, глин, мергелей и т.п.).

Для изучения изостатических движений необходимо отделить их от тектонических (первично-тектонических). Пониженная вязкость в астеносфере приводит к тому, что в ее пределах не могут длительное время сохраняться существенные плотностные неоднородности. Относительно малоплотные неоднородности будут всплывать, приподнимая над собой литосферу, а аномально тяжелые массы опускаться, а вся система в целом стремится к изостатическому равновесию, т.е. к тому, что на определенной глубине (глубине компенсации 100–150 км) в недрах происходит выравнивание давления вышележащих пород. Скорость движения аномальных масс в астеносфере составляет около 1 м в год.

Вязкость литосферы значительно больше вязкости астеносферы. Нагрузка, приложенная к поверхности литосферы в области, размером

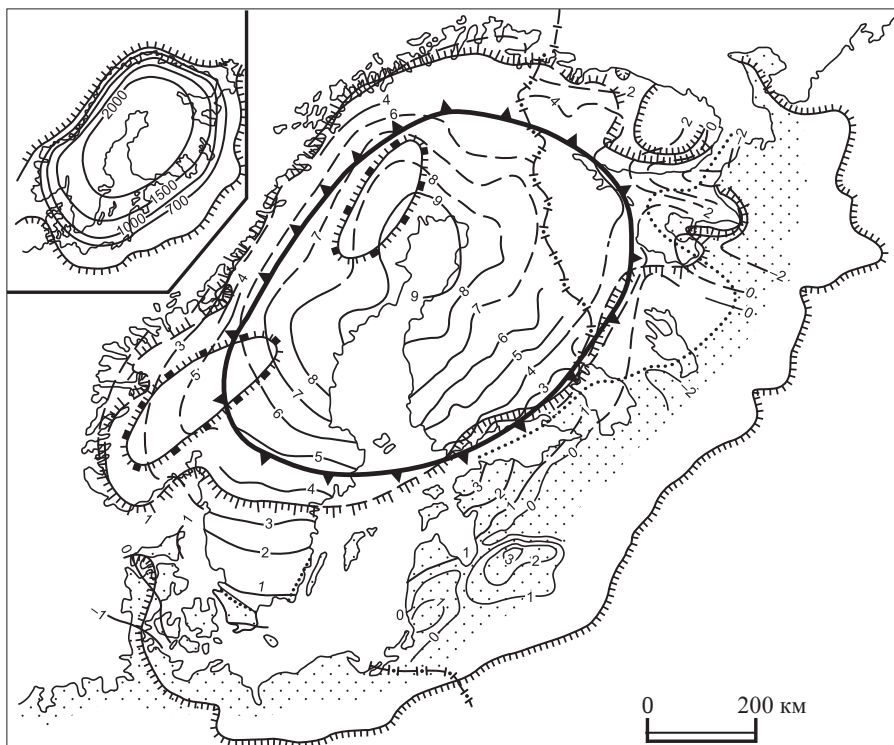


Рис. 2.11. Карта соотношения современных движений Фенноскандии с расположением и мощностью последнего ледникового покрова (Никонов, 1977).

— изолинии скорости современного поднятия; — положение края ледникового покрова: *а* — 18–20 тыс. л.н. при максимальном распространении; *б* — 9–11 тыс. л.н. во время стадии Сальпаусселька; *в* — 7–8 тыс. л.н. во время Анцилового озера; — центральноледниковая область — примерная граница наибольшей мощности ледникового покрова порядка 2000 м; — граница щита и плиты

меньше или порядка ее толщины, изменяет главным образом напряженное состояние литосферы и слабо влияет на астеносферу. В результате мелкомасштабные изостатические движения должны происходить, в основном, за счет «течения» в литосфере. Изостатические движения в литосфере требуют для своего объяснения признания существенной роли перемещений корового и подкорового вещества со значительной горизонтальной составляющей движения.

Данные о послеледниковом поднятии Фенноскандии показывают, что характерной особенностью является значительно бо́льшая скорость развития мелкомасштабных изостатических движений по сравнению

с крупномасштабными. Сравнительно мелкие неровности, размером около 100 км, выравнивались очень быстро; например, глубокий прогиб в центре Фенноскандии выравнился за время не более 700 лет после таяния ледяного покрова со средней скоростью 13 см/год. В то же время поднятие области оледенения Фенноскандии шириной более 1000 км заняло примерно 10 000 лет.

В районах планеты с повышенным разогревом недр равновесие быстро восстанавливается даже при размере 100 км.

Основные методы изучения современных вертикальных движений земной коры — водомерный и повторного нивелирования; горизонтальных — повторных триангуляций и астрономо-геодезических наблюдений, а в последнее десятилетие — лазерный, длиннобазисный радиоинтерферометрический и доплеровский. Все более широко применяются глобальные спутниковые навигационные системы GPS и ГЛОНАСС, а также материалы космической радиолокационной (радиоинтерферометрия) и многоспектральной съемки. Для выявления общей тенденции движений земной коры за весь исторический период развития современной цивилизации от становления Древнего мира (6000~5000 л.н.) до наших дней используются историко-архивный, археологический и картографический методы. Изучаются сохранившиеся остатки портовых сооружений (причалов, волноломов и др.), которые в настоящее время оказались на дне моря либо далеко от него на суше, древние карты и географические описания. Это позволяет установить амплитуды и скорости восходящих (или нисходящих) движений за отрезок времени, прошедший со дня постройки портового сооружения до настоящего времени.

Благодаря систематическим водомерным и геодезическим наблюдениям над современными тектоническими движениями земной коры, выявлены следующие закономерности их развития. Перечислим их:

- глобальный масштаб проявления, т.е. земная кора находится в непрерывном движении;

- неравномерность (импульсивность) развития во времени, указывающая на неравномерность (импульсивность) протекания тектонических процессов;

- высотная дифференцированность в пространстве, видимо, обусловленная синхронным развитием движений коры разных генетических типов и масштабов (глобальных, региональных и локальных);

- большие скорости, на порядок и более превышающие скорости, установленные для новейших и древних движений земной коры по гео-

лого-геоморфологическим данным (так называемый парадокс больших скоростей современных движений, который объясняется колебательным характером движений, когда геолого-геоморфологические методы в отличие от геодезических отражают лишь вековую тенденцию, а не конкретную скорость);

вертикальные движения имеют возвратно-поступательный (квазипериодический) характер развития, горизонтальные же движения имеют не колебательный, а устойчиво направленный характер, т.е. вещество коры может перемещаться по вертикали вверх и вниз, в основном, за счет тектонических и изостатических процессов и не может перемещаться возвратно-поступательно в горизонтальном направлении, так как не существует возвратных горизонтально направленных процессов, как в случае, например, изостазии;

в одних и тех же тектонических зонах (структурах) скорость горизонтальных движений (сдвиги, раздвиги) нередко на порядок больше скорости вертикальных, достигая нескольких сантиметров в год, а на Восточно-Тихоокеанском поднятии — 10–20 см в год. Скорость же вертикальных движений обычно достигает лишь нескольких миллиметров в год;

скорость вертикальных движений в подвижных поясах (орогенах, геосинклиналях) мало отличается от платформ, но градиент движений, т.е. изменение скорости движений на единицу расстояния, измеренного поперек тектонических структур, в подвижных поясах на один-два порядка выше, чем на платформах;

большая расчлененность рельефа подвижных поясов по сравнению с платформами обусловлена большей устойчивостью направления движений в них в отличие от колебательных движений платформ;

современные движения нередко используют план развития новейших и древних тектонических движений, хотя в целом ряде случаев (особенно на платформах) отмечаются значительные отклонения, выражающиеся в смене знака движений или в смещении контуров зон поднятий и опусканий;

значительная пространственная изменчивость тесноты и формы связей современных движений с геофизическими полями и строением литосферы даже в пределах одной тектонической структуры, свидетельствующая об их полигенном происхождении, т.е. о множестве накладывающихся друг на друга тектонических факторов, суммарное воздействие которых на кору отражается в движениях ее поверхности;

в областях последнего покровного оледенения скорости голоценовых и современных гляциоизостатических вертикальных движений достигает 1–10 см/год, с уменьшением по мере дегляциации независимо от того, развивались ли они на докембрийских щитах (Балтийский, Канадский), в областях палеозойской складчатости (каледониды Фенноскандии, Шотландии, Гренландии) или на мезозойских структурах (Шпицберген, Новая Земля).

Движения нетектонической природы. Среди движений нетектонической природы различают гидротермические, гидрометеорологические, гидрологические (флюидодинамические), литогенные и техногенные. Они охватывают осадочную оболочку или только верхние ее части и могут быть краткосрочными или сезонными — под действием замерзания или оттаивания грунтов, а также увлажнения, высыхания и уплотнения грунтов, прохождения циклонов, выпадения осадков; многолетними и вековыми — в результате вековой и многолетней изменчивости увлажнения, цикличности атмосферной циркуляции и др.

Особое положение занимают эвстатические движения, т.е. изменения уровня Мирового океана за счет уменьшения и увеличения в нем количества воды, например, при образовании и таянии ледников. Ледниковые и межледниковые эпохи четвертичного ледникового периода характеризуются изменениями уровня Мирового океана с амплитудой 100–150 м. После последней валдайской эпохи оледенения (закончилась 11 тыс л.н.) уровень Мирового океана поднялся на 125 м. В настоящее время происходит таяние антарктических, арктических и горных ледников в связи с глобальным потеплением климата. Это обуславливает постепенный подъем уровня Мирового океана.

Кроме ледников, к основным причинам эвстатических движений относятся: тектонические движения океанического дна, количество воды, выносимой из недр Земли в процессе вулканической деятельности, а также связывание части воды в многолетнемерзлых грунтах.

В настоящее время все сильнее влияют на развитие нетектонических движений техногенные (антропогенные) движения, вызванные деятельностью человека. К техногенным факторам, обуславливающим движения земной поверхности и верхних осадочных слоев коры, относятся: изменения гидродинамических и гидростатических условий в недрах в процессе изъятия или внедрения (закачки) флюидов (воды, нефти, газа) (рис. 2.12), выемка горных масс (в твердой фазе) при различных

подземных разработках; перераспределение статических нагрузок на поверхности и создание динамических нагрузок при заполнении водохранилищ, разработке карьеров и отвалов, широкомасштабной застройке территорий высотными жилыми домами и промышленными предприятиями; взрывы атомных бомб и т.п.

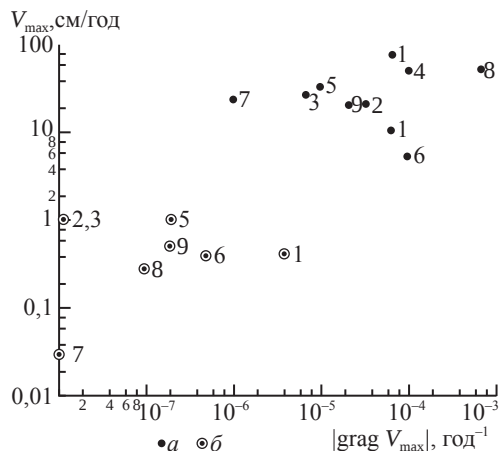


Рис. 2.12. Максимальные величины скорости и градиента скорости современных вызванных движений:

a — в результате извлечения флюидов из недр; *b* — современных естественных движений в тех же районах (Никонов, 1977): 1 — Калифорния, Лонг-Бич; 2 — Калифорния, Сан-Хоакин; 3 — Лос Банос; 4 — Мексика, г. Мехико; 5 — Италия, дельта р. По; 6 — Азербайджан, Апшеронский полуостров; 7 — Предкавказье, Ставропольские месторождения; 8 — Донбасс; 9 — Япония, г. Осака

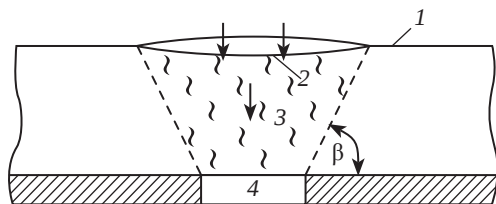


Рис. 2.13. Мульда сдвижения пород:

1 — нормальная поверхность Земли; 2 — поверхность мульды; 3 — деформирующийся массив пород; 4 — подземная выработка; β — угол сдвижения

Общая величина прогибания в Рурском, Донецком, Львовско-Волинском и Подмосковном угольных бассейнах составляет первые метры при глубине разработок 300–1000 м. Величина осадки поверхности Земли в пределах мульды прогибания составляет 0,1–0,9 м (чаще 0,6–0,7) и зависит от мощности разрабатываемого пласта или высоты подземной выработки. Размер площади мульды превышает размер выработанного пространства. Это связано с подвижкой пород не только над выработкой, но и в сторону от нее под некоторым углом, который получил название угла сдвижения (рис. 2.13). Диаметр мульды (просадка) над некоторыми угольными бассейнами достигает сотен километров.

Движения данного типа развиваются исключительно в верхней части осадочного чехла под действием геостатического (литостатического) давления над искусственно создаваемыми подземными

полостями; в ряде случаев добавочное опускание создается попутной откачкой подземных вод.

Особый, практически очень важный вид движений представляют собой горные удары в подземных выработках — внезапное, взрывоподобное разрушение предельно напряженной части пласта угля (горной породы), прилегающей к горной выработке.

Интересные результаты получены в процессе наблюдений за движениями при перераспределении статических нагрузок в окрестностях Москвы. Нивелировками 1936–1950 и 1950–1958 гг. вокруг городской чаши оседания со скоростью 0,5–2,5 мм/год установлена кольцевая зона относительных (1–1,8 мм/год) поднятий шириной 10–40 км, за пределами которой геодезические знаки имеют тенденцию к спокойному опусканию. Поскольку депрессионные воронки уровней подземных вод на известных участках откачки пересекаются изолиниями опусканий, а в кольце поднятий имеются участки крупных подземных водозаборов без признаков погружения поверхности и к тому же граница зоны опускания расширяется вслед за застройкой, следует признать кольцо относительных поднятий вокруг Москвы результатом компенсационного поднятия. То есть в данном случае речь идет не только об уплотнении верхних десятков метров рыхлых отложений под строительными нагрузками, но и о вызванных интенсивной застройкой движений в осадочной оболочке в виде оттока вещества из-под строящейся Москвы в ее окрестности.

Наиболее многочисленные и надежные данные по движениям получены при изучении воздействия нагрузок в случае заполнения крупных водохранилищ в России, США, Индии и других странах, которое нередко сопровождалось опусканием коры и землетрясениями (рис. 2.14).

На основе этих данных могут быть сделаны следующие выводы:

при заполнении водохранилищ возникают чаши прогибания и наблюдается совпадение в общих чертах участков максимального прогибания с участками наибольших глубин водохранилищ;

прогибание верхних частей земной коры под действием нагрузки в 2–10 кг/см² измеряется величиной более 10 см;

прогибание захватывает окрестности в несколько километров шириной вокруг водохранилища;

скорости прогибания достигают 1–2 см/год, что на порядок больше величин скорости, известных для платформ за пределами проявления гляциоизостатических движений;

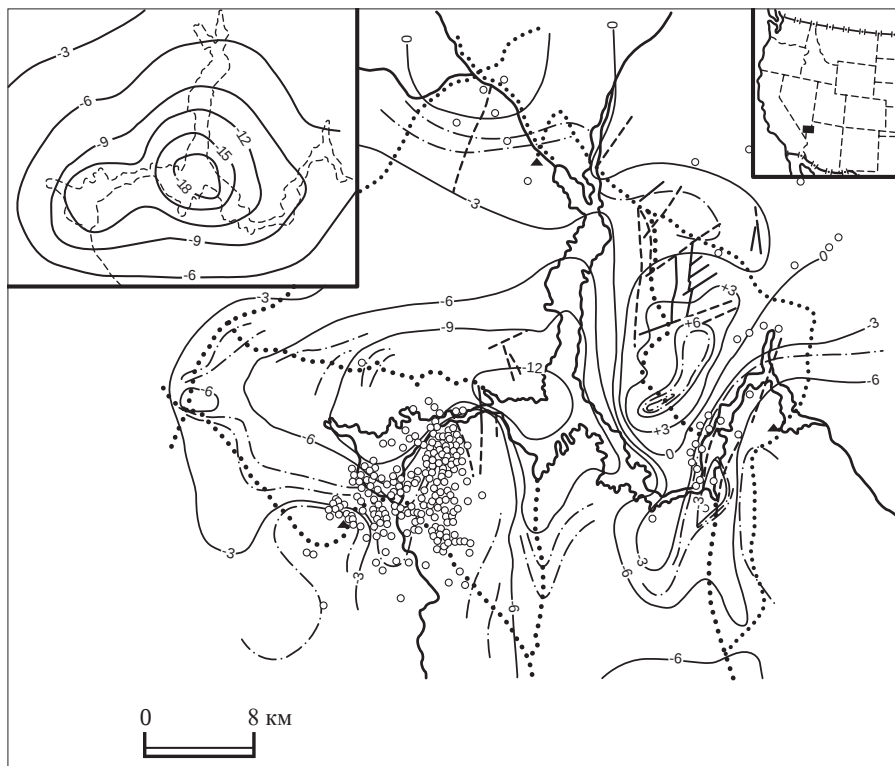


Рис. 2.14. Движения земной коры и землетрясения, связанные с заполнением водохранилища Мид на р. Колорадо, США (Carder, 1970):

— закартированные разломы;
 — изолинии движений;
 цифры — величины движений за 1935–1941 гг., см;
 — ходы повторного нивелирования;
 — эпицентры землетрясений

в областях с повышенным фоном напряжений при заполнении водохранилищ возникают землетрясения с максимальной магнитудой 5–6. Данное заключение подтверждается отсутствием землетрясений в районе Красноярского и Братского гидроузлов, где по геологическим условиям и историческим данным нельзя предполагать значительных напряжений и землетрясений.

Своеобразны движения земной поверхности, связанные с лёссовыми грунтами, которые развиты на больших площадях территории России. Лёсс — однородная известковистая осадочная порода с преобладанием частиц 0,01–0,05 мм. Среди лёссов по характеру влияния на них увлажнения различают: набухающие, непрасадочные и просадочные.

Набухающие лёссовые породы встречаются редко. Обычно это — плотные и наиболее глинистые разновидности с содержанием в составе фракции менее 0,005 мм гидрофильных минералов типа монтмориллонита. Величина набухания достигает 1–3 %, реже — 5–7 %. Непросадочные лёссовые породы при замачивании и приложении нагрузок просадочных свойств не проявляют. Такие породы свойственны пониженным частям рельефа и наиболее северным районам распространения лёссовых отложений.

Просадочность — явление, характерное для многих лёссовых пород. Просадка связана с воздействием воды (атмосферных осадков, подъемом уровня грунтовой воды и т.д.) на структуру породы с последующим ее разрушением и уплотнением под массой самой породы или при суммарном давлении собственной массы и массы возведенного на ней объекта. Величина оседания поверхности (величина просадки) составляет от нескольких до десятков сантиметров. В лёссовых толщах просадочные свойства характерны только для верхней части. Мощность слоя просадочных пород изменяется от 1 до 30 м (иногда больше). При слабых и легкорастворимых структурных связях просадка возникает через несколько часов. Вследствие опускания поверхности Земли здания и сооружения претерпевают деформации, в них появляются трещины, они могут наклоняться и разрушаться.

При определении величины просадочной деформации не следует забывать об осадке. Под массой сооружения грунт несколько уплотняется, происходит осадка сооружения. Величина осадки в значительной степени зависит от природной влажности грунта — чем больше влажность, тем больше он сжимается и тем больше величина осадки.

Изменение режима подземных вод также вызывает движение земной поверхности. Согласно теории режима подземных вод давление горных пород (геостатическое) на кровлю водоносного горизонта складывается из давления на скелет породы и пластового порового (гидростатического). При уменьшении пластового давления увеличивается давление на скелет, происходит уменьшение объема пор, сжатие и опускание осадочной оболочки, при повышении пластового давления происходит обратный процесс.

Движение под влиянием техногенных динамических нагрузок изучено пока недостаточно. Особого внимания заслуживают факты активизации движений в связи с подземными ядерными взрывами, лучше

всего они известны для испытательного полигона в Неваде (США). Каждый из восьми взрывов сопровождался оживлением существовавших вблизи места взрывов разломов. Возбужденные смещения по разломам составляли десятки сантиметров (до 1–1,2 м) в вертикальной плоскости и сантиметры (до 15 см) вдоль них, причем смещения крыльев разломов имели ту же направленность, что и последние из установленных геологическими методами естественных смещений по этим разрывам. Максимальная длина обновившихся разломов (0,3–8 км) находится в линейной зависимости от энергии взрыва; эта зависимость очень близка к таковой для естественных землетрясений.

Поле напряжений (перераспределение напряжений) в результате взрывов нарушается неодинаково во времени и по глубине. Смещения по разрывным нарушениям происходят, судя по инструментальным данным, в считанные секунды или минуты непосредственно после взрыва, а также спустя несколько часов как результат возбуждения накопленных к моменту взрыва природных напряжений, т.е. взрыв послужил для них как бы спусковым механизмом, когда не хватило какого-то, возможно, незначительного количества потенциальной энергии для естественного развития (смещения по разлому) тектонического процесса.

Таким образом, по характеру проявления и количественным параметрам возбужденные (техногенные) движения, как медленные, так и быстрые, могут не отличаться от современных локальных движений внутриземной (тектонической) природы.

2.3. Землетрясения и цунами

Под *землетрясениями* понимаются волнообразные колебания земной коры и подземные удары, вызванные естественными и искусственными причинами. Они продолжаются обычно несколько секунд. В зависимости от генезиса различают несколько типов землетрясений:

тектонические — колебания земной поверхности, вызванные внезапным освобождением потенциальных энергий земных недр;

вулканические — колебания земной поверхности, вызванные продвижением магмы к поверхности Земли и извержением вулканов;

ударные — колебания земной поверхности, вызванные ударами космических тел (метеоритов и др.) о земную кору или взрывами небесных тел вблизи земной поверхности;

обвальные — колебания земной поверхности, вызванные обвалами горных пород (обрушение скал, стенок карьеров, подземных выработок и т.д.);

техногенные — колебания земной поверхности при взрывах ядерных бомб, разработке нефтяных и газовых месторождений, при заполнении крупных водохранилищ и других техногенных динамических воздействиях на земную кору. Землетрясения этого типа концентрируются вдоль существующих разломов и располагаются нередко в стороне (до 10–15 км) от источника возбуждения.

Наиболее катастрофические и широко распространенные землетрясения имеют тектоническое происхождение. Физика очага тектонического землетрясения сводится к физике разрушения больших масс горных пород в условиях земных недр, а механизм очага землетрясения — это специфическая часть механики разрушения, а именно механики быстрого распространения разрывов в материале Земли, что сопровождается излучением упругих сейсмических волн.

В первом приближении очаговую область можно понимать как пространство, ограничивающее первичный разрыв при землетрясении. Соответственно гипоцентром (фокусом) землетрясений называют место начала разрыва в очаге. Подобное определение гипоцентра важно, так как при сильном землетрясении протяженность разрыва может составлять десятки и сотни километров (рис. 2.15). Скорость подвижек по зонам разломов достигает 3–4 км/с. Амплитуда смещений убывает снизу вверх к поверхности и при сильных землетрясениях бывает до 5 м и более на поверхности.

Гипоцентры большинства тектонических землетрясений располагаются в земной коре, но отмечаются и более глубокие очаги — до 300 (Альпийский горный пояс) и даже 700 км (Тихоокеанское побережье). Обычно сильным землетрясениям предшествует общее увеличение сейсмичности района (форшоки), а после него наблюдаются более слабые повторные толчки (афтершоки), но которые могут иметь очень серьезные последствия, довершая разрушения поврежденных главным толчком зданий.

За землетрясениями ведутся постоянные наблюдения при помощи сейсмографов, которые позволяют качественно и количественно оценить силу землетрясений с использованием сейсмической шкалы. В среднем, на Земле в год происходит свыше 20 сильнейших и 100–120 потенциально

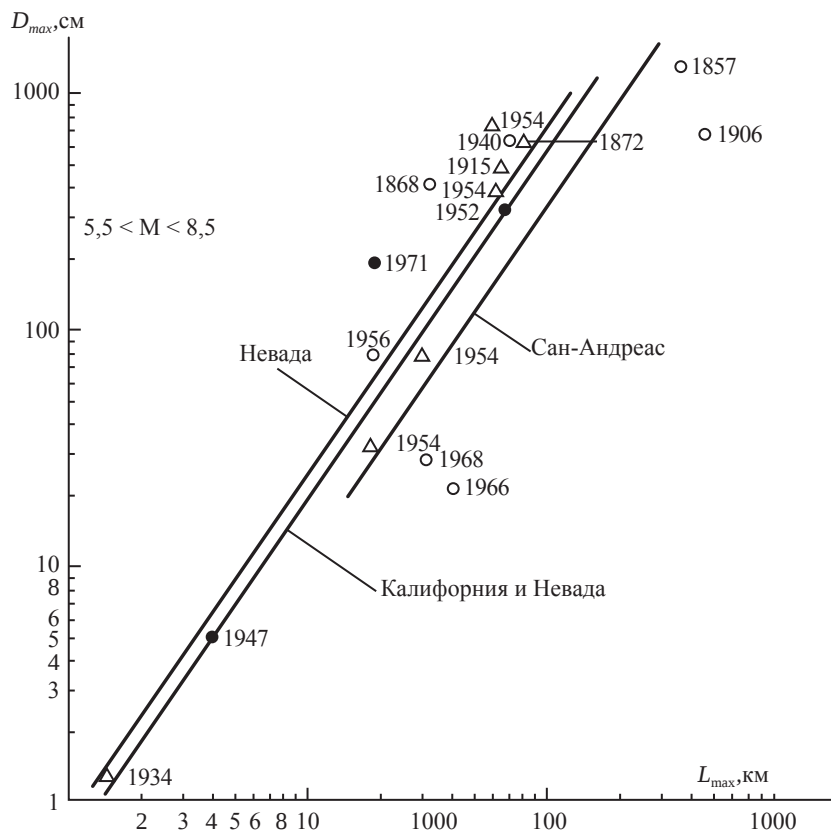


Рис. 2.15. Соотношение максимальной протяженности возникших (обновившихся землетрясений) разрывов L_{max} и максимальных смещений по ним D_{max} в:

○ — Сан-Андреас, △ — Невада; ● — поперечные хребты

разрушительных землетрясений. Отсюда следует, что разрушительное землетрясение возможно раз в три дня. Эта непрерывная сейсмическая активность — следствие современных тектонических движений в земной коре и верхней мантии.

Для оценки силы землетрясения используются несколько шкал. Одна из известных — шкала Рихтера, предложенная в 1935 г. американским сейсмологом Ч.Ф. Рихтером, теоретически обоснованная совместно с Б. Гутенбергом в 1941–1945 гг. шкала магнитуд (M), уточненная в 1962 г. (Московско-Пражская шкала) и рекомендованная Международной ассоциацией сейсмологии и физики недр Земли в качестве стандартной. По

этой шкале магнитуда любого землетрясения определяется как десятичный логарифм максимальной амплитуды сейсмической волны (выраженной в микрометрах), записанной стандартным сейсмографом на расстоянии 100 км от эпицентра. При других расстояниях от эпицентра до сейсмостанции вводится поправка к замеренной амплитуде с целью приведения ее к той, которая соответствует стандартному расстоянию. Нуль шкалы Рихтера ($M = 0$) дает очаг, при котором амплитуда сейсмической волны на расстоянии 100 км от эпицентра будет равна 1 мкм, или 0,001 мм. При увеличении амплитуды в 10 раз магнитуда возрастает на единицу. При амплитуде, меньшей 1 мкм, магнитуда имеет отрицательные значения; известные максимальные значения магнитуд $M = 8,5 \div 9$. Магнитуда — расчетная величина, относительная характеристика сейсмического очага, не зависящая от места расположения записывающей станции; используется для оценки общей энергии, выделившейся в очаге (установлена функциональная зависимость между магнитудой и энергией).

Энергия, выделившаяся в очаге, может выражаться абсолютной величиной (E , Дж), величиной энергетического класса ($K = \lg E$) или условной величиной, называемой магнитудой, $M = \frac{K = 5}{1,5} \div \frac{K = 4}{1,8}$. Магнитуда самых больших землетрясений $M = 8,5 \div 8,6$, что соответствует выделению энергии $10^{17} - 10^{18}$ Дж или 17–18 классам.

Интенсивность проявления землетрясений на поверхности Земли (сотрясаемость на поверхности) определяется по шкалам сейсмической интенсивности и оценивается в условных единицах — баллах. Бальность I — функция магнитуды M , глубины очага h и расстояния от рассматриваемой точки до эпицентра L :

$$I = 1,5M + 3,5 \lg \sqrt{L^2 + h^2} + 3.$$

В табл. 2.2 приводятся сравнительные характеристики разных групп землетрясений.

Для расчетов силовых воздействий (сейсмических нагрузок), оказываемых землетрясениями на здания и сооружения, используют следующие понятия: ускорение колебаний a ; коэффициент сейсмичности k_c ; максимальное относительное смещение Q .

На практике силу землетрясений измеряют в баллах. В России используется 12-балльная шкала. Каждому баллу соответствует опреде-

Сравнительные характеристики землетрясений

Параметр землетрясений	Землетрясения		
	слабейшие	сильные частые	сильнейшие известные
Протяженность очага, км	0,003	30	1000
Площадь главной трещины, км ²	10 ⁻⁵	300	10 ⁵
Объем очага, км ³	10 ⁻⁹	1000	10 ¹⁵
Длительность процесса в очаге, с	10 ⁻³	10	10 ²
Сейсмическая энергия, Дж	10 ²	10 ¹⁵	10 ¹⁸
Класс землетрясения	2	15	18
Число землетрясений в год на Земле	10 ⁷	30	1
Преобладающий период колебаний, с	10 ⁻²	10	50
Амплитуда смещений в эпицентре, см	10 ⁻⁶	1	10 ²
Амплитуда ускорений в эпицентре, см/с ²	—	300	2×10 ²

Сейсмические баллы и последствия землетрясений

Баллы	Последствия землетрясений
I	Колебания земли отмечаются приборами
II	В отдельных случаях ощущается людьми, находящимися в спокойном состоянии
III	Колебания Земли отмечаются некоторыми людьми
IV	Землетрясение отмечается многими людьми
V	Качание висячих предметов; многие спящие просыпаются
VI	Легкие повреждения в зданиях, тонкие трещины в штукатурке; трещины в сырых грунтах; небольшие изменения дебита источников и уровня воды в колодцах
VII	Трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах; в единичных случаях нарушения стыков трубопроводов; большое число трещин в сырых грунтах; в отдельных случаях мутнеет вода; изменяются дебит источников и уровень грунтовых вод
VIII	Большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб; отдельные случаи разрушения стыков трубопроводов; трещины в сырых грунтах до нескольких сантиметров; вода в водоемах становится мутной; возникают новые водоемы; часто меняются дебит источников и уровень воды в колодцах
IX	В некоторых зданиях обвалы: обрушения стен, перекрытий, кровли; многочисленные разрывы и повреждения трубопроводов; трещины в сырых грунтах до 10 см; большие волнения в водоемах; часто возникают новые и пропадают существующие источники
X	Обвалы во многих зданиях. Трещины в грунтах шириной до 1 м
XI	Многочисленные трещины на поверхности Земли; большие обвалы в горах
XII	Изменение рельефа местности в больших размерах

ленное значение ускорения колебания a (мм/с²). В табл. 2.3 приведена современная 12-балльная шкала и дана краткая характеристика последствиям землетрясений.

Вся земная поверхность разделена на зоны: сейсмические, асейсмические и пенесейсмические. К сейсмическим относят районы, которые расположены в подвижных поясах. В асейсмических районах землетрясений не бывает (Русская равнина, Западная и Северная Сибирь). В пенесейсмических районах землетрясения происходят сравнительно редко и бывают небольшой силы. Для территории России составлена карта распространения землетрясений с указанием баллов. К сейсмическим районам относятся Кавказ, Алтай, Забайкалье, Дальний Восток, Сахалин, Курильские острова, Камчатка. Эти районы занимают пятую часть территории, на которой располагаются крупные города. В настоящее время эта карта обновляется, и в ней будут содержаться сведения о повторяемости землетрясений во времени.

Сейсмические исследования позволяют установить балльность землетрясения и магнитуду. Однако в пределах зон одинаковой балльности существуют различные породы и грунты, рельеф имеет разную крутизну склонов, а грунтовые воды залегают на разной глубине. Сочетание разных форм рельефа, грунтов и гидрогеологических условий создает разнообразные условия для проявления сейсмичности.

Энергия сейсмических волн зависит от трех величин: квадрата скорости колебаний v , плотности пород P и скорости волн C :

$$\Sigma = PCv^2.$$

Закон сохранения энергии не позволяет при переходе волны в слои с разными условиями изменить ее энергию. Однако разная плотность пород способствует изменению скорости распространения сейсмических волн. А поскольку изменение двух значений не изменяет поток энергии, то резко изменяется третья величина — амплитуда колебаний. При этом увеличение квадрата скорости колебаний обратно пропорционально изменению произведения плотности пород на скорость волн (PC), получившему наименование «сейсмической жесткости пород». При росте амплитуды колебаний вдвое интенсивность землетрясений возрастает на один балл. Условия, приводящие к изменению интенсивности землетрясений на локальных участках земной поверхности, получили название «инженерно-геологических». Изменения балльности землетрясений в зависимости от инженерно-геологических условий даны в табл. 2.4.

При рассмотрении пород с разной слоистостью учитывается их сейсмическая жесткость до глубины 10 м. При глубине залегания вод 0–1 м сейсмическая балльность увеличивается на 1 балл; от 1 до 4 м — на 0,5 балла; более 10 м — на 0 баллов.

Исследования в каньонах высотных плотин, проведенные В.П. Кузнецовым и Р.А. Агамерзоевым, позволили установить прирост балльности с ростом крутизны склонов:

Уклоны, градусы.....	3–8	7–10	11–15	15–18	18–22	Более 30
Баллы	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,5

В целом может быть принято приращение балльности при уклонах от 6 до 12° на 0,5 балла, при 18–22° — до 1 балла, а при более 30° — 1,5 балла. В устойчивых скальных породах большой мощности, развитых на больших площадях, амплитуда колебаний снижается за счет сохранения

Т а б л и ц а 2.4

Изменение сейсмической балльности для горных пород, по С.В. Медведеву

Горные породы	Сейсмическая балльность
Скальные:	
граниты	0
известняки, сланцы, гнейсы	0,2–0,4
песчаники плотные	0,5–0,8
Полускальные:	
неплотные известняки, песчаники, сланцы	0,7–1,1
мергели, аргиллиты	0,7–1,0
Крупнообломочные:	
щебнистые и галечниковые	0,9–1,3
гравелистые	1,0–1,5
Песчаные:	
пески крупнозернистые	1,2–1,4
пески среднезернистые	1,3–1,6
пески мелкозернистые и пылеватые	1,4–1,8
Глинистые:	
глины	1,2–1,6
суглинки	1,3–1,7
супеси	1,4–1,8
Насыпные:	
насыпные породы	2,3–2,6
насыпные почвы	2,6–3,0
Обводненные:	
гравийно-галечниковые	1,6–2,0
песчаные	2,0–2,1
глинистые (супеси, суглинки)	2,4–2,8
насыпные породы и почвы	3,3–3,9

скорости распространения сейсмических волн, поэтому в этих условиях балльность может быть снижена на 1,0. В плотных известняках, сланцах, гнейсах, песчаниках исходная балльность до крутизны склонов 22° может сохраниться, а при больших уклонах — возрасти на 0,5 балла.

Разрывные смещения, зарождающиеся в очаговых зонах сильных землетрясений, достигая поверхности Земли, проявляются в виде линейных сейсмотектонических дислокаций или остаточных деформаций. К собственно сейсмотектоническим дислокациям относят сейсморвы, уступы (эскарпы или скарпы) и микрограбены. По простиранию формы нередко переходят друг в друга, протягиваясь на сотни метров и километры. Сейсмотектонические дислокации имеют, как правило, четкие, резкие формы; глубина (высота) их обычно составляет несколько метров, изредка более (до 20 м). Характерна частичная или полная несогласованность их простирания с протяжением эрозионных, аккумулятивных и структурно-денудационных форм мезо- и микрорельефа. Рассматриваемые образования часто следуют вдоль местных водоразделов, но нередко они секут склоны крупных долин, пересекают боковые долины, террасы рек и конусы выноса. Поверхностные разрывы фиксируются как в рыхлых породах четвертичного возраста, так и в дочетвертичных осадочных и кристаллических породах.

Для сопоставления величин смещений по разломам во время сильных коровых землетрясений рассмотрим имеющиеся данные по трем основным подвижным поясам Земли: Тихоокеанскому, Средиземноморскому и Центральноазиатскому (рис. 2.16). Смещения по разломам при сильных землетрясениях составляют десятки сантиметров — метры. Большинство точек, характеризующих вертикальные смещения H , лежит ниже медианной линии. Отсюда следует, что во время сильных землетрясений последнего

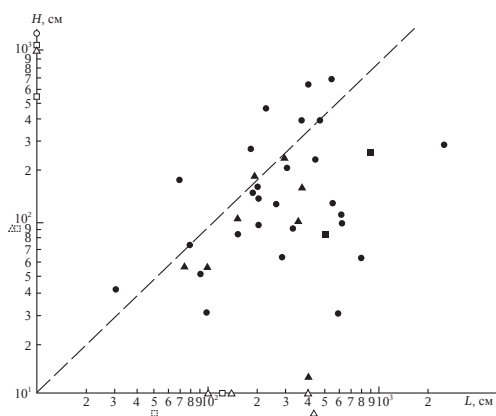


Рис. 2.16. Соотношения вертикальных H и горизонтальных L подвижек по разломам во время сильных землетрясений (Горшков, 1950; Pavoni, 1971; Никонов, 1977)

столетия в пределах подвижных поясов, т.е. среди современных сейсмотектонических движений, преобладают смещения по горизонтали L (особенно сдвиговые). Весьма показательно, что зоны горизонтальных деформаций и подвижек при сильных землетрясениях занимают полосы шириной 30–200 км вдоль крупных зон разломов.

Расчеты скорости относительных сдвиговых смещений по разломам за десятки лет по геодезическим измерениям и сейсмологическим определениям дают сравнимые результаты. Так, в зоне разломов Сан-Андреас скорость сдвигания составляет по геодезическим измерениям 5–8 см/год, по расчету сейсмического момента — 6,6 см/год; северней, в пределах поднятия Горда — 4 см/год; по Альпийскому разлому в Новой Зеландии — соответственно 1,5–2,5 и 7,2 см/год (за 1914–1948 гг.); по Северо-Анатолийскому сдвигу в Турции — соответственно 2 и 1–2 см/год (1939–1967 гг.). В первом случае имеются наиболее полные и надежные данные, в последних скорость по сейсмическому моменту завышена из-за краткости учтенного времени и при включении в него серии сильных землетрясений 1939–1956 гг. в Турции. С учетом этого можно считать, что средняя скорость современных сдвиговых перемещений по названным крупнейшим разломам составляет сантиметры (1,5–7) в год. Между тем, скорости вертикальных движений по ним определяются величинами от долей до нескольких миллиметров в год (по Северо-Анатолийскому не измерены, но, судя по геоморфологическим признакам, он — не исключение).

Землетрясения способствуют возникновению и активизации чрезвычайно опасных гравитационных (склоновых) процессов — оползней. Как правило, все землетрясения от 7 баллов и выше сопровождаются этими явлениями, причем катастрофического характера. В результате Сарезского землетрясения силой 9 баллов в 1911 г. в Таджикистане на Памире, с правого берега р. Мургаб было сброшено 2,2 млрд м³ горных пород, что привело к образованию плотины высотой 600–700 м, шириной 4 км, длиной 6 км и озера объемом 17–18 км³, с площадью зеркала 86,5 км², длиной 75 км, шириной до 3,4 км и глубиной около плотины 500 м. Под завалом оказалось небольшое селение, а под водой — кишлак Сарез. При Хантском землетрясении (Таджикистан, 1949 г.) силой 10 баллов большое развитие получили обвальные и оползневые явления на склоне хр. Тахти, в результате чего сформировались земляные лавины и селевые потоки 70-метровой толщины, скорость которых составляла

30 м/с (108 км/ч); объем селевого потока — 140 млн м³, площадь разрушений — 1500 км².

Землетрясения нередко приводят к большим разрушениям и гибели людей. Число жертв землетрясений только с 1990 г. и до начала XXI в. составило около 1,2 млн человек. В Китае пострадало более 500 тыс. человек, в Италии около 100 тыс., в Перу около 70 тыс., в Японии более 10 тыс., в Спитаке (Армения) и Ашхабаде (Туркмения) погибло 135 тыс. человек. Ежегодно в мире от землетрясений в среднем гибнет около 14 тыс. человек. Материальный ущерб исчисляется в среднегодовом расчете в 400 млн долл.

Огромными жертвами сопровождаются *цунами*, которые представляют собой морские волны, возникающие, главным образом, в результате сдвига вверх и вниз протяженных участков морского дна при подводных и прибрежных землетрясениях. Скорость распределения цунами составляет от 50 до 1000 км/ч, длина волны 100–300 км, высота в области возникновения — от 0,1 до 5 м, а при выходе на мелководье в береговой зоне — от 10 до 30 м и более. Причинами возникновения цунами могут стать также катастрофические обрушения в воду больших массивов горных пород и подводные извержения вулканов. Цунами производят опустошительные разрушения на суше. В Японии, США, России и других государствах организованы службы оповещения о приближении цунами.

Разрушительные цунами возникали неоднократно. Например, г. Хило (Гавайи) 1 апреля 1946 г. был разрушен цунами, возникшим в результате землетрясения у берегов Чили и двигавшимся через океан в течение 5 ч. Валы цунами 4–5 ноября 1952 г. обрушились на берега Курильских островов и Камчатки. На этот раз причиной послужило землетрясение в Курильском глубоководном желобе, и, естественно, время, за которое цунами достигло берега, было ничтожным. В 1964 г. от цунами сильно пострадали штаты Аляска и Орегон.

С 1900 г. зарегистрированными катастрофическими землетрясениями с сопоставимой силой были: Великое Чилийское землетрясение 1960 г. ($M=9,3\div 9,5$); Великое Аляскинское землетрясение 1964 г. в заливе Айси-бэй (9,2); землетрясение в 1952 г. возле южного берега Камчатки (9,0). Каждое из этих землетрясений вызывало цунами (в Тихом океане), число погибших достигало несколько тысяч человек. Их могло быть больше, но плотность населения в тех районах достаточно низка, а расстояния до более населенных побережий достаточно велики.

Самым смертоносным стихийным бедствием в современной истории было подводное землетрясение 24 декабря 2004 г., гипоцентр которого находился на глубине 30 км в Индийском океане на расстоянии около 160 км к западу от о. Суматры ($M=9,1\div9,3$). При землетрясении произошел сдвиг по субмеридиональному разлому длиной около 1200 км с амплитудой 15 м. Происходившие при этом резкие вертикальные толчки морского дна в несколько метров вызвали образование волны цунами, которая со скоростью 300 км/ч устремилась к восточному и западному побережьям океана, достигнув Индонезии, Тайланда, Индии, Шри-Ланки, Сомали, ЮАР и западных побережий Америки. Ее высота на глубокой воде составляла 0,6 м, а на мелководье резко возрастала. Во многих местах Тайланда и Индонезии волны цунами прошли до 2 км в глубь суши, а в некоторых — до 4 км. Вначале воды океана отступили от берега на несколько десятков метров и отдыхающие на пляже люди стали ловить крабов и рыбу на осушенных участках. Но затем с огромной скоростью к берегу стала приближаться волна высотой до 15 м и более, которая, разметая все на своем пути, обрушилась на берег.

В зависимости от расстояния, время, которое понадобилось цунами, чтобы достичь побережий, составило от 50 мин до 7 ч (в случае Сомали). Северные районы индонезийского о. Суматра встретились с цунами очень быстро, а Шри-Ланка и восточное побережье Индии — позже на 1,5–2 ч. Таиланд также волна настигла на 2 ч позже, хотя он и находился ближе к эпицентру, так как в мелководном Андаманском море цунами двигалось медленнее.

Несмотря на задержку до нескольких часов между землетрясением и ударом цунами, практически для всех жертв удар цунами стал полной неожиданностью, так как не существовало системы обнаружения цунами в Индийском океане и, что самое важное, системы общего оповещения населения прибрежных районов. Общее количество погибших от волн цунами оценивается примерно в 235 тыс. человек, десятки тысяч пропали без вести, более миллиона человек остались без крова. Погибли и пропали без вести свыше 9000 иностранных туристов (главным образом европейцев), проводивших отпуска в регионах, пораженных цунами, особенно это коснулось туристов из Австралии и стран Европы.

Полная энергия, высвобожденная землетрясением в Индийском океане, оценивается примерно в два эксаджоуля ($2,0 \cdot 10^{18}$ Дж). Этой энергии достаточно, чтобы вскипятить по 150 л воды каждому жителю Земли, или

столько же энергии использует человечество за два года. Предполагается, что поверхность Земли совершила колебание в пределах 20–30 см, что эквивалентно приливным силам, действующим со стороны Солнца и Луны. Ударная волна землетрясения прошла через всю планету; в США, в шт. Оклахома были зафиксированы вертикальные колебания в 3 мм. Некоторые небольшие острова к юго-западу от о. Суматра были сдвинуты на юго-запад на расстояние до 20 м. Северный конец о. Суматра, который находится на Бирманской плите (южные районы Зондской плиты), был сдвинут на 36 м к юго-западу. Сдвиг был как вертикальным, так и боковым; некоторые прибрежные районы находятся теперь ниже уровня моря. Измерения, сделанные с помощью GPS и спутниковых фотографий, дают представление, насколько изменилась геофизическая ситуация.

Очень большие разрушения и жертвы связаны с Великим Восточно-Японским землетрясением 11 марта 2011 г. ($M=9,0\div9,1$). Эпицентр располагался в 130 км восточнее о. Хонсю. Гипоцентр находился на глубине 32 км ниже уровня моря в Тихом океане. Геофизик Р. Штейн сообщил, что землетрясение передвинуло часть Северной Японии на 2,4 м в сторону Северной Америки, т.е. в направлении к эпицентру землетрясения. Часть Северной Японии сделалась «шире, чем она была раньше». Наиболее близкий к эпицентру регион испытал наибольший сдвиг. Р. Штейн также отметил, что 400-километровый участок побережья опустился на 0,6 м, что позволяет цунами распространяться дальше и быстрее в глубь побережья. Тихоокеанская плита сдвинулась на восток на расстояние до 20 м, хотя фактическое смещение уменьшается с удаленностью от эпицентра.

Землетрясение вызвало сильное цунами, которое произвело массовые разрушения на северных островах Японского архипелага. Цунами распространилось по всему Тихому океану; во многих прибрежных странах, в том числе по всему тихоокеанскому побережью Северной и Южной Америки и от Аляски до Чили, было объявлено предупреждение и проводилась эвакуация. Однако, когда цунами дошло до многих из этих мест, оно вызвало лишь незначительные разрушения. На побережье Чили, которое находится дальше всех от тихоокеанского побережья Японии (около 17 000 км), зафиксированы волны высотой до 2 м. Высота волн цунами в Японии достигала 7 м и более. Они достигли берега Японии через 26–35 мин после землетрясения. Число жертв составило более 15 тыс. человек, несколько тысяч числятся пропавшими без вести. Волны цунами провели большие разрушения на берегу. В отдельных местах

вода затопила территорию на расстоянии в 10 км от морского побережья, десятки тысяч домов были смыты или затоплены. Возникли пожары на газохранилищах и нефтехимических комплексах. Произошли аварии на японских атомных электростанциях (АЭС). В результате землетрясения 11 энергоблоков из 93 существующих в Японии были автоматически остановлены. На АЭС Фукусима три работавших реактора были в разной степени повреждены, они стали источником сильных радиоактивных выбросов. Ущерб от землетрясения в Японии оценивается в 100–300 млрд долл.

При проведении инженерно-геологических изысканий в сейсмических районах необходимо помнить, что баллы сейсмических карт характеризуют только некоторые усредненные инженерно-геологические условия района и не отражают конкретных геологических особенностей той или иной строительной площадки. Эти баллы подлежат уточнению на основе конкретного изучения геологических, орографических и гидрогеологических условий строительной площадки. Следует учитывать, что наибольшие разрушения при землетрясениях происходят на заболоченных территориях, на обводненных пылеватых и на лёссовых недоуплотненных породах, которые при сейсмическом сотрясении энергично доуплотняются.

На территориях, где сила землетрясения не превышает 7 баллов, основания зданий и сооружений проектируют без учета сейсмичности. В районах с расчетной сейсмичностью 7–9 баллов проектирование ведут в соответствии с главой специального СНиП по проектированию зданий и сооружений в сейсмических районах. В сейсмических районах не рекомендуется прокладывать водоводы, магистральные линии и канализационные коллекторы в водонасыщенных грунтах (кроме скальных, полускальных и крупнообломочных), в насыпных грунтах независимо от их влажности, а также на участках с тектоническими разломами.

В настоящее время накоплен достаточно большой опыт использования аэрокосмоснимков при изучении землетрясений и современных структур. Использование аэрокосмической информации для изучения новейшего структурного плана регионов имеет большое практическое значение при установлении сейсмоактивных зон.

Известно, что все сильные землетрясения приурочены к молодым подвижным зонам. Выявление в них потенциально сейсмоактивных участков служит предпосылкой долгосрочного прогноза.

Сейсмоактивные участки можно установить путем изучения палеосейсмодислокаций и их сравнения с сейсмодислокациями, возникающими при современных сильных и катастрофических землетрясениях. Палеосейсмодислокации проявляются как в виде подвижек по сейсмогенерирующим разломам, так и в виде специфических форм, вызванных нарушением равновесия горных масс и действием ударной волны (рис. 2.17).

Различные формы рельефа и деформации земной поверхности, созданные позднплейстоцен-голоценовыми землетрясениями, можно обнаружить на аэро- и космических снимках. Сильные землетрясения приурочены к активным зонам, в которых импульсные тектонические подвижки разделены относительно спокойными временными интервалами. Установив сейсмодислокации разной сохранности и определив их возраст радиоуглеродным методом, можно оценить периоды повторяемости сильных землетрясений.



Рис. 2.17. Сеймотектонические рвы, протягивающиеся субширотно, вдоль простирания склона (Никонов, 1977)

Применение аэрокосмоснимков важно для оценки структурных факторов концентрации напряжений. Установлено, что сильные землетрясения чаще всего локализованы в зонах активных надвигов, реже — сдвигов и редко происходят в зонах активных раздвигов и сбросов. В зонах разломов с вертикальным смещением и растяжением, а также горизонтальных сдвигов сильные землетрясения обычно приурочены к главным разломам, тогда как в зонах сжатия и надвигания — к второстепенным разломам или аванфронту крупного надвига. Материалы дистанционных съемок помогают не только определить морфологию и кинематику позднечетвертичных сейсмодислокаций, но в ряде случаев оценить амплитуды импульсных подвижек по разломам (рис. 2.18). Кроме того, с помощью аэрокосмоснимков можно исследовать литолого-стратиграфические комплексы пород, которые могут способствовать или препятствовать концентрации тектонических напряжений. Наличие рыхлых осадков, серпентинитов, глинистых сланцев, а также высокая степень раздробленности пород, повышенный тепловой поток и выходы термальных вод, способствующие увеличению пластичности пород, значительно снижают возможность концентрации напряжений.

Установлено, что возможность концентрации напряжений повышается в активных зонах, скрытых на глубине под толщей недислоцированных отложений, тектонических покровов или слоев земной коры с иным, чем на глубине, расположением активных структур. Участки сочленения разломов разных направлений, активные в разных слоях

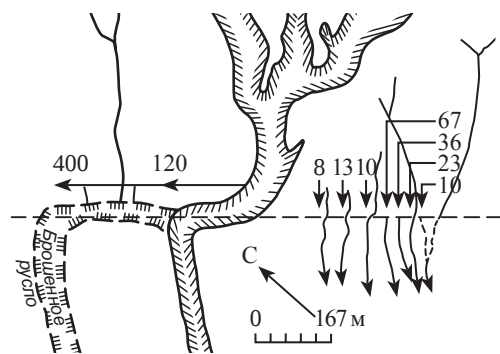


Рис. 2.18. Схема дешифрирования водотоков, смещенных по разлому Сан-Андреас (по Трифонову). Цифры — амплитуды смещения

земной коры, — наиболее сейсмоопасные. Например, в Газлийском сейсмоактивном районе Центральных Кызылкумов В.Г. Трифонов и В.И. Макаров на основе дешифрирования разномасштабных космических снимков и анализа геолого-геофизических материалов установили, что активные зоны имеют разные структурно-динамические и кинематические значения в разных слоях земной

коры. Тектонические зоны субмеридионального направления, которые дешифрируются на мелкомасштабных космических снимках, отражают деформации, активно проявленные в самых глубоких слоях коры и верхней мантии. В кристаллическом основании Центральных Кызылкумов активны тектонические зоны северо-восточного, а в самых верхних слоях земной коры — северо-западного направления. Такую дисгармонию структурных планов различных слоев литосферы эти исследователи объясняют тектонической расслоенностью литосферы. Концентрация и разрядка напряжений в различных слоях литосферы происходят поразному, а наиболее сейсмоопасными считаются участки их сочленения.

Картографирование сейсмоактивных территорий с помощью материалов космической съемки — новое направление в сеймотектонических исследованиях. Космические снимки различных масштабов позволяют выявить закономерности, связанные с сильными и разрушительными землетрясениями. Особенно эффективно при данных исследованиях использование признаков остаточных сейсмодислокаций — изменений в рельефе, вызванных современными и древними землетрясениями.

Накопленные в настоящее время данные позволяют объединить формы рельефа, образующиеся при землетрясениях, в две группы: сеймотектоническую и сейсмогравитационную. К сеймотектоническим структурам относятся: смещения крупных участков горных хребтов и депрессий; выдавливание клинообразных участков скальных пород; образование дамб в долинах и тектонических уступов в поймах рек и на склонах; сейсморвы, сколы вершин гор, ступенчатые перекосы на склонах хребтов. Сейсмогравитационные структуры включают в себя: обвалы; клинья обрушения; обрушения карстовых полостей; скальные оползни; земляные потоки; трещины отседания на склонах.

Каждый из перечисленных признаков характеризует минимальный балл землетрясения, при котором образуются остаточные деформации определенного типа. Сейсморвы представляют собой полые линейные формы рельефа, образованные при землетрясениях в коренных породах. Как правило, они связаны с тыловыми частями крупных обвалов скальной породы. Для их образования необходимо сейсмическое воздействие в 9 баллов и более. Клинообразные сейсморвы формируются при сейсмических ускорениях, превосходящих ускорение силы тяжести. Они возникают на участках, ограниченных разломами, при землетрясениях интенсивностью 10 баллов и более.

Обвалы скальной породы считаются сейсмогенными, если они образованы на склонах крутизной до 30° в коренных породах типа гранитов или известняков. Как правило, они связаны с тектоническими scarпами (уступами) активных разломов. Обвалы такого типа происходят в областях с сейсмической опасностью не менее 9 баллов. Крупные трещины отрыва располагаются на водораздельных пространствах или в тыловых частях скальных оползней и ступенчатых смещений скальных пород на склонах. Они образуются при 8–9-балльных землетрясениях. Ступенчатые смещения грунта могут быть связаны и с валунно-галечниковыми толщами четвертичных отложений, которые при землетрясениях разбиты на блоки, смещенные на различные гипсометрические уровни. В тыловых частях таких сейсмодислокаций располагаются либо уступы, либо сейсморвы, а во фронтальной части — валообразные вздутия.

2.4. Прогноз землетрясений

Прогнозированием землетрясений занимаются многие сотни ученых в разных странах мира, особенно подверженных катастрофическим землетрясениям. Однако, несмотря на все усилия, эта проблема еще далека от разрешения. Прогноз землетрясений состоит из долгосрочного прогноза — на десятки лет; среднесрочного — на несколько лет; краткосрочного — на несколько недель или первые месяцы и, наконец, объявления непосредственной сейсмической тревоги. Так как в сеймоопасных районах проживают более 2 млрд человек, то объявление ложной сейсмической тревоги чревато паникой, большими экономическими потерями и возможными человеческими жертвами в результате паники во время спешной эвакуации после поступления сигнала сейсмической тревоги. Это накладывает на ученых и государственных деятелей очень большую моральную и юридическую ответственность за ложное объявление тревоги.

Прогноз землетрясений — не прогноз погоды, при котором практически никто ни за что не отвечает, а очень ответственное дело, требующее практически 100% реальности предстоящего события. А эту гарантию пока никто не может дать, несмотря на существующие серьезные теоретические проработки и современную геофизическую, геодезическую, геохимическую, гидрогеодинамическую и другую технику наблюдений с целью выявления закономерностей развития предвестников землетрясений и на этой основе осуществление прогноза готовящегося землетрясения.

Когда мы говорим о прогнозировании землетрясений, то подразумеваем наличие прогностических сведений о трех факторах: месте, времени и силе землетрясения. Последний фактор — основной, так как именно он позволяет оценить потенциальную угрозу населению и принять решение об объявлении сейсмической тревоги. Классификация территорий по степени сейсмической опасности осуществляется при помощи сейсмического районирования. При его проведении учитываются результаты обследования последствий известных землетрясений, расположение эпицентров землетрясений разной силы, статистические сведения о повторяемости землетрясений определенных энергетических классов, сведения о тектоническом и геоморфологическом строении. На картах сейсмического районирования для каждого района указывается интенсивность возможных в нем землетрясений, которая оценивается по 12-балльной шкале.

Чтобы показать силу возможных землетрясений в тех местах, где местные очаги не определены, обобщается положение изосейст (изолинии, характеризующие интенсивность землетрясений) ранее зарегистрированных землетрясений и применяется экстраполяция данных в пределы тех зон, для которых установлено единство тектонических условий. Каждое сильное землетрясение охватывает большую область, так как сейсмические колебания (волны) затухают постепенно. Поэтому карты сейсмического районирования, основанные на сейсмических и тектонических данных, строят в мелком масштабе (1:2 500 000 – 1:10 000 000).

Сейсмическое районирование не полностью учитывает следующие обстоятельства:

при одинаковой интенсивности землетрясения, выраженной в баллах, могут отличаться параметры процесса колебания; кроме того, горизонтальная компонента колебательного движения — более разрушительная;

одинаковое тектоническое строение верхних горизонтов земной коры не исключает разной прочности и вязкости вещества в более глубоких зонах.

Имеется и ряд других обстоятельств, ограничивающих возможность прямой экстраполяции сейсмических данных. Поэтому, наряду с общим сейсмическим районированием, проводится микрорайонирование, потребность в котором возникает вследствие разной степени разрушений в пределах одного города или района, что эквивалентно местному прира-

щению (уменьшению) балльности по отношению к средней ее величине. Для оценки приращений (уменьшений) балльности изучаются характер грунтов (состав коренных и рыхлых отложений, мощность слоев, имеющих разные физические параметры), положение уровня грунтовых вод, уклоны рельефа земной поверхности.

Сейсмическое районирование — это лишь первый шаг на пути к прогнозированию землетрясения. Оно не может дать конкретный ответ ни на один из вопросов прогноза реального расположения эпицентра землетрясения: где? когда? какой силы?

Ответ на данные вопросы пытаются найти при помощи комплексного использования геофизических, геодезических, геохимических, гидро-геологических (гидрогеодинамических), космических (спутниковых) и геологических методов обнаружения предвестников землетрясений и осуществления на их базе прогнозирования.

Геофизические методы основаны на выявлении сейсмических, гидроакустических, гравитационных, магнитных, электромагнитных, термометрических (тепловых), деформационных и других предвестников. Насчитывающие уже столетия сейсмологические наблюдения позволили на практике найти ряд особенностей пространственно-временного распределения слабой сейсмичности, интерпретируемые как предвестники. Данные закономерности выражены в моделях сейсмических брешей и сейсмических затиший.

Концепцию сейсмических брешей в современном виде представил С. Федотов (1974). Он оценил расположение известных землетрясений Курило-Камчатской дуги с магнитудой 7,75 на основании регистрации афтершоков и проявления цунами и нашел, что их афтершоковые области не перекрывают друг друга. При этом следующие сильные землетрясения имеют тенденцию располагаться между очагами уже произошедших. Исходя из изложенного, С. Федотов построил метод прогноза мест следующих землетрясений и с учетом стадии сейсмического цикла и скорости накопления энергии в сейсмофокальной зоне оценил временные интервалы, когда землетрясения в выделенных брешах ожидаются с большой вероятностью.

В отличие от сейсмической бреши, которая существует в сейсмоактивной области многие годы, иногда в стадии сейсмического цикла на фоне нарастающей активизации сейсмичности возникает относительно кратковременное затишье. К. Моги показал (1968), что перед рядом

землетрясений в Японии с $M=6$ в их окрестности уменьшалось нормированное на интервал времени число землетрясений с магнитудами на 2–3 единицы меньше.

В случае существования сейсмической бреши ее окраины испытывают повышенную сейсмическую активность. Это явление, по-видимому, связано с наличием критических напряжений в окружающих прочный участок разлома (сейсмическую брешь) породах. В настоящее время с помощью сейсмических методов ведется долгосрочный прогноз землетрясений с вероятностью 70–80%.

Режим сейсмичности — важнейший предвестник землетрясения. Но его изучение важно и для выявления обусловленной им активизации экзогенных геодинамических процессов и связанных с ними преобразований рельефа. Причина активизации экзогенных геодинамических процессов — сейсмовибрации в сейсмогенных зонах, которые уменьшают сцепку грунтов, что приводит в действие целую серию склоновых (гравитационных) процессов, вызывающих обвалы, осыпи, оползни, солифлюкцию и другие явления вплоть до селевых потоков. Данные геоморфологические процессы служат (или могут служить) предвестниками землетрясений. Их изучение очень важно. Методики их обнаружения хорошо отработаны геологами и геоморфологами на основе использования аэро- и космоснимков. Последние позволяют организовать постоянную систему наблюдений за геоморфологическими процессами для использования их в качестве предвестников землетрясений в комплексе с другими методами прогноза.

Существование связи гравитационного поля с сейсмичностью подтверждается результатами сопоставления гравитационных аномалий с распределением землетрясений в различных регионах мира. Так, сравнение характеристик сейсмической активности и изостазии Западно-Тихоокеанской переходной зоны показало существование между ними тесной корреляционной связи. Коэффициент корреляции между средним значением модулей и аномалий и относительной сейсмической энергией равен 0,90, а коэффициент корреляции между амплитудой изменения аномалии и сейсмической энергии — 0,65.

В середине 1960-х годов практически одновременно в Японии и России начались полевые исследования по поиску предвестников землетрясений методом электрического зондирования земной коры. Опыт оказался успешным, и электрическое зондирование стало широко при-

меняться в комплексе режимных наблюдений, проводимых в сейсмоактивных регионах. Особенность наблюдений земных токов на Камчатке — синхронная регистрация на нескольких станциях, причем на каждой станции для исключения приэлектродных процессов использовался ряд измерительных линий и неполяризирующиеся электроды. Обнаружено, что перед землетрясениями на Камчатке регистрируются аномальные изменения разности потенциалов, не коррелирующиеся с вариациями геомагнитного поля и метеорологическими факторами. Их основные характеристики сформулированы Г.А. Соболевым (1993):

аномальные изменения уровня электротеллурического поля начинаются за одну-две недели перед землетрясениями с $M \geq 5$ и имеют бухтообразную форму;

землетрясение происходит на спаде аномалии или на максимуме;

аномалии относительно слабо реагируют на землетрясение, если не учитывать резкого высокочастотного выброса в момент толчка; как правило, после землетрясения наблюдается плавное (в течение нескольких суток) изменение уровня электротеллурического поля;

более сильным землетрясениям, в общем, соответствуют более длительные аномалии;

аномалии наблюдаются на станциях, удаленных до 150 км от эпицентров землетрясений с $M \geq 6$, и в этой области отмечается слабое уменьшение величины аномалии при удалении от эпицентра, примерно обратно пропорциональное расстоянию;

аномальные изменения на станциях, расположенных на расстоянии 100 км друг от друга, перед одним и тем же землетрясением иногда сдвинуты во времени на несколько суток.

При организации мониторинга электромагнитного излучения (ЭМИ) с целью прогноза землетрясений очень важен учет всего спектра геофизических явлений в коре и атмосфере, которые влияют на электромагнитное излучение. Суммируя накопленные к настоящему мнению данные по предвестникам землетрясения в радиоволновом диапазоне, необходимо отметить следующее:

факт аномальных вариаций ЭМИ за несколько суток или часов перед некоторыми землетрясениями не вызывает сомнений;

ввиду того, что наблюдения в подавляющем большинстве случаев проводились на одной станции, не установлено местоположение источника;

существуют две точки зрения на природу такого рода предвестников: электромагнитные разряды в эпицентральной зоне или изменение ее квазистатического электрического состояния, искажающее прохождение сигналов от удаленных источников;

не исключено, что аномальные изменения ЭМИ лишь косвенно связаны с землетрясениями; и те, и другие вызываются источником тектонического или метеорологического происхождения, оказывающим триггерное воздействие на очаг;

применение ЭМИ для прогноза возможно в настоящее время лишь в совокупности с другими методами, позволяющими уточнить прежде всего местоположение готовящегося очага, а также способствовать раскрытию природы аномалий ЭМИ.

Аномалии, наблюдаемые в атмосфере (в нижней атмо- и ионосфере), которые возникают под воздействием, возможно, землетрясений и метеофакторов, отражаются в характеристиках радиоволн. На малых расстояниях (до нескольких сотен километров) радиосигналы в основном несут информацию о свойствах подстилающего слоя литосферы и самой нижней атмосферы. Вместе с тем при весьма протяженных трассах наблюдаются аномальные поля сложного характера. Для идентификации аномалий следует проводить комплексные наблюдения как за полями искусственной природы при различных частотах и длинах траекторий, так и естественной природы в широком частотном диапазоне. Влияние на фазу и амплитуду радиосигнала, распространяющегося над сейсмоактивной областью, может быть связано (в зависимости от длины волны и расстояний трасс) с изменениями электронной концентрации и вариациями уровня *D*-слоя ионосферы, с изменением проводимости подстилающей поверхности и приземной атмосферы и изменениями атмосферного давления.

Большие надежды исследователи возлагают на термометрические (тепловые) предвестники землетрясений, изучаемые наземными и аэрокосмическими средствами. В настоящее время установлено, что в период подготовки землетрясения за 1–2 недели наблюдается общее тепловое возбуждение региона подготовки землетрясения, но корреляция с положением будущего эпицентра землетрясения практически отсутствует.

Относительно быстрые вариации напряженно-деформированного состояния регистрируются в сейсмоактивных районах обычно с помощью непрерывно работающих деформометров и наклономеров. В литературе

неоднократно упоминалось о предвестниках землетрясений, выражавшихся в изменениях в течение нескольких суток или часов локальных относительных деформаций 10^6 (рис. 2.19) или наклоном 10^6 радиан. Иногда наблюдались синхронные аномалии такого типа на разнесенных

станциях. Ввиду того, что показания деформографов и наклономеров подвержены разного рода помехам, к большинству опубликованных данных, интерпретируемых как предвестники, следует относиться с осторожностью.

Один из наиболее перспективных — геодезический деформационный предвестник землетрясения, выявляемый с помощью современных средств высокоточных геодезических измерений (рис. 2.20 и 2.21).

В 1906 г. в Калифорнии произошло землетрясение ($M = 8,3$), в результате которого общая длина сдвинувшегося участка разлома Сан-Андреас составила более 400 км, а взаимные смещения смежных бортов разлома — до 6 м. После землетрясения были выполнены повторные триангуляционные измерения на территории, перекрывшей эпицентральную зону. Результаты превзошли все ожидания: при таких размерах деформированного участка земной поверхности

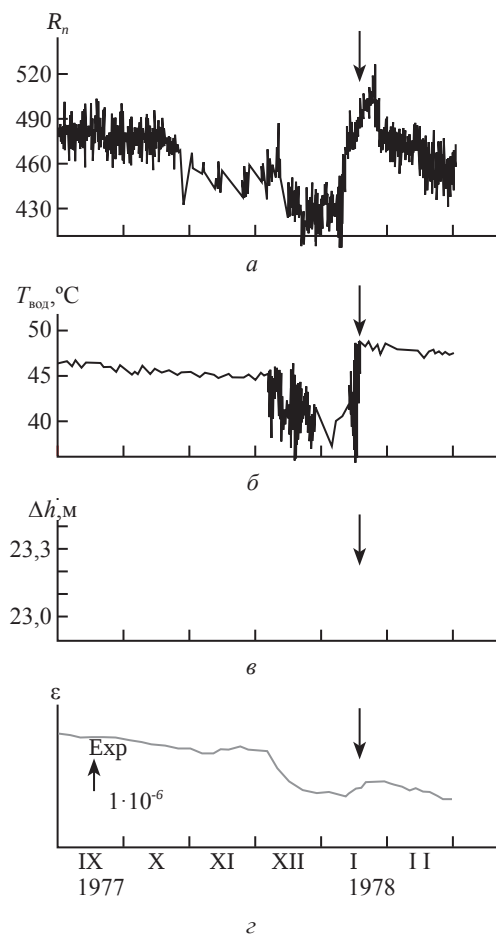


Рис. 2.19. Пример аномального изменения ряда прогностических параметров в скважинах, расположенных на эпицентральных расстояниях 25–50 км перед землетрясением 14 января 1978 г. ($M = 7$) в Японии:

a — содержание радона; *б* — уровня температуры;
в — уровня подземных вод; *г* — объем деформации

и значительных смещениях даже при редком расположении пунктов триангуляции удалось определить действительные величины их смещений на различном удалении от разлома.

Анализ геодезических данных выполнил известный американский сейсмолог Г.Ф. Рейд (1911), который установил, что порожденные землетрясением смещения геодезических пунктов имели вполне определенную закономерность: они были максимальными вблизи разлома и быстро уменьшались по мере удаления от него. Именно эти данные позволили Г.Ф. Рейду прийти к выводу, что вызвавшие это землетрясение упругие напряжения были накоплены в сравнительно узкой полосе горных пород, тянущейся вдоль разлома Сан-Андреас. При этом максимальными они были в зоне разлома и уменьшались с удалением от него. В тела блоков, контактирующих по разлому, напряжения проникали в обе стороны от него не далее чем на 10 км.

Так, на основе геодезических данных была рождена «теория упругой отдачи» Г.Ф. Рейда (1911), в которой даны рекомендации обнаружения очагов готовящихся землетрясений на базе повторных геодезических измерений.

После катастрофического

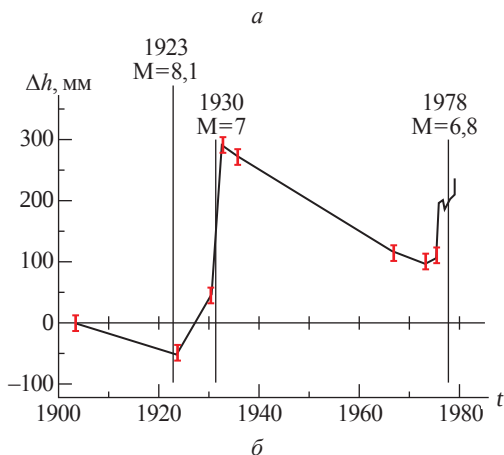
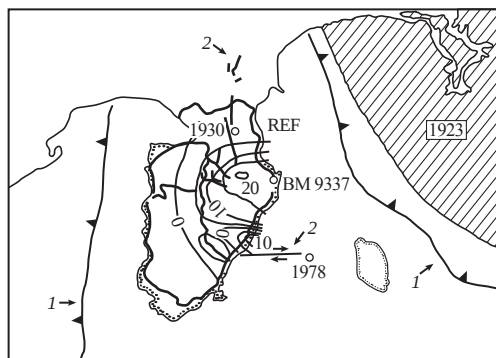


Рис. 2.20. Пример аномального изменения высоты поверхности в период сильных землетрясений в Японии:

a — схема п-ова Изу; *б* — изменение высоты репера BM 9337 относительно репера REF в период сильных землетрясений; 1 — глубоководные желоба; 2 — разрывы землетрясений 1930 и 1978 гг. Заштрихована область землетрясения Канто 1923 г., изогипсиями обозначено изменение рельефа (подъем до 20 см) между съемками 1967 и 1979 гг.

землетрясения в Сан-Франциско в 1906 г. ($M \approx 8,3$) была выявлена сдвиговая природа разлома Сан-Андреас и изучены не только геологические предпосылки и проявления землетрясения на протяжении 230 км, а также проведены повторные триангуляции и на основе полученных данных

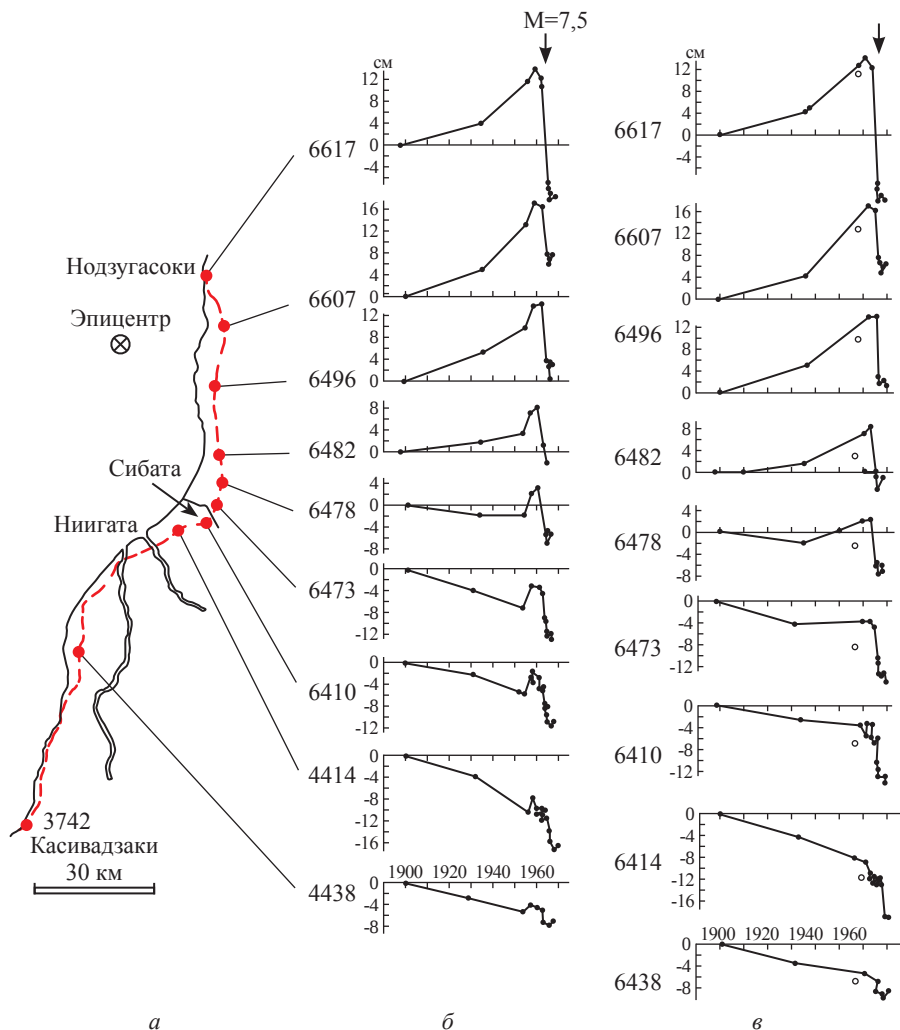


Рис. 2.21. Пример развития деформационного предвестника перед землетрясением Ниигата:

a — схема профилей геодезического нивелирования на побережье Японии; *б* — изменение высоты реперов с учетом съемки 1955 г.; *в* — без учета съемки 1955 г.

создана теория упругой отдачи. Так было положено начало изучению современных быстрых сейсмических движений. В дальнейшем величина поверхностного сдвига оценивалась применительно к крупнейшим землетрясениям прошлого и ко всем землетрясениям настоящего. Сейчас после каждого землетрясения с $M \geq 6$ в эпицентральной области проводят повторные геодезические измерения.

Характерные смещения точек земной поверхности над очаговой зоной готовящегося землетрясения достигают часто величин, вполне доступных регистрации и измерению наземными и спутниковыми средствами, поэтому соответствующая геометрическая аномалия может четко регистрироваться современными средствами и использоваться для прогноза. Измерение в системах GPS и ГЛОНАСС — основные средства при исследовании деформаций в пределах горных сооружений и глобальных перемещений литосферных плит.

А.К. Певнев (1998), рассматривая возможные причины накопления предвестниковых деформаций, пришел к выводу, что в свете современных представлений наиболее вероятная причина накопления сейсмогенных деформаций в локальных объемах горных пород — изменение скорости тектонических движений в том или ином конкретном участке сейсмогенного разлома. Предполагается, что указанные изменения скоростей смещений в разломах могут происходить из-за различных физико-химических и механических процессов. Полное или частичное прекращение смещений в какой-либо части сейсмогенного разлома равнозначно рождению концентратора напряжений и приведет к возникновению в этом месте локального поля упругих напряжений. Есть все основания считать, что, когда накапливаемые в очаге сейсмогенные напряжения достигают предела прочности пород в этом очаге, последние разрушаются с распрямлением упруго изогнутых боковых частей литосферных блоков, т.е. имеет место устранение отставания в тектонических смещениях этих частей относительно основных масс блоков. Именно это быстрое возвращение упруго деформированных частей блоков к ненапряженному устойчивому состоянию порождает тектоническое землетрясение.

Реальный путь к прогнозу максимально возможной силы будущего землетрясения лежит через определение размеров участка земной поверхности закономерно деформируемого подготовкой землетрясения, т.е. путем непосредственного измерения на земной поверхности длины и ширины очага, а при соблюдении определенных условий и величины накопленных сейсмогенных деформаций.

Для уверенного определения вида деформирования исследуемого участка земной поверхности геодезический профиль должен иметь большую густоту пунктов. Причем частота расположения пунктов вдоль профиля может быть переменной: в наиболее деформируемой центральной части сейсмогенной зоны пункты следует располагать чаще, а к краям зоны их можно размещать реже. С учетом экспоненциального вида искомой упругой кривой в центральной части зоны, примерно на 5 км ее длины расстояния между смежными пунктами целесообразно ограничить в 500 м. Дальше эти расстояния могут постепенно возрастать, но они не должны быть более 1 км. Очевидно, что это усредненные характеристики, которые должны корректироваться для каждого конкретного профиля.

Такое расположение пунктов оптимально для фиксации как нарастающего во времени упругого изгиба (максимального в зоне сейсмического шва и вблизи него), так и сбрасываемых напряжений (деформаций), возникающих в очаге при его разрушении. Повторные измерения на таком прогнозном профиле позволяют определять действительный вид деформирования исследуемого участка сейсмогенной зоны и тем самым отвечать на вопрос — готовится или нет в этом месте очаг землетрясения (А.К. Певнев, 1998).

Геохимические предвестники землетрясений стали широко исследовать после катастрофического Ташкентского землетрясения 1966 г. ($M=5,1$). Обнаружено, что аномальное содержание радона в термоминеральной воде глубокого происхождения перед землетрясением. Выделено несколько стадий развития предвестника, укладывавшиеся в шесть лет. О большой вероятности связи геохимической аномалии с землетрясением свидетельствовало быстрое возвращение содержания радона к нормальному уровню после толчка (см. рис. 2.19).

Выполненные в последующие годы в разных районах бывшего СССР наблюдения за многими геохимическими компонентами (радон, гелий, сернистые и азотные газы, углекислый газ и др.) подземных вод и газов обобщены в монографии «Гидрохимические предвестники землетрясений» (1985 г.). Несмотря на отдельные выразительные примеры предвестниковых аномалий, устойчивых результатов получить не удалось. Форма и амплитуда предвестников сильно варьировали (рис. 2.22). В большинстве случаев аномалии отмечались в пунктах, где не существовало длинного ряда наблюдений, в связи с чем не удавалось исключить фоновые вариации. К недостатку относится также разнотип-

ность применяемой аппаратуры, часто не обеспеченной регулярным метрологическим контролем.

Механизм возникновения геохимических аномалий, в частности радона и гелия, согласно В.И. Уломову (1967), состоит в том, что в процессе подготовки землетрясения интенсивно разрушаются кристаллические решетки минералов и образуются микротрещины. Данный процесс способствует повышению эманационной способности породы, выделению и перемещению к поверхности заключенного в породе газа. Это подтверждается аномальным ростом концентрации разных геохимических компонентов в подземных водах в период подготовки землетрясения.

Определенную роль в развитии геохимического прогноза может сыграть космический мониторинг геодинамических и геохимических предвестников. К теоретическим предпосылкам подобного заключения

относятся два общеизвестных факта: 1) изменение прозрачности приземных слоев атмосферы для электромагнитного излучения, что обусловлено изменением температуры и химического состава приземного воздуха за счет усиления дегазации земной коры в зоне сейсмогенерирующего разлома (рис. 2.23); 2) изменение спектральных характеристик земной поверхности, обусловленное изменением ее температуры, влажности,

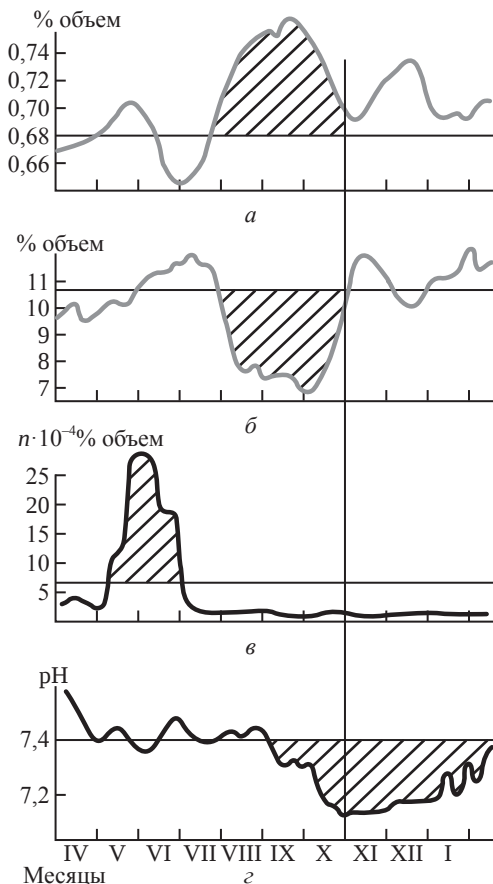


Рис. 2.22. Аномальные изменения различных геохимических параметров: концентрации гелия (*a*), углекислого газа (*б*), водорода (*в*), кислотности (*г*) в период Алайского землетрясения (момент землетрясения показан вертикальной линией) в 1978 г.



Рис. 2.23. Вечный огонь на горе Химера (Янарташ, Турция). Самовозгорающийся газ вырывается из глубины горы по разлому в раздробленных диабазах. Состав газа: метан, этан, бутан, пропан, кислород, хлор, азот, оксиды и диоксиды азота, серы и углерода



Рис. 2.24. Травертин (известковый туф) — натечные скопления кальцита (CaCO_3), отлагаемые углекислыми термальными водами, поднимающимися из глубин по разлому (Памуккале, Турция)

водонасыщенности, трещиноватости, термодинамического потенциала, окислительно-восстановительных реакций и других физических и химических свойств и процессов в зоне сейсмогенерирующего разлома (рис. 2.24).

Изменения оптических свойств приземного атмосферного воздуха, почвы и растительности под влиянием поступающих из глубин газов могут быть незначительны. Но, учитывая свойство естественной генерализации микроландшафтных признаков на космических снимках, возможен вполне ощутимый эффект и изменения могут быть зафиксированы при специальной фотограмметрической обработке космических изображений.

Достаточно большое число инструментально зарегистрированных надежных предвестников землетрясений относится к изменениям уровня подземных вод в скважинах — к так называемым гидрогеологическим (или гидрогеодинамическим) предвестникам (см. рис. 2.19, б, в). Накопленный в разных странах опыт наблюдений за гидрогеодинамическими предвестниками показывает, что они могут быть разными, а амплитуда изменений уровня воды в скважинах в большей мере определяется локальными гидрогеологическими условиями точки наблюдения. Амплитуды деформаций, вычисленные по гидрогеодинамическим наблюдаемым данным, превышают уровень теоретической кривой на больших эпицентральных расстояниях. Это означает, что общепринятая теоретическая модель предвестниковой деформации, локализованной вдоль разрыва, не справедлива. Следует допустить, что предвестник генерируется в большем объеме пород, что определяет его слабое затухание с расстоянием.

В период катастрофического Спитакского землетрясения на Кавказе функционировала сеть из 26 скважин глубиной 0,2–3 км. Анализ карт гидрогеодинамического поля Кавказа в период этого землетрясения показал, что, начиная с середины августа 1988 г., наметилась тенденция направленного развития структуры растяжения в районе будущего землетрясения. Развитие Спитакской структуры шло в сторону увеличения ее размеров при одновременном повышении интенсивности деформаций. К 1 декабря 1988 г. структура разрослась таким образом, что ее удлиненная ось достигла 400 км, а ширина составила около 150 км. Центр структуры, характеризовавшийся падением уровня воды в скважинах, находился в эпицентральной зоне будущего землетрясения. Максимум интенсивности аномалии и размеров структуры растяжения наблюдался за 11 ч до землетрясения. За 40 мин до толчка начался процесс уменьшения аномалии.

В период катастрофического землетрясения в Китае в 1976 г. ($M=7,8$) аномальное снижение уровня подземных вод в эпицентральной зоне началось за 3–4 года до землетрясения. В первый период снижение уровня проходило в периферийной части, а к концу 1973 г. приблизилось к эпицентру. Темп падения уровня по ряду скважин замедлился в 1975 г., а затем стал ускоряться за 3–4 мес до толчка. За несколько дней до землетрясения уровень начал повышаться, а во время толчка и сразу за ним увеличение уровня произошло скачком на 4–10 м. В Китае была зарегистрирована миграция фронта гидрогеодинамического предвестника к эпицентру в последние дни перед землетрясением со средней скоростью 30 км/сут. Линейные размеры области распространения предвестника превышали 200 км. Отмечалось, что предвестники в основном наблюдались в скважинах, расположенных вблизи активных разломов.

При постановке гидрогеодеформационных наблюдений неocenимую услугу могут оказать радиолокационные и многозональные (гиперспектральные) космические изображения. Получаемые по разновременным радиолокационным (лидарным) изображениям интерферограммы позволяют установить область напряженно-деформированного состояния коры и амплитуду деформации. Разновременные многозональные космические изображения дают возможность выявить изменение гидрогеохимического режима, связанного с предвестниковыми деформациями коры, а изображения детального и локального уровня генерализации (изображения высокого и сверхвысокого разрешения) — установить глубину залегания подземных вод, поскольку основными индикаторами в данном случае служат особенности почвенно-растительного покрова в сочетании с рельефом местности.

Подготовка тектонических землетрясений сопровождается перераспределением потенциальной энергии в упругой среде земной коры. Временные перестройки полей напряжений и деформаций в коре перед землетрясениями зафиксированы по сейсмологическим данным, динамике линеаментных систем, геодезическим измерениям, геохимическим и другим аномалиям.

Изменение напряженно-деформированного состояния земной коры в период подготовки землетрясения часто исследуется при помощи автоматизированного линеаментного анализа разновременных космических изображений. Линеаменты, выявляемые при автоматизированной обработке космических изображений, имеют разную физическую при-

роду. Одни из них, наиболее стабильные (консервативные), связаны с линейными объектами (элементами) и спрямленными границами частей ландшафтов, различающихся по отражательным спектральным характеристикам. К таким линейным объектам относятся валы, линейные складки, овраги, русла рек, дайки, дороги и т.п., а к границам — границы лесов, полей, лугов, стратиграфических толщ и т.п. Другие, которые можно назвать динамичными линеаменами, обусловлены чередованием зон сжатия и растяжения земной коры. Наиболее благоприятные условия для проявления динамичных линеаментов возникают в случае интенсивного тепломассопереноса в зонах растяжения (зонах трещиноватости и разрывных нарушений). Тепломассоперенос из глубин к поверхности не постоянен. Наиболее интенсивен он в моменты возбуждения тектонической (сейсмотектонической) активности недр. Основываясь на данной закономерности, можно установить закономерные связи интенсивности изменения структуры поля напряжений и тепломассопереноса и обусловленной ими динамики линеаментов с готовящимся землетрясением. Индикатор готовящегося землетрясения — закономерные предвестниковые изменения статистических показателей динамики линеаментов, выявляемые по космическим изображениям в период подготовки землетрясения и после него (В.Г. Бондур, А.Т. Зверев).

Предвестниковая цикличность изменения величины отношения суммарных длин локальных линеаментов разных направлений выявлена при анализе трех землетрясений в Калифорнии с использованием четырех разновременных космических изображений для каждого из землетрясений (рис. 2.25). Отношения длин, в которых предвестниковая цикличность не проявлена, на рисунке не показаны. Выделение линеаментов разных направлений и отношений их суммарных длин выполнены на фрагментах изображения, полученного аппаратурой MODIS (разрешение 250 м). Размер фрагментов во всех трех случаях составлял 500×500 пикселей, что на местности соответствовало 125×125 км.

По отношению к общему числу всех изученных отношений величин суммарных длин локальных линеаментов разных направлений, которое равно 28, число отношений с выраженной предвестниковой цикличностью составило: для землетрясения в районе г. Сан-Симеон (2001) — 7% (2 случая из 28), в районе г. Сан-Бернардино (2003) — около 36% (10 случаев из 28), в районе г. Сан-Симеон (2003) — 82% (23 случая из 28). Таким образом наблюдается прямая зависимость предвестниковой

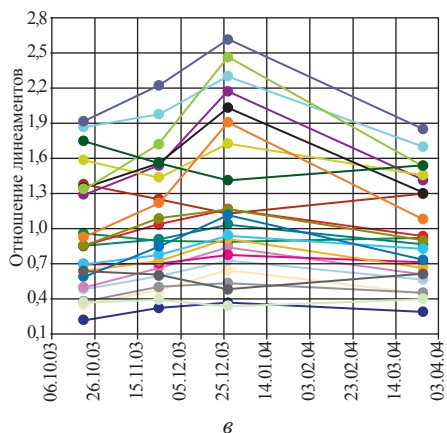
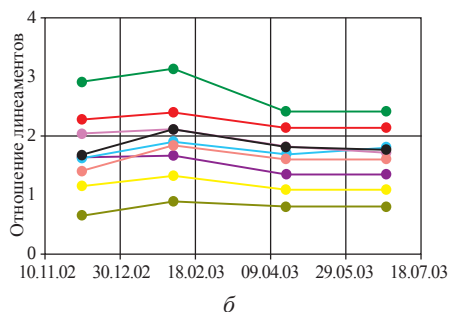
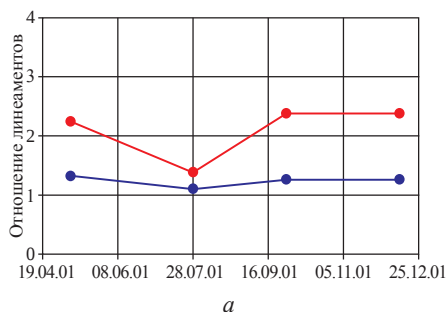


Рис. 2.25. Закономерное предвестниковое изменение величины отношений суммарных длин линейментов четырех разных направлений при землетрясении:

а — г. Сан-Симеон (9 декабря 2001 г., $M=4.2$);
— $L90^\circ/L67^\circ$; — $L90^\circ/L22^\circ$;

б — в районе г. Сан-Бернардино (22 февраля 2003 г., $M=5.2$);
— $L90^\circ/L315^\circ$; — $L90^\circ/L293^\circ$;

в — вблизи г. Сан-Симеон (22 декабря 2003 г., $M=6.5$);
— $L90^\circ/L67^\circ$; — $L90^\circ/L45^\circ$; — $L90^\circ/L0^\circ$;
— $L90^\circ/L338^\circ$; — $L90^\circ/L315^\circ$; — $L90^\circ/L293^\circ$;
— $L67^\circ/L45^\circ$; — $L67^\circ/L22^\circ$; — $L67^\circ/L0^\circ$;
— $L67^\circ/L338^\circ$; — $L67^\circ/L315^\circ$; — $L67^\circ/L293^\circ$;
— $L45^\circ/L0^\circ$; — $L45^\circ/L338^\circ$; — $L45^\circ/L315^\circ$;
— $L45^\circ/L293^\circ$; — $L22^\circ/L0^\circ$; — $L22^\circ/L338^\circ$;
— $L22^\circ/L315^\circ$; — $L22^\circ/L293^\circ$; — $L0^\circ/L338^\circ$;
— $L338^\circ/L315^\circ$; — $L338^\circ/L293^\circ$; — $L315^\circ/L293^\circ$

перестройки полей напряжений и деформаций, сопровождающейся перестройкой структуры поля линейментов, от энергетической характеристики землетрясения.

Для сильного землетрясения в Иране вблизи г. Бам (26 декабря 2003 г., $M=6,6$), выявлен 71% отношений с предвестниковым характером их изменения по отношению к моменту толчка, а для землетрясения вблизи г. Калининград (21 сентября 2004 г., $M=4,8\div5,0$) — 43% отношений суммарных длин локальных линейментов с предвестниковой цикличностью. Чем сильнее землетрясение, тем обычно в большей степени проявлена предвестниковая цикличность в изменении величин отношений суммарных длин линейментов разных направлений. Поэтому данный статистический индикатор-предвестник динамики систем линейментов может указывать как на время, так и на силу землетрясения.

Подобную предвестниковую информацию содержат и другие статистические показатели — розы-диаграммы региональных линеаментов и линии вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов, которые в целом ряде случаев позволяют установить пространственное положение сейсмогенерирующих разломов, т.е. локализовать прогноз места землетрясения.

На территории Калифорнии изучены шесть сильных землетрясений, которые произошли 09.09.2001 г. ($M=4,2$); 22.02.2003 г. ($M=5,2$); 22.12.2003 г. ($M=6,5$); 28.09.2004 г. ($M=6,0$); 31.10.2007 г. ($M=5,6$); 29.07.2008 г. ($M=5,4$). Для всех изученных землетрясений характерна одна общая закономерность: при приближении к моменту землетрясения число проявленных (выраженных) на космических изображениях линеаментов разных направлений постепенно увеличивается. Но наиболее интенсивен был рост линеаментов, секущих зону Сан-Андреас, которые за 1–3 мес до землетрясения и через 1–3 мес после него были проявлены очень слабо.

При данных сейсмических событиях четко видна предвестниковая цикличность, выраженная в закономерном изменении проявленности систем региональных и локальных линеаментов при подготовке землетрясения и после него (рис. 2.26, 2.27). При этом наибольшим изменениям подвержены секущие линеаменты. За 1–3 мес до землетрясения они проявлены на космическом изображении очень слабо. За 20 дней до события их число резко возрастает и нередко становится даже больше по сравнению с согласными (СЗ–ЮВ) линеаментами. Через 1–3 мес после землетрясения количество секущих линеаментов резко уменьшается. Максимальная плотность продольных региональных линеаментов в период подготовки землетрясения характерна для прибрежных районов Тихого океана, отвечающих зоне разрыва Сан-Андреас.

Анализ схем линий вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов, полученных на период подготовки землетрясения, которое произошло 22 февраля 2003 г., показал увеличение анизотропии поля локальных линеаментов, что особенно четко проявлено в прибрежных районах. Если 4 декабря 2002 г. преобладала вытянутость роз-диаграмм штрихов ЮВ–СЗ направлений, то за 20 дней до землетрясения 3 февраля 2003 г. отмечается целый ряд участков, на которых преобладали ЮЗ–СВ направления линий вытянутости роз-диаграмм, согласные с направлением Поперечных Хребтов и разрыва Горлока (см. рис. 2.26).

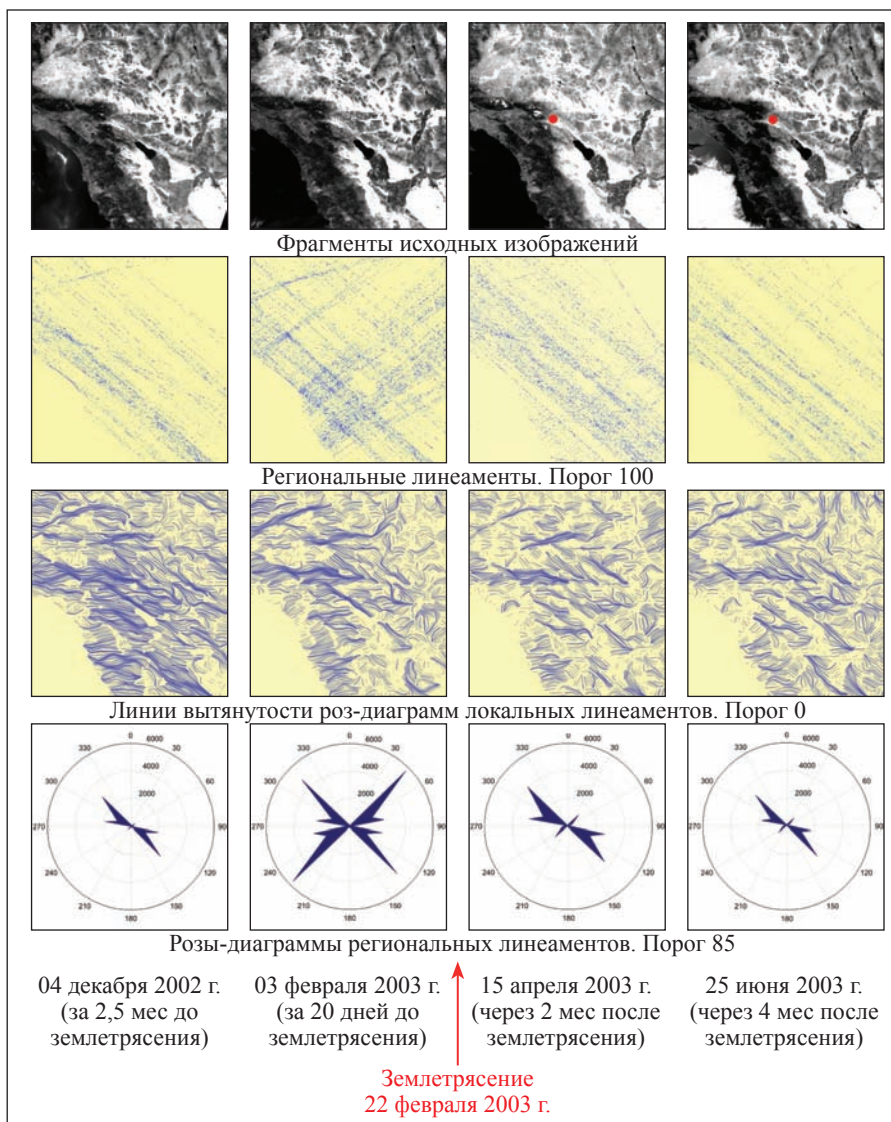


Рис. 2.26. Динамика систем локальных и региональных линейментов, выявленных по космическим изображениям восточной части Поперечных Хребтов (район г. Сан-Бернардино, землетрясение произошло 22 февраля 2003 г. ($M=5,2$))

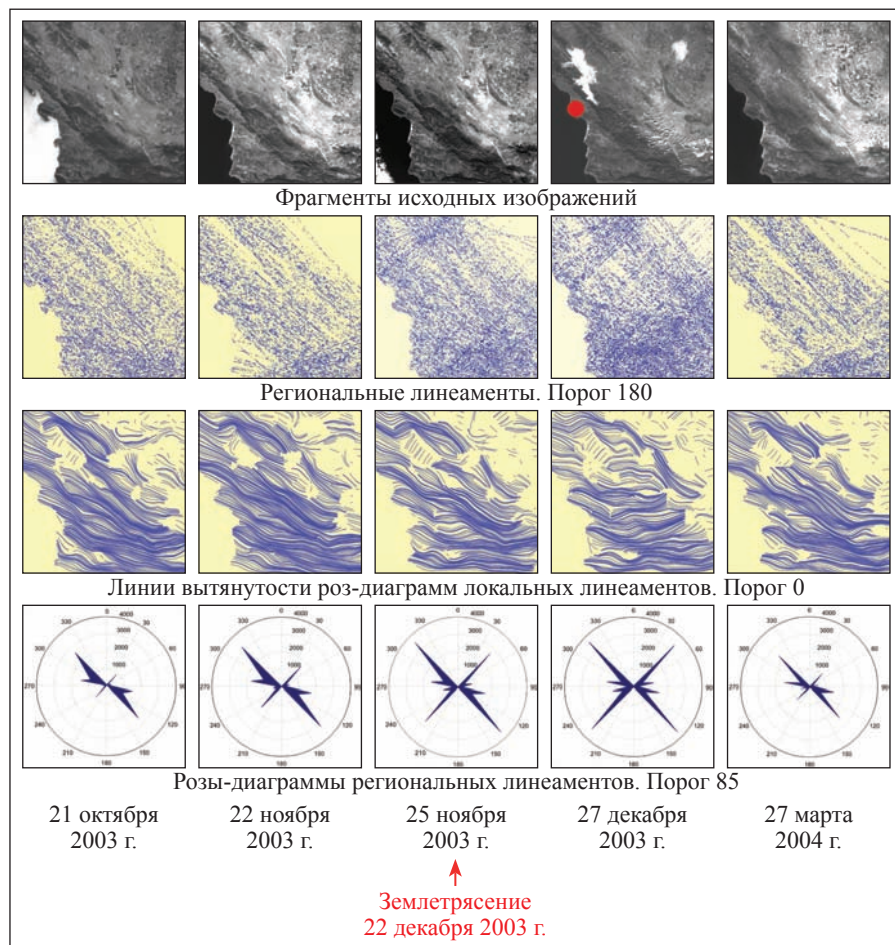


Рис. 2.27. Динамика систем локальных и региональных линеаментов, выявленных по космическим изображениям в период землетрясения 22 декабря 2003 г. вблизи г. Сан-Симеон ($M=6,5$)

Таким образом, судя по розам-диаграммам региональных линеаментов и линиям вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов в период подготовки землетрясений наблюдается закономерная предвестниковая цикличность в степени их проявленности на космических изображениях, что обусловлено перестройкой полей напряжений и связанных с ними полей региональных и локальных деформаций.

Анализ линий вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов, полученных в период подготовки землетрясения 22 декабря 2003 г., показал значительную перестройку плана деформаций (см. рис. 2.27). Наиболее заметно это выражено на схемах, полученных при обработке космических изображений 25 ноября и 27 декабря, особенно в южной и центральной частях района. Здесь господствующее ЮВ–СЗ направление линий вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов сменилось на субширотное и ЮЗ–СВ, согласное с направлением Поперечных Хребтов и разрывом Горлока соответственно. Примечательно, что основная перестройка плана деформаций захватила лишь южный блок земной коры. Эпицентр землетрясения 22 декабря 2003 г. приурочен к границе раздела данных двух блоков с разной динамикой предвестниковых деформаций. Таким образом, исходя из полученных данных, есть реальная возможность прогнозировать не только время, но и место сейсмогенерирующего разлома, разделяющего блоки с разными планами предвестниковых деформаций.

Для землетрясения на территории Перу (27 января 2004 г., $M=5.2$) обработаны космические изображения, полученные в период, начиная за пять месяцев до землетрясения и пять месяцев после него. При приближении к моменту землетрясения, судя по региональным линеаментам и розам-диаграммам локальных линеаментов, проявленность линеаментов северо-восточных направлений увеличивается (рис. 2.28). Анализ рисунка линий вытянутости роз-диаграмм локальных линеаментов показывает, что за пять месяцев до землетрясения в районе четко выделяются два блока земной коры: юго-западный и северо-восточный. В юго-западном блоке линии вытянутости направлены к северо-востоку, а в северо-восточном — к северо-западу. За четыре месяца до события в северо-восточном блоке начинают проявляться линии вытянутости северо-восточных направлений (космическое изображение 2 октября 2003 г.). В день землетрясения (27 января 2004 г.) граница между блоками практически исчезает и линии вытянутости приобретают общее генеральное северо-восточное направление. Через три недели (изображение 16 февраля 2004 г.) в северо-восточном блоке вновь начинают появляться северо-западные направления линий вытянутости, которые через три месяца начинают преобладать, и план деформаций возвращается к прежнему виду с четким разделением на два блока земной коры с разной ориентировкой

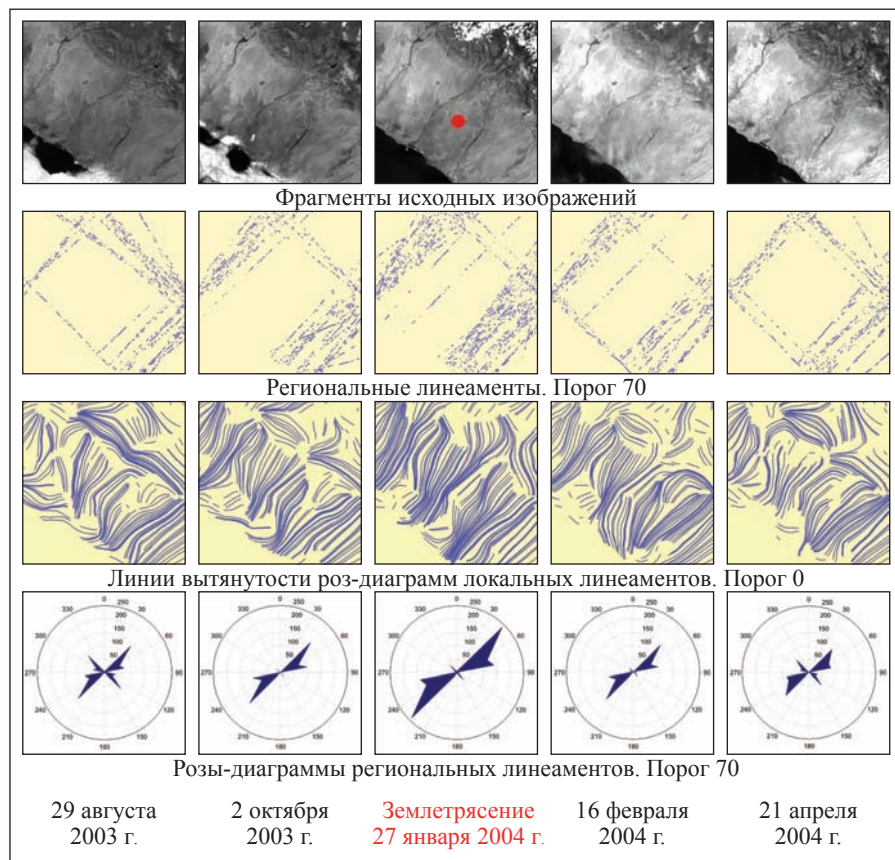


Рис. 2.28. Динамика систем локальных и региональных линеаментов, выявленных по космическим изображениям при землетрясении в Перу 27 января 2004 г. ($M=5,2$)

систем локальных линеаментов. Подобная закономерная перестройка напряженно-деформированного состояния земной коры — предвестник подготовки землетрясения в данном регионе.

Изучение предвестниковой цикличности, проявленной в динамике напряженно-деформированного состояния земной коры при помощи статистических показателей изменений региональных и локальных систем линеаментов, выявляемым по разновременным космическим изображениям, позволяет осуществить как среднесрочный (1–3 мес), так и краткосрочный (10–20 дней) прогноз землетрясений с указанием времени, а также положения сейсмогенерирующего разлома.

Причиной достаточно высокоскоростной (дни, недели, месяцы) цикличности многих предвестников (деформационных, геохимических, геофизических и др.), по видимому, служат флюиды — перегретые минеральные растворы мантийного и внутрикорового происхождения. Флюидогенный механизм землетрясений, связанный с механическим (в случае, если флюиды имеют давление равное или более литостатического) и термическим воздействием на геологическую среду, а также с их ролью в качестве смазочного вещества, снижающего трение блоков, достаточно мобилен, чтобы изменить физические и химические поля внутри земной коры и вызвать развитие достаточно высокочастотных и высокоамплитудных предвестников в период подготовки землетрясения. Другие механизмы (магматические, конвективные, тектонические и т.д.) не столь мобильны и воздействуют на земную кору более продолжительное время и более однонаправлено. Поэтому они не могут привести к наблюдающимся достаточно быстрым флуктуациям сейсмических, геофизических, геохимических, деформационных, гидрогеологических, биологических и других предвестников.

2.5. Вулканы

Современные *вулканы* расположены вдоль крупных разломов в тектонически подвижных областях (главным образом, на островах и берегах Тихого и Атлантического океанов). В настоящее время насчитывается около 500 активных вулканов, примерно 20–30 вулканов ежегодно извергаются. Вулкан поставляет на поверхность вулканические газы, лавы, пепел и твердые продукты — обломки пород более ранних извержений. Процесс извержения непродолжителен по сравнению со временем существования вулкана. Лишь немногие вулканы, к примеру, Стромболи (Италия) или гавайский вулкан Килауэа (Тихий океан), почти постоянно находятся в стадии извержения. Период покоя вулканов между извержениями занимает от первых десятков до нескольких тысяч лет. Так, вулкан Хелгафелл в Исландии «спал» почти 5000 лет и считался потухшим, тем более неожиданным было его извержение в 1973 г. Вулкан Безымянный на Камчатке не извергался 1000 лет, но «проснулся» в 1955 г. Поэтому потухшие вулканы, расположенные на площади действующих вулканов, рекомендуют называть уснувшими. Скорее всего, все вулканы, извергавшиеся последние 2500 лет, следует рассматривать как потенциально

активные. А это вулканы Кавказа (Эльбрус, Казбек, Арарат и др.), Забайкалья и других мест.

Огромное число вулканов находится на дне океанов и морей. Например, на дне Тихого океана насчитывается несколько десятков тысяч вулканов, из которых в настоящее время активных около 2000. Кроме того, лава изливается из трещин в осевой части срединно-океанических хребтов практически на всем их протяжении.

Считается, что магма образуется под действием потоков горячих глубинных газов в надкритическом состоянии — флюидов, которые формируются глубоко в недрах Земли по границам верхней и нижней мантии или нижней мантии и расплавленного внешнего ядра. Флюиды способствуют разуплотнению и локальному подъему глубинного вещества, которое в результате понижения давления (декомпрессии) начинает плавиться, образуя частично расплавленные глубинные диапиры — источники магматических расплавов. В зависимости от интенсивности прогрева мантийного вещества магматические расплавы, достигающие поверхности, возникают на разных глубинах мантии и земной коры в интервале от 200–250 до 10–20 км. В результате частичного плавления вещества мантии образуются ультраосновные и основные (базальтовые) расплавы. При дифференциации мантийных расплавов или плавлении земной коры, богатой кремнеземом, образуется кислая (гранитная) магма, из которой при охлаждении и раскристаллизации на поверхности образуются кислые вулканические породы.

Первые признаки извержения вулкана — выбросы вулканических газов. Главные составляющие этих газов — водяной пар, углекислота (углекислый газ), а также водород, углеводороды, хлориды и фториды, выделяющиеся обычно в начале извержения. Состав газов зависит от состава магмы, но в целом вулканические газы имеют сначала более восстановительный характер, окисляясь по мере смешения с кислородом грунтовых вод или воздуха. Магмы при подъеме и охлаждении могут достигнуть насыщения газами, что может привести к их вскипанию. Отделившиеся при этом газы со взрывом прорывают покрывку магматического очага, после чего следует извержение лавы. Раскаленный газ поднимается на высоту до 13–15 км. Скорость истечения газов бывает очень высокой. Так, на вулкане Толбачек (Камчатка) в 1975–1976 гг. она составляла в среднем 100–200 м/с (360–720 км/ч), а иногда превышала скорость звука.

Взрывы вулканов по мощности могут быть более значительными, чем взрывы водородных бомб. Так, извержение вулкана Тамбора в 1815 г. — крупнейшее из случившихся в историческую эпоху — было эквивалентно взрыву 16 Мт тротила; взрыв атомной бомбы над Хиросимой эквивалентен 0,02 Мт. Лавы, извергнутые из вулканов, образуют потоки и покровы, которые растекаются на тем большее расстояние, чем меньше их вязкость. Скорость подъема базальтовой магмы — около 100 м/ч, т.е. 2,4 км/сут. Объемы извергающихся лав различны. В июне 1983 г. одно из извержений лавы стало катастрофой для жителей Исландии: из трещины длиной 24 км излилась базальтовая лава объемом около 12 км³, покрывшая площадь 565 км². Провести генетическую классификацию вулканических извержений весьма сложно в связи с многообразием этого процесса и разными причинами его вызывающими. Главное значение имеет состав магмы и лав, определяющих их вязкость, а следовательно, и скорость перемещения к поверхности. Более подвижны маловязкие базальтовые магмы, менее подвижны — гранитные магмы.

По характеру извержений и их продуктам деятельность вулканов разделяют на три категории: эффузивная (наземная и подводная) с преобладанием жидкой базальтовой лавы; пирокластовая с преобладанием твердых продуктов извержения (хотя лава и газы здесь также выделяются); взрывная (газово-взрывная). В последней при извержении выделяется огромная масса газов и часто происходят сильные взрывы. В каждой категории извержений выделяются несколько типов. Типы чаще всего называются по вулкану, извержение которого служит эталоном для данного типа.

Эффузивные наземные извержения развиты на океанических островах и на побережьях континентов и связаны с основной, базальтовой магмой. Различают два типа: исландский (трещинный тип) и гавайский (центральный тип — щитовые вулканы). В июле 1975 г. произошло извержение вулкана Плоский Толбачик по исландскому типу. Подводные эффузивные извержения — самая большая по численности категория вулканов, но еще мало изученная. Связаны они с трещинами. Основная лава из трещин на значительной глубине вытекает спокойно, без сильных взрывов при малом (1–3%) количестве пирокластов.

Пирокластические (смешанные) извержения характеризуются выбросами лавы основного и среднего состава, а также твердых и газообразных продуктов. Они относятся к центрально-кратерному типу, характе-

ризуются конусами правильной формы. Обычно конусы образованы из переслаивания лавы и твердых продуктов (бомбы, пепел, вулканический песок, шлаки и т.п.), поэтому их называют слоистыми или стратовулканами. Различают три типа: стромболианский (лава более кислая, чем базальтовая; извержения происходят часто); везувийанский (выбросы пепла, бомб, газов, большое количество лавы); этнийский (вулкан Этна на о. Сицилия — самая высокая вулканическая гора в Европе; очень активен, близок к везувийанскому типу). К категории пиропластических извержений относится большинство вулканов Камчатки.

Эксплозивные (газово-взрывные) извержения — извергают огромное количество газов и пара и мало лавы; иногда лавы вообще отсутствуют. Извержения чаще всего связаны с вязкой магмой кислого или среднего состава. Питающие магматические очаги расположены на большой глубине, и магма из них не всегда достигает поверхности, раскристаллизовываясь при медленном движении вверх. Выделяются следующие типы: пелейский (частые выбросы пепла и раскаленного газа); кракатауский (необычайно сильные взрывы); маарский (трубка взрыва одноактных извержений); бандасанский (взрывы связаны не с магматическими газами, а с парами воды, отсутствуют свежие вулканические продукты извержения).

При своем движении, особенно в головной части, магмы создают большие напряжения, приводящие к разрушению и раздвижению пород, что сопровождается множеством местных землетрясений, по положению очагов которых можно проследить путь ее движения. Начало подводящего канала лежит на большой глубине, поэтому в начальный период происходят и более сильные толчки. Чем ближе магма подходит к поверхности Земли, тем меньше прочность пород, а следовательно, и сила землетрясения. Во время излияния лавы отмечается только непрерывное вулканическое дрожание, а землетрясения появляются вновь лишь по окончании излияния. Объясняется это тем, что после излияния лавы давление в подводящем канале снижается, он начинает сужаться в результате давления окружающих пород, происходит их разрушение и возникают землетрясения. Но сила этих толчков значительно меньше тех, которые наблюдаются при движении магмы перед извержением.

На греческом о. Санторин в 1500 г. до н.э. произошло мощное извержение и связанное с ним обрушение с образованием кальдеры объемом 83 км³, так что от бывшего вулканического островного комплекса

Санторин остались лишь серповидный главный о. Тира и некоторые более мелкие острова. Под вулканическими накоплениями были обнаружены следы древней высокоразвитой культуры позднеминойской эпохи. Предполагается, что извержение вызвало волну цунами высотой до 30 м, которая ударившись в побережье Крита, опустошила портовый Аниссос, а спустя несколько часов затопила дельту Нила. Это предредило закат крито-минойской культуры. Некоторые исследователи связывают с извержением Санторина гибель легендарной Атлантиды.

Вулкан Везувий до 63 г. н.э. считался потухшим. Извержение огромной силы произошло в 79 г. н.э. Города Помпеи, Геркуланум и Стабия оказались погребенными под вулканическим пеплом, толщина слоя которого достигала 7 м. Потоки воды, смешанные с вулканическими продуктами и грязью (лахар), завершили погребение городов и людей. Точных данных о числе жертв при катастрофическом извержении Везувия нет. Предполагается, что только в Помпеях погибло от 1500 до 2000 человек из 25 000 его жителей.

Катастрофическое извержение вулкана Тамбора (Индонезия) длилось почти 16 мес (с 5 апреля 1815 г. по 15 июня 1816 г.). При этом высота вулканической горы (диаметр основания 40 км) уменьшилась почти на 1500 м. Взрывом была образована кальдера диаметром 6 км и глубиной 500–600 м. Было перемещено более 150 км³ горных пород. Взрывы (эксплузии) сопровождалась землетрясениями и образованием волн цунами.

В 1883 г. произошло катастрофическое извержение Кракатау (Индонезия), сопровождавшееся выбросом 18 км³ рыхлого материала с образованием кальдеры диаметром около 6 км. Пеплопад распространился на территорию 827 тыс. км². Сообщалось о гибели 36 тыс. человек на соседних островах, главным образом за счет волн цунами, высотой 40 м. Пыль, поднятая в стратосферу, распространилась по всей Земле, в течение долгого времени ослабляя солнечную радиацию. В Джакарте, главном городе о. Ява, пыль затмила солнце до такой степени, что наступила почти полная темнота.

В 1902 г. взорвался вулкан Мон-Пеле (о. Мартиника, Малые Антильские острова) с образованием палящей тучи. Это была самая тяжелая вулканическая катастрофа XX в., которая привела к гибели г. Сан-Пьера. Число погибших оценивается в 26–40 тыс. человек.

За последние 500 лет извержения вулканов привели к гибели 200 тыс. человек. Раскаленные вулканические выбросы представляют опасность

в радиусе нескольких километров, а при катастрофических извержениях — десятки километров. На расстоянии до 400–500 км распространяются зоны выделения кислотных дождей. Между извержениями вулкана или после прекращения его действия наблюдаются характерные явления, указывающие на активные процессы, продолжающие действовать в недрах. Это — выделение газов (фумаролы), гейзеры, грязевые вулканы, термы.

Газы выделяются из кратеров, трещин лавовых потоков, раскаленных шлаковых конусов. Их состав такой, как и газов, выделяющихся из лав при вулканическом извержении. Основное отличие состоит в относительном увеличении содержания паров воды за счет обогащения их поступающими в вулкан подземными водами. Гейзеры — это действующие пароводяные фонтаны. Когда гейзер неактивен, грифон заполнен водой, которая во всем канале имеет температуру ниже точки кипения при соответствующем давлении (100 °С на поверхности, 120 °С на глубине 10 м, 135 °С на глубине 20 м и т.д.). Однако подток с глубины более горячей воды вызывает постепенное прогревание всего водяного столба гейзера. Наступает момент, когда начинается кипение, приводящее к снижению плотности воды, падению давления и интенсивному парообразованию, вследствие чего часть воды выбрасывается на поверхность. Вместе с водой извергается пар, что ослабляет водяную струю и частично охлаждает ее за счет эффекта испарения и нарушения равновесия между водяным столбом и грифоном. В результате столб опадает, а затем все повторяется вновь.

Кроме гейзеров, наблюдаются другие выходы горячих водяных источников подземных вод различной температуры. Вода в некоторых из них достигает температуры 80–90 °С. На Камчатке, в Исландии, Италии и других местах построены геотермальные электростанции, использующие глубинный природный пар и пароводяные смеси.

Грязевой вулкан (сальза) — природное образование, постоянно или периодически извергающее грязевые массы и газы. В вулканических областях грязевые вулканы встречаются в тех же местах, что и гейзеры. Горячие пары воды и газы образуют выводные отверстия с диаметром от десятков сантиметров до 1 м и более. Отверстия заполняются грязью (рыхлые вулканические продукты). При густой грязи происходит ее периодический выброс и образуется небольшой конус высотой до 1–1,5 м.

В отличие от поствулканических процессов выделяют псевдовулканические процессы, к которым относятся грязевые вулканы нефтегазо-

носных областей, извергающие грязевые массы и газы часто с водой и нефтью. Подобные грязевые вулканы (грязевые сопки) возникают в результате гидравлического разрыва горных пород, покрывающих нефтегазоносные слои. Разрыв происходит под действием углеводородных газов (метан), иногда оксидов углерода и азота. Извержение сопровождается взрывами газов и выбросами большого количества грязи и обломков раздробленных пород. В результате возникают конусы высотой до 30–50 м. Грязевые вулканы есть на Таманском, Керченском и Апшеронском полуостровах, в Западной Туркмении и других местах.

Измерение современных движений поверхности в активной вулканической области на Камчатке начато в 1962 г., когда в районе активного Авачинского вулкана был проложен первый нивелирный ход. Уже повторные измерения 1963–1964 гг. показали относительное поднятие кратера на 1 м за год, причем пункты на кромке кратера, удаленные на 200–400 м, изменили относительное превышение на 17–44 см. В то же время сомма (часть более древнего вулкана) в юго-западной части современного вулкана опускалась относительно удаленных от вулкана пунктов максимально на 38 мм/год на протяжении 16 км, что во много раз больше возможных ошибок измерений. Отмечались также значительные горизонтальные смещения на кромке кратера, свидетельствующие о его расширении. Последующие ежегодные нивелирования (1964–1969 гг.) подтвердили общее поднятие кратера, опускание его соммы и относительную стабильность пунктов, удаленных от кратера на 17–20 км.

Заключение о вулканической природе измеряемых движений основывается на тесной пространственной связи распределения и величин скорости движений со строением вулканического аппарата, а также повышенных на два порядка величин скорости и градиента скорости движений поверхности вулкана по сравнению с соответствующими величинами даже на весьма активном разломе Кумроч в пределах Центральной Камчатки. Вместе с тем интенсивные относительные движения со скоростью до 50 мм/год вблизи кратера не сопровождались сейсмической и вулканической активностью Авачинского вулкана в эти годы.

Точные измерения высоты и планового положения нескольких вулканов ведутся в Японии до и после каждого крупного извержения с 1895 г. Наиболее удивительно и потому известно местное, размером $2,7 \times 0,6$ км, поднятие на о. Хоккайдо при извержении вулкана Усу в 1910 г. Участок поднялся вдоль сброса на 155 м за несколько месяцев, а затем опустил-

ся на 95 м, между тем как среднегодовая за последние 70 лет скорость на побережье о. Хоккайдо не превышает 2–6 мм/год (Dambaga, 1971). В 1944–1945 гг. куполообразное вздутие побережья диаметром 0,3 км и высотой до 150 м вблизи вулкана Усу сместилось на 2 км по горизонтали, а относительные смещения шоссе и железной дороги составили несколько десятков метров.

Поднятие центральной части вулкана Асама оценивается в 1,2 см/год (измерения деформаций здесь проводятся с 1930-х годов), опускание периферической полосы — около 0,3 см/год. Аномальный наклон зафиксирован в 4,2 км от кратера за 2 мес перед активностью вулкана в апреле 1935 г. Точные нивелировки в окрестностях вулкана Сакурадзима на о. Кюсю с 1891 по 1957 г. проведены семь раз. Это позволило установить, что во время крупного извержения 1914 г. вулканический конус испытал концентрическое погружение на 1–1,5 м в центре кальдеры и сжался горизонтально на величину до 4,5 м, после этого его поверхность в течение нескольких десятилетий имела тенденцию к относительному поднятию до нового извержения 1946 г., сопровождавшегося очередным опусканием примерно на 10 см на фоне общего поднятия 1920–1950 гг. на величину около 0,5 м (рис. 2.29).

С помощью ежегодных повторных нивелирований с 1957 г. на самом вулканическом аппарате обнаружены неравномерные деформации поверхности вулкана и движения величиной от –60 до +100 мм/год. Интересен факт большей подвижности реперов, заложенных в непосредственной близости от разрывов, пересекающих вулкан. По равномерным данным пункт у западного подножия вулкана за 1958–1960 гг. перед серией извержений поднялся на 60 см относительно пункта на противоположном берегу залива на удалении в 3 км. Связь между движением ближайшего к кратеру репера и проявлением вулканической активности, рассчитанной по трехмесячным интервалам, оказалась очень тесной. Резкое и последовательное поднятие репера у подножия вулкана в 1957–1970 гг. позволило предполагать готовящееся крупное извержение, которое действительно произошло в конце 1972 г. Была выявлена важная закономерность: извержение предваряется и сопровождается поднятием участков вокруг кратера и опусканием обширной площади вокруг вулкана, после извержения движения обычно резко меняют знак.

Нередко перед извержением возрастают вариации наклонов и медленных деформаций поверхности вулкана, а также резко увеличивается

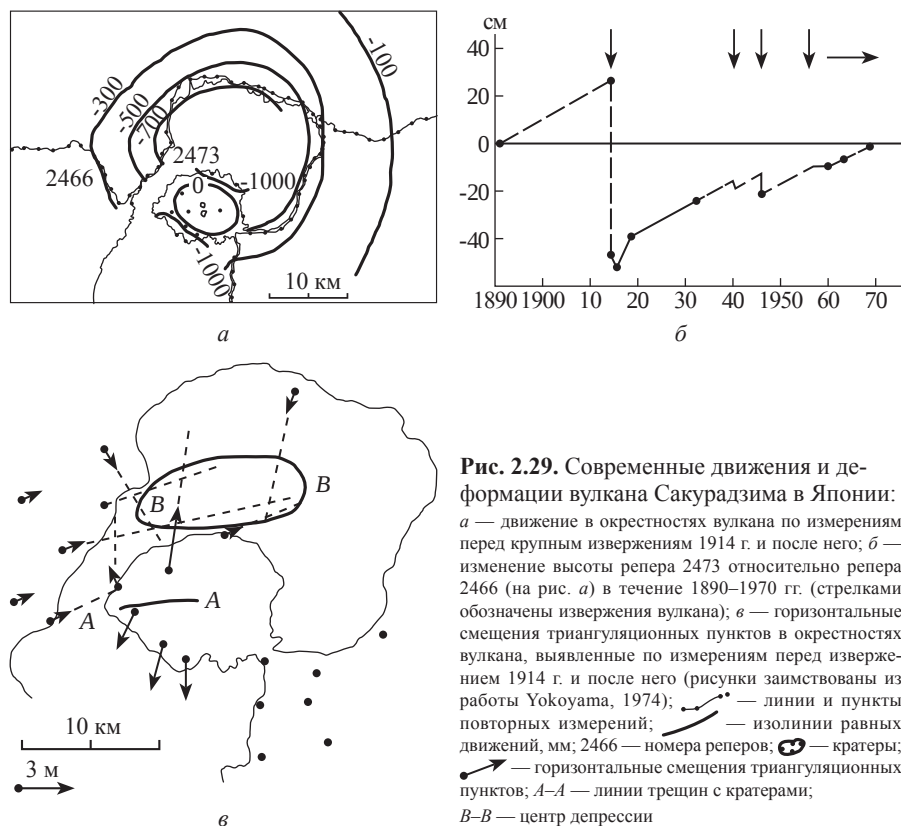


Рис. 2.29. Современные движения и деформации вулкана Сакурадзима в Японии: *а* — движение в окрестностях вулкана по измерениям перед крупным извержением 1914 г. и после него; *б* — изменение высоты репера 2473 относительно репера 2466 (на рис. *а*) в течение 1890–1970 гг. (стрелками обозначены извержения вулкана); *в* — горизонтальные смещения триангуляционных пунктов в окрестностях вулкана, выявленные по измерениям перед извержением 1914 г. и после него (рисунки заимствованы из работы Yokoyama, 1974); —•—•— линии и пункты повторных измерений; —•—•— изолинии равных движений, мм; 2466 — номера реперов; ☉ — кратеры; —•—•— горизонтальные смещения триангуляционных пунктов; А–А — линии трещин с кратерами; В–В — центр депрессии

частота вулканических землетрясений. В Новой Зеландии измерения проведены на вулкане, кратер которого возвышается всего на несколько метров над уровнем моря на Белом острове. В 1966 г. началась серия извержений; нивелировки второго класса точности осуществлены с июля 1967 по декабрь 1969 г. семь раз примерно с 6-месячными интервалами. Максимально удаленный (на 800 м) от кратера репер принят за неподвижный. На большей части кратера установлены существенные изменения высоты реперов, наибольшие — вблизи активных жерл. Отмечены вспучивание перед извержением в январе 1968 г., затем опускание и уменьшение высотных изменений. Градиент скорости движений составлял здесь $\geq 6 \cdot 10^{-5}$ год⁻¹. Наибольшая скорость поднятия в расчете на год составила 56 мм, опускания — 76 мм при наиболее известной в Новой Зеландии скорости вековых тектонических движений 10 мм/год.

Это служит основанием считать отмеченные движения вулканическими.

На одном из наиболее активных в мире вулканов Килауза (Гавайские острова) в результате наблюдений с начала XX в. установлены большая величина смещений, циклический характер деформаций и их связь со стадиями вулканической деятельности. За 1921–1927 гг. участок извержения, диаметром около 10 м, концентрически опустился максимально на 4 м и сжался до 1,5 м в связи с извержением 1924 г., вместе с тем за 1914–1958 гг. суммарное расширение превысило 1 м. За 1960–1967 гг. периоды относительных воздыманий длились от 2 до 22 мес, периоды обратных опусканий — от 12 ч до 6 мес, скорость движений составила многие десятки сантиметров в год (рис. 2.30).

Изолинии поднятия вулкана в период с января 1966 по октябрь 1967 г. — между извержениями в январе 1965 и ноябре 1967 г. — имеют концентрическую форму, максимальная величина поднятия составила 70 см относительно удаленной на 5 км точки. Градиент скорости поднятия измерялся величиной $(4 \div 7) \cdot 10^{-5} \text{ год}^{-1}$. Очень важен факт миграции на 1–2,5 км в плане максимума поднятия в течение указанного периода, что естественно связывать с миграцией магматического очага или последовательным заполнением камер. Горизонтальные измерения с помощью дальномеров через участок максимального под-

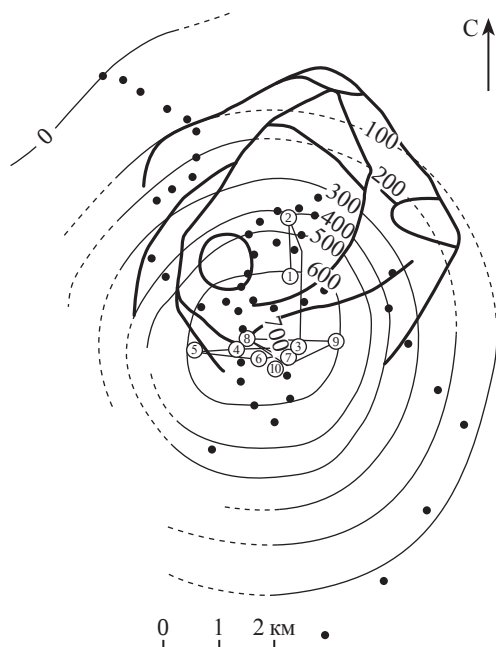


Рис. 2.30. Вулканические движения вулкана Килауза на Гавайских островах (Fiske, Kinoshita, 1969):

- — реперы на линиях нивелирования;
- 100--- — изолинии поднятия поверхности, мм, с января 1966 по октябрь 1967 г. (между извержениями в январе 1965 и ноябре 1967 г.);
- ⑧ → — положение центра поднятия и его последовательная миграция с января 1966 по октябрь 1967 г.;
- — граница кратеров и вулcano-тектонические разломы

нения показали удлинение линий, т.е. растяжение области поднятия от нескольких сантиметров до 12 см за 2 мес. На дне кальдеры Килауэа известны периодически (в связи с извержениями) открывающиеся и расширяющиеся трещины, а также смещения вдоль них. Глубина нахождения магматического очага под вулканом Килауэа определяется по форме поднятия в пределах 2–4 км. Интересно, что в показаниях двух удаленных от кратеров уровневых пунктов отмечается последовательное опускание со скоростью 4–5 мм/год без учета эвстатического повышения уровня моря не отражающее эксплозивной динамики.

Таким образом, и в вулканических районах Тихого океана вертикальные движения вблизи вулканических аппаратов измеряются сантиметрами – десятками сантиметров и обладают периодичностью, тесно связанной с эруптивными циклами. Эти короткопериодические (десятки лет) движения, по всей вероятности, накладываются на вековые, которые местами фиксируются геологическими и археологическими данными.

В других вулканических районах мира проведено значительно меньше наблюдений, и только для отдельных вулканов (Азорские острова, Коста-Рика, Исландия) получены данные на уровне рассмотренных выше.

Современные локальные движения в вулканических районах, т.е. движения вулканических аппаратов, отличают следующие признаки, в разных районах в разной степени обоснованные или проявляющиеся (Никонов, 1977):

высокие по сравнению даже с тектонически высокоактивными областями скорости (в среднем сантиметры или даже десятки сантиметров в год) и градиенты скорости современных вертикальных движений ($10^{-6} \div 10^{-4}$ год⁻¹), т.е. повышенная активность, дифференцированность и контрастность. В то же время региональные голоценовые движения вулканических областей не выделяются по своей интенсивности;

концентрическое расположение изолиний равных движений вокруг вулканических очагов с максимумом вблизи центра извержения, в некоторых случаях миграция центров поднятия в пределах вулканических аппаратов;

знакопеременный колебательный характер движений и наличие кратковременных и весьма интенсивных (десятки сантиметров или метры за несколько месяцев, недель, иногда дней и часов) импульсных движений вулканических аппаратов;

во многих случаях совпадение указанных импульсных движений во времени с эруптивной деятельностью и прямое соотношение величин амплитуд скорости этих импульсов с интенсивностью вулканических проявлений. На нескольких вулканах Тихоокеанского региона установлено, что куполообразное поднятие и концентрическое растяжение поверхности вулканов близ кратеров начинается за несколько лет или месяцев до извержения, а непосредственно после него происходит резкое оседание поверхности. Эти признаки открывают возможность разработки прогноза эруптивной деятельности в вулканических районах.

В целом для вулканических районов характерны крайне высокая по сравнению с другими областями активность современных движений и резкая неравномерность, дифференцированность и контрастность их во времени и пространстве. Перечисленные признаки не оставляют сомнения в том, что современные движения на вулканических участках генетически связаны с вулканическими, в том числе эруптивными, процессами. Есть все основания полагать, что движения поверхности вблизи вулканических аппаратов вызываются изменением состояния вулканических очагов (изменение объема и передвижение магмы, изменение давления поровых вод, паров и газов), перераспределением расплавов и флюидов в очагах и вокруг них в процессе интрузий и экструзий. Для района Флегрейских полей в Италии и вулкана Сакурадзима в Японии это подтверждается распределением относительных деформаций поверхности в соответствии с моделью пластичного, но не упругого тела. На вулкане Килауза подтверждением динамики магматического очага и изменения давления служат миграция участка максимального поднятия на поверхности вулкана, ход наклонов и записи сейсмографов непосредственно перед извержением 5 ноября 1967 г. Чередования относительно медленных поднятий поверхности вулканов до извержения и эпизодов быстрых погружений (оседаний) непосредственно после или в процессе извержений дают основание приписывать деформациям вулканов механизм, подобный релаксационному колебанию (Токарев, 1971).

Для обнаружения и изучения вулканических извержений и геологических особенностей современных вулканических структур широко используют материалы аэрокосмических съемок. Материалы дистанционных съемок отдельных вулканических районов необходимы при изучении деталей формирования вулканических структур и прогнозировании периодов активизации отдельных вулканических центров. Разрабатываются

системы регистрации прямых и косвенных предвестников вулканических извержений за некоторое время до его возникновения. При длительных извержениях систематическое получение снимков дает возможность анализировать динамику различных параметров, наблюдать стадии излияния лавовых потоков, пеплово-газовых эксплозий, площадей шлейфов и т.д. С помощью дешифрирования космических снимков выявлена связь вулканических структур с линеаменами, узлами пересечения сложных систем разрывных нарушений. Космические снимки дают информацию при изучении роли вулканизма в формировании особенностей поверхности Земли на протяжении всей ее геологической истории.

По материалам дистанционных съемок можно определить изменение вулканической активности, выявить направление движения лавы по склонам вулкана, определить положение главных и побочных (паразитических) кратеров и конусов, подсчитать площадь, занятую продуктами извержения на каждом этапе его активности, и т.д. Основные признаки извержения вулканов — тучи раскаленных газов и пепла над кратером и излияние лавы в виде потоков. На раскаленных участках конуса снег отсутствует.

ГЛАВА 3. СОВРЕМЕННАЯ ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА

3.1. Взаимосвязь экзогенной и эндогенной геодинамики

Современная экзогенная геодинамика обусловлена геологическими процессами, происходящими на поверхности Земли и в самых верхних частях земной коры, которые развиваются главным образом благодаря энергии солнечной радиации, силе тяжести и жизнедеятельности организмов. Во многом она связана с процессами выветривания горных пород и перемещением продуктов выветривания под действием воды, ледников и ветра. При исследовании экзогенной геодинамики изучаются климат, рельеф, геологические особенности местности, литолого-петрографический состав горных пород, гидрология и гидрогеология, эндогенная геодинамика, космические факторы (солнечные и лунные отливы и приливы, изменение скорости вращения планеты и др.) и другие факторы, способствующие развитию экзогенных геодинамических процессов.

Земля имеет мощные и весьма подвижные внешние среды — атмо-, гидро- и биосферу, вовлеченные в чрезвычайно активный климатический круговорот вещества и энергии. В этот круговорот втянут и наружный слой литосферы — зона гипергенеза (кора выветривания). Именно данный климатический круговорот и обеспечивает превращение горных пород в рыхлую массу (или растворение) и интенсивное перемещение образовавшихся продуктов выветривания по поверхности Земли. В круговороте зарождается и функционирует вся система геодинамических процессов, известная как экзогенная.

В основе климатического круговорота вещества и энергии лежит неравномерное распределение по земной поверхности солнечной энергии и обусловленное этим различие атмосферного давления по площади.

Результат — формирование субширотно ориентированных климатических поясов. Но они образуют только «климатический фон» Земли, который осложняется формированием климатических (и, одновременно, ландшафтных) зон, расположение которых в очень большой степени определяется географией земной поверхности. Это прежде всего наличие океанов и материков, а в пределах последних — обширных горных сооружений, равнин и плато.

Эндогенный фактор, которому своим происхождением обязаны все крупные элементы рельефа Земли, непосредственно участвует в формировании климатического круговорота вещества и энергии. Но роль его этим не ограничивается: он выступает как важнейший энергетический фактор экзогенных рельефообразующих процессов. К основным проявлениям эндогенного фактора относятся горизонтальные и вертикальные движения земной коры — поднятия и опускания огромных массивов горных пород, создающие крупные неровности земной поверхности. Перемещающиеся в вертикальном направлении массы горных пород изменяют свой потенциал силы тяжести: он возрастает при положительных движениях и уменьшается при отрицательных.

Потенциал силы тяжести горных масс составляет потенциальную энергию экзогенных процессов, развитие которых (смещение продуктов выветривания сверху вниз) возможно лишь при условии ее расходования. Одновременно с изменением потенциала силы тяжести перемещаемых масс горных пород создаются уклоны земной поверхности, без которых перемещение по ней рыхлого материала было бы невозможным.

Вместе с тем собственно экзогенная (солнечная) энергия также участвует в процессах, которые мы относим к типичным эндогенным (тектонические движения). Это происходит в основном двумя способами: во-первых, путем передачи в недра аккумулированной солнечной энергии в виде каменного угля и других органических образований и, во-вторых, посредством перераспределения по поверхности Земли огромных масс минерального вещества. Вследствие изостазии снос денудацией горного сооружения вызывает подъем этого участка земной поверхности, а возникающие дополнительные экзогенные нагрузки в бассейнах аккумуляции обуславливают их прогибание.

Итак, по энергетической основе невозможно провести резкую границу между эндогенной и экзогенной составляющими процесса рельефообразования. В то же время в рельефообразующем перемещении

минерального вещества существуют два типа совершенно различных движений. Один из них — геологический — движение земной коры прежде всего в вертикальном направлении, с чем связано изменение потенциала силы тяжести, питающей экзогенные процессы. Данный процесс — эндогенный. Другой — движение минерального вещества в сфере климатического круговорота в основном в горизонтальном направлении. Данный процесс экзогенный.

Морфологические эффекты действий обоих типов движений антагонистичны: то, что создает один, уничтожает другой. Например, всякое тектоническое поднятие (действие эндогенного фактора) стремится уничтожить денудация (проявление экзогенного фактора), а тектоническое прогибание выравнивается экзогенной аккумуляцией. В таком же антагонизме по отношению действия экзогенного фактора выступает и эндогенный фактор. Подвергающаяся денудации горная область вследствие изостазии испытывает компенсационное поднятие (проявление тектонического фактора). Область же аккумуляции, где экзогенным материалом заполняется тектоническая впадина, за счет увеличения нагрузки в результате изостазии претерпевает прогибание поверхности, т.е. происходит эндогенное уменьшение морфологического эффекта действия экзогенного фактора.

Таким образом, намеченное обособление экзогенного и эндогенного факторов геодинамики, основу которого составляет антагонизм процесса, определяет сферу проявления экзогенных процессов — область климатического круговорота вещества и энергии — и позволяет вникнуть в сущность экзогенной геодинамики.

А.Е. Криворуцкий подчеркивает, что не только по объему перемещаемых масс минерального вещества экзогенные процессы соизмеримы с эндогенными, но что они не уступают им по темпу производимой ими работы. Еще в конце XIX в. А. Пенк, исходя из скорости современной денудации суши, подсчитал, что необходимо лишь 13 млн лет для полного среза всех неровностей рельефа материков до уровня океана, при условии, конечно, тектонического покоя. Последующие подсчеты размеров общей денудации показали приблизительно то же время полной планации суши — 9 млн лет (Corbel, 1951). Основываясь на данных новейших методов определения изотопного возраста почв, И.Н. Герасимов (1968, 1970) показал кратковременность их существования (сотни — 1–3 тыс. лет), т.е. высокую интенсивность денудационного

среза почв элювиального типа. На основании этих и других данных И.П. Герасимов приходит к выводу о равнозначности темпов современных экзогенных и эндогенных процессов.

Приведенные сведения о темпах денудации (от лат. *denudatio* — обнажение) масс горных пород, суши земного шара свидетельствуют о том, что за неотектонический этап, т.е. с начала неогена до современной эпохи, приблизительно за 30–35 млн лет, денудационные процессы, при условии сохранения ими теперешней интенсивности, могли бы трижды уничтожить до основания все существующие ныне горные сооружения, если бы они не продолжали расти за счет тектонических сил.

Главная движущая сила в процессе денудации — сила тяжести, проявляющаяся либо непосредственно, либо через движение различных подвижных сред. Различается денудация в узком понимании как снос, удаление выветрелого материала посредством плоскостного смыва и гравитационных движений (перемещений) и в широком смысле как совокупность процессов, с помощью которых удаляются продукты выветривания (комплексная денудация) с последующей их аккумуляцией на поверхностях, угол наклона которых меньше предельного угла естественного откоса перемещения подвижных сред.

Денудация может быть плоскостная (или площадная), при которой снос не сосредоточен на каких-либо локальных участках (плоскостной смыв, гравитационные перемещения, работа материковых ледников, ветра), и линейная, локальная (работа проточной воды, долинных ледников и пр).

Денудация, как линейная, так и плоскостная, осуществляется агентами денудации. Агенты наземной денудации: гравитационные движения (перемещения); работа проточных вод (эрозия), подземных и поверхностных вод (карст, суффозия), снега и льда (нивация, экзарация), ветра (дефляция), прибоя (абразия), животных и растительных организмов, а в последнее тысячелетие — и человека. В процессе денудации разрушенный материал переносится с возвышенностей, заполняя впадины, выравнивая расчлененный рельеф, контрастность которого создана новейшими тектоническими движениями. При тектонической стабилизации под действием денудации формируются денудационные равнины, пластовые равнины и пенепплены. Последние представляют собой поверхность компенсации тектонических процессов денудационными, например, превращающими горную страну в равнину.

Агенты подводной денудации: гравитационные движения (оползание, оплывание), размыв течениями — постоянными и приливно-отливными, цунами, мутьевыми (суспензионными) потоками (подводная эрозия). Интенсивность денудации определяется интенсивностью и направленностью новейших тектонических движений, климатом и устойчивостью к выветриванию горных пород. В последнем случае денудация носит название избирательной или селективной. В качестве показателей интенсивности экзогенных геодинамических процессов используют скорость перемещения V_L и скорость разрастания V_S объекта:

$$V_L = \frac{\Delta V_L}{t}; \quad V_S = \frac{\Delta V_S}{t},$$

где ΔV_L — увеличение (или уменьшение) линейных размеров объекта или перемещение границы; ΔV_S — прирост (или уменьшение) площади объекта; t — время, за которое произошло изменение.

В случае положительного значения ΔV_L и ΔV_S происходит прирост длины и площади объекта, при отрицательных значениях — убыль. Кроме интенсивности экзогенного геодинамического процесса, большое значение имеет показатель его активизации ускорения a , который рассчитывается по формуле

$$a = (V_1 - V_2)/t,$$

где V_1 — скорость развития процесса за предыдущий год; V_2 — скорость развития процесса в рассматриваемом году.

Экзогенные геодинамические процессы развиваются в геологической среде. Под геологической средой следует понимать (по Е.М. Сергееву) любые горные породы и почвы, слагающие верхнюю часть геологического разреза коры, которые рассматриваются как многокомпонентные системы, находящиеся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека, что приводит к изменению природных геологических и геодинамических процессов и возникновению новых антропогенных процессов, изменяющих инженерно-геологические условия определенной территории.

3.2. Геологическая среда и инженерно-геологические исследования

Геологическая среда представляет собой область взаимодействия верхней части земной коры с атмосферой, гидросферой, биосферой и эн-

догенными процессами Земли. Все компоненты взаимодействуют между собой и вместе с внешними воздействиями определяют динамику геологической среды. По определению Г.К. Бондарика, геологическая среда характеризуется следующими важнейшими свойствами: а) изменчивостью в пространстве и времени; б) неоднородностью, проявляющейся в различиях генезиса, литологического состава и физико-механических свойств пород, минерального состава подземных вод; в) дискретностью, выражающейся в виде пористости, пустотности, кавернзности, тектонической нарушенности и определяющей соотношения твердой, жидкой и газообразной фаз; г) организационностью, отражающейся в различных иерархических уровнях ее строения; д) самоорганизованностью, т. е. способностью восстанавливаться в новых естественных и нарушенных условиях.

Эти свойства геологической среды существенно влияют на развитие геодинамических процессов; их необходимо учитывать при хозяйственном освоении территории и охране окружающей среды. Одно из наиболее важных свойств геологической среды — ее динамичность, т.е. наличие в ней постоянных изменений. Геологическая среда никогда не находится в статическом состоянии, так как даже при внешней физиономической стабильности в ней постоянно происходят изменения влажности и температуры, перемещение растворимых солей, вымывание или вынос частиц, уплотнение и перемещение под воздействием микросейсмовибрации и др.

Степень динамичности геологической среды может варьировать в широких пределах. Так, на инженерно-геологическую (геодинамическую) оценку геологической среды в значительной мере могут влиять тектонические условия. Влияние может быть различным; оно зависит как от геологического строения района исследования, так и от типа и конструкции сооружения. Действия тектонических сил приводят к подъему или опусканию земной коры, изменению условий залегания, деформациям пород, которые сопровождаются дроблением и возникновением напряженных зон. Отметим, что на условия залегания пород существенно влияют не только тектонические процессы, но и условия образования пород, дальнейшая геологическая история их существования, денудационные процессы и т. д. Поэтому при инженерно-геологических исследованиях эти вопросы необходимо исследовать в первую очередь, так как от их правильного решения будет зависеть не только устойчивость сооружений,

но и выбор методов инженерно-геологических исследований.

К основным задачам тектонических исследований при инженерно-геологической оценке местности относятся (Коломенский, 1968):

1) изучение условий залегания пород, влияющих на устойчивость сооружения, выбор его конструкции, методов проведения строительных работ и инженерно-геологических исследований;

2) выявление зон дробления, напряжения и трещиноватости, закономерностей расположения трещин, характера их заполнения, состава и свойств заполнителя трещин;

3) предварительное определение рационального объема и характера разведочных, лабораторных и опытных работ, выполняемых при инженерно-геологическом изучении местности, особенно на начальных стадиях исследований.

Как известно, в зависимости от тектонических воздействий, общих физико-географических условий образования пород, денудационных и других процессов геологические тела могут иметь разную форму в пространстве, неодинаковую конфигурацию кровли и подошвы пластов, их наклон, характер чередования пластов. Все эти факторы существенно влияют как на инженерно-геологическую оценку условий строительства сооружений, так и на выбор методики инженерно-геологических исследований. Рассмотрим некоторые основные изменения устойчивости сооружений, связанные с условиями залегания пород.

Наклон пластов в ту или другую сторону определяет устойчивость самого сооружения и развитие физико-геологических процессов. Падение водопроницаемых пластов на дне водохранилища в сторону берега может вызвать утечку воды из водохранилища, особенно опасную в случае, если этот пласт выходит в долину смежной реки. Совсем иной будет картина, если водохранилище будет создано на реке, изображенной в левой части рис. 3.1. В этом случае часть воды пойдет на насыщение водопроницаемого слоя пород, но эта утечка будет носить временный характер; постоянная утечка воды создается в случае, если уровень воды в водохранили-

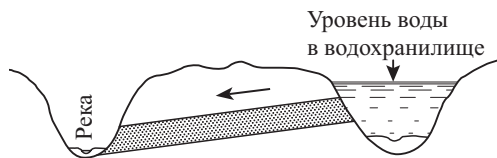


Рис. 3.1. Влияние наклона пласта на инженерно-геологическую оценку района сооружения водохранилища.

Стрелка показывает направление движения воды из водохранилища по пласту водопроницаемой породы

ще будет выше выхода водопроницаемого пласта в долине реки.

Уклон поверхности пластов глин в сторону моря или русла реки при известных условиях нередко служит причиной образования оползней, что можно наблюдать в некоторых местах побережья Черного моря вблизи г. Сочи. Здесь около Пушкинской библиотеки глинистые и песчанистые мергели падают в сторону моря под углом 30° . По плоскостям напластований неоднократно соскальзывали пачки слоев мощностью 3–4 м, которые перемещались на 20–30 м вниз и заполняли пляж.

При сооружении плотин наиболее благоприятно горизонтальное залегание пород. Менее благоприятно падение их в сторону верхнего бьефа (рис. 3.2, *а*) (т.е. части водоема, расположенной выше гидротехнического сооружения), так как в этом случае тяжелые бетонные сооружения будут иметь в основании породы различной прочности. Совсем неблагоприятны условия, когда пласты пород имеют падение в сторону нижнего бьефа (т.е. части водоема, расположенного ниже гидротехнического сооружения). В этом случае сооружение может сдвинуться вместе с породами по плоскости напластования. Кроме того, в этом случае вода из верхнего бьефа может фильтроваться по водопроницаемым слоям в нижний бьеф, что связано как с возможностью опасных по размеру утечек воды из водохранилища, так и с вероятным развитием суффозии, грозящей полным разрушением сооружения (см. рис. 3.2, *б*).

При волнистой поверхности пласта, на котором предполагается поставить сооружение, устойчивость сооружения на сдвиг будет определяться величиной угла и направлением падения пласта по отношению к

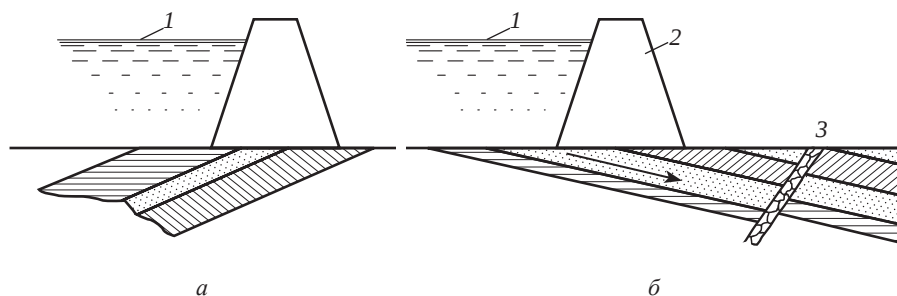


Рис. 3.2. Примеры различных инженерно-геологических условий строительства плотины:

а — при наклоне пластов в сторону верхнего бьефа; *б* — при наклоне пластов в сторону нижнего бьефа (стрелка показывает пути утечки воды из водохранилища в нижний бьеф): 1 — уровень воды; 2 — плотина; 3 — зона разлома

направлению действия сдвигающих усилий. В качестве примера можно привести один из вариантов проекта туннеля под Ламаншем, где породы имеют синклинальное залегание. При проходке горизонтального туннеля пришлось бы пересекать породы с различными свойствами. Чтобы обеспечить однородные условия строительства, вариант проекта предусматривал проходку туннеля только по меловым глинам, причем в этом случае трасса туннеля, следуя синклинальному изгибу пород, имеет криволинейные очертания, хотя с точки зрения производства работ это было неблагоприятным обстоятельством.

В случае волнистой поверхности пород, какую имеют, например, девонские известняки Подмосковского каменноугольного бассейна, или в районах распространения подземных куполов (в частности, соляных) число скважин при инженерно-геологических исследованиях возрастет по сравнению с районами распространения горизонтально залегающих пород. Действительно, на участках поднятий девонские известняки в Подмосковном каменноугольном бассейне часто оказываются безводными, тогда как в понижениях они обводнены, что, естественно, влияет на размещение сооружений и их конструкцию. Так, в первом случае проходка строительных котлованов и подземных выработок не требует использования водоотливных средств. Во втором случае строительство невозможно без применения мощных средств водоотлива или мероприятий по понижению уровня подземных вод. Эта особенность девонских известняков в Подмосковном каменноугольном бассейне используется при борьбе с пльвунами, которые нередко осушают с помощью сброса воды в нижележащие девонские известняки.

Наклон пластов может также вызвать вывалы пород и смещение их отдельных блоков в строительных выемках. При изучении инженерно-геологических условий на участке строительства Атарбежской ГЭС в Армении было установлено, что станционный узел располагается в меловых известняках (подземная ГЭС), претерпевших интенсивные пликативные и дизъюнктивные нарушения (рис. 3.3). Многие трещины в этих известняках, имеющие ширину до 0,4 м, заполнены глинисто-карбонатной породой, образовавшейся в результате перетирания и выветривания известняков, консистенция которой приближается к текучей. Учитывая довольно крутое падение слоев, наличие ослабленных глинисто-карбонатных прослоев, а также возможность сотрясений от сейсмических толчков (в этом районе бывают землетрясения силой до 8 баллов) и

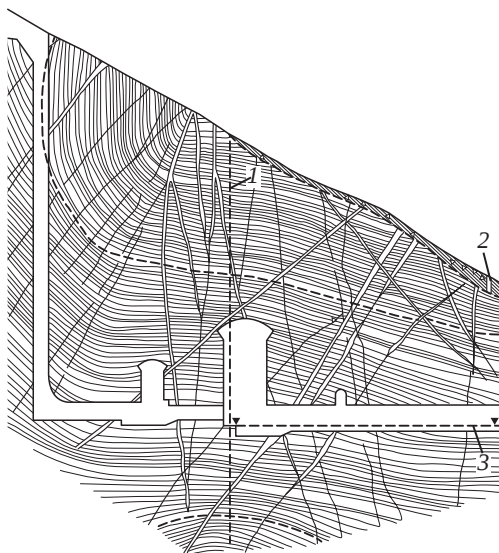


Рис. 3.3. Схематический геологический разрез участка расположения стационарного узла Атарбекянской ГЭС (по А. Н. Назаряну):

1 — скважина; 2 — шурф; 3 — уровень грунтовых вод

работающих турбин, исследователи пришли к выводу, что в данных условиях возможны вывалы и смещения отдельных крупных глыб пород по плоскостям напластования.

Условия залегания пород обуславливают в ряде случаев различие физико-технических свойств пород, слагающих естественное основание сооружений. Это особенно нежелательно при строительстве сооружений жесткой конструкции — железобетонных плотин, зданий ГЭС и т.п., так как в результате неравномерной осадки пород основания могут возникнуть перекосы сооружения и произойти его разрушение.

Величина, характер, равномерность и скорость осадки в значительной степени зависят от условий залегания пород в основании сооружения. К сожалению, в формулах механики грунтов не учитываются все природные факторы, и эти формулы применяются лишь в простейших случаях и с большими условностями. Поэтому устойчивость сооружений и определение допустимых давлений необходимо оценивать каждый раз с учетом конкретного типа и конструкции сооружения, способов производства работ и геологического строения участка.

Влияние условий залегания пород на осадку сооружения хорошо иллюстрируется схемами, разработанными Н.Н. Масловым (1941) — рис. 3.4, *а–и*:

а — вполне однородное залегание, величина осадки планомерно возрастает с увеличением размеров сооружения, при глинистом грунте из-за отсутствия дренирующих прослоек может быть чрезвычайно медленное течение процесса осадок;

б — слабый грунт залегает с поверхности и на некоторой глубине

подстиляется более плотной породой; осадка в зависимости от размеров сооружения возрастает лишь до определенного предела, ограниченного восприятием давления слабым слоем. Длительность осадки в значительной степени зависит от свойств и мощности покровного слоя;

в — плотный грунт залегает с поверхности; на некоторой глубине его подстилает слабая, легко сжимаемая порода; значение нижнего слоя в осадке незначительных по размеру сооружений может совсем не сказаться; для сооружений, значительных по площади, роль поверхностного слоя будет мала, и осадка за счет глубинного мягкого слоя может достигать большой величины, причем процесс этот может быть медленным;

г — слабый глинистый грунт залегает в виде пласта в толще плотного грунта; влияние слабого пласта на общую осадку сооружения зависит от отношения глубины залегания слоя и размеров сооружения; для значительного по размерам сооружения осадка полностью определяется сжимаемостью слабого слоя. Длительность осадки также определяется

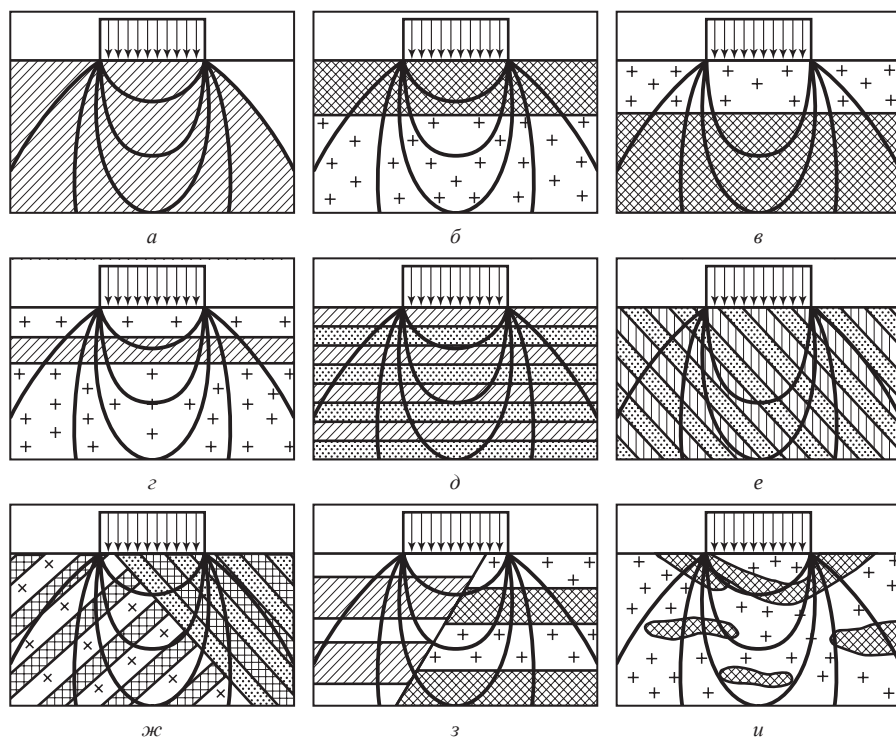


Рис. 3.4. Схемы оценки различных форм залегания горных пород для определения осадок сооружений

геотехническими свойствами и мощностью данного пласта;

δ — неоднородное, многослоистое, согласное, ненарушенное залегание; слабые глинистые пласты переслаиваются песчаными; осадка сооружения определяется содержанием в грунте в основном мягких глин; благодаря дренирующему влиянию песчаных прослоев, осадка может характеризоваться не особенно медленным или даже быстрым течением процесса;

е — многослоистое, согласное, нарушенное залегание сходно со схемой *δ*. Благодаря выходу песчаных прослоев на поверхность, процесс осадки против схемы *δ* ускоряется в той или иной степени. Величина осадок зависит от степени уплотненности грунта;

ж — многослойное, несогласное, нарушенное залегание. Ввиду неоднородности залегания грунта осадка сооружения также может быть неравномерной. Величина осадки обусловлена степенью уплотненности грунта. При значительной плотности пород возможная неравномерность осадки практической роли играть не будет;

з — сброс с обеих сторон сооружения, условия залегания грунтов различны; вследствие этого условия осадки сооружения могут характеризоваться как неравномерные; однако при значительной плотности пород, слагающих основание, неравномерность осадок сооружения может быть несущественной;

и — линзообразное залегание слабых глинистых разностей в толще плотных отложений; наиболее опасное в случае возможных неравномерностей осадки сооружения; протекание осадок во времени также неравномерно и в значительной мере неопределенно.

Схемы рис. 3.4 указывают на необходимость детального изучения геологического строения участка, предназначенного для строительства сооружения.

Тектоническая нарушенность горных пород вызывает их трещиноватость и раздробленность. Следует учитывать, что на оценку инженерно-геологических условий могут влиять и другие трещины, не тектонического происхождения: трещины напластования, выветривания и др. Эту трещиноватость также необходимо учитывать при инженерно-геологической оценке местности (рис. 3.5, 3.6). Трещиноватость и раздробленность пород обязательно изучаются при инженерно-геологических исследованиях, так как в процессе строительства или эксплуатации сооружений могут возникнуть следующие явления, связанные с ними



Рис. 3.5. Кливаж в глинистых сланцах — расщепление горной породы густой сетью трещин на тонкие пластины и призмы (Лазаревский район Большого Сочи)



Рис. 3.6. Полигональные трещины усыхания возникали при высыхании и уплотнении глинистого ила (пойма р. Шахе, пос. Большой Кичмай Лазаревского района Большого Сочи)

(Коломенский, 1968):

1) сдвиг и неравномерная осадка сооружения, полностью или частично расположенного в зоне дробления пород;

2) утечка воды из водохранилищ в обход плотины или в ее основании, расположенных на трещиноватых, раздробленных породах;

3) обводнение строительных котлованов и горных выработок, проходимых в трещиноватых породах, которые служат коллекторами подземных вод;

4) вывалы значительных объемов пород при проходке горных выработок или строительных котлованов;

5) изменение физико-технических свойств пород на коротких расстояниях, что может повлечь за собой изменение методов разработки горных пород, типа крепления, характера и интенсивности осадок и т.п.;

6) возможность подтока воды, иногда агрессивной, к сооружениям по системам трещин и разломам (рис. 3.7);

7) выщелачивание циркулирующими водами растворимых частей пород и развитие карстовых процессов.

Эти явления, связанные с трещиноватостью и раздробленностью горных пород, нередко определяют выбор: места расположения сооружения; конструкцию сооружения; метод производства строительных работ; методику инженерно-геологических исследований.

М.И. Евдокимов-Рокотовский (1928) отмечает, что «сбросы, сдвиги и вообще всякие тектонические нарушения в залегании горных пород, сопряженные с их разрывом, должны быть рассматриваемы как обстоятельства, неблагоприятные для производства tunnelных работ».

Ф.П. Саваренский (1939) следующим образом уточняет отмеченное

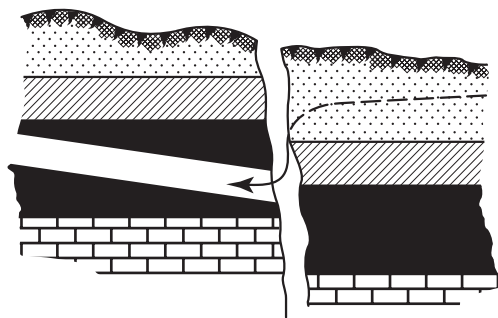


Рис. 3.7. Прорыв воды из сбросовой трещины в туннель

выше положение: «При встрече со сбросами можно ожидать различных осложнений. Наиболее неблагоприятным является случай, когда ось туннеля совпадает или пересекает под острым углом сброс, так как разрыв пород всегда сопровождается большей или меньшей их разрушенностью вдоль разлома. В тех же ме-

стах, где тектоническая деятельность еще не заглохла и проявляются сейсмические колебания, возможно разрушение обделки туннеля. Наконец, к сбросовым трещинам бывают приурочены подземные воды, затрудняющие производство работ, а иногда и восходящие воды высокой температуры и минерализации, которые вредно влияют на обделку туннеля. Нежелательным является не только совпадение оси туннеля со сбросом, но и расположение его в близком соседстве со сбросом, так как в этом случае туннель может попасть в условия повышенной трещиноватости и притока воды. Следует иметь в виду, что сброс бывает иногда выражен не одной главной трещиной, но системой сопутствующих параллельных и перпендикулярных трещин».

Следует отметить, что приведенные доводы касаются не только условий строительства туннелей, но и других сооружений. Например, при размещении плотин строители стремятся избежать сводовых частей антиклиналей, где породы наиболее трещиноваты. При размещении плотин на крыльях антиклиналей более устойчивым считается то крыло, на котором слои пород падают в сторону верхнего бьефа, так как в противном случае, как уже отмечалось ранее, возможно смещение сооружения вниз по плоскостям напластования. Желательно избегать пересечения туннелем сбросов. Это положение полностью относится и к размещению различных бетонных сооружений, особенно в сейсмических районах, так как при землетрясениях сооружения могут разрушаться. Отметим, что при исследованиях участка для створа Волгоградской плотины был обнаружен сброс и проектировщики перенесли створ в другое место.

Как уже отмечалось, при строительстве каналов, туннелей, зданий ГЭС, плотин и тому подобных сооружений пересечение выемками зон дробления и трещиноватых пород нередко вызывает образование неожиданных вывалов. При проходке одного из туннелей в скальных породах произошел вывал андезито-базальтов объемом 500 м³; вывалы меньших объемов ранее происходили здесь неоднократно, что усложняло и повышало стоимость строительных работ.

При наличии напряжений в горных породах возникают деформации крепления и облицовки подземных горных выработок: штолен, туннелей, шахт и т.п. Как уже отмечалось, ряд неблагоприятных инженерно-геологических условий связан с наличием в горных породах трещин. Как известно, трещины могут быть различного происхождения: тектонические, напластования, выветривания и т.д. Разный характер трещинова-

тости предопределяет и инженерно-геологическую оценку местности. Известно, что трещиноватость, связанная с выветриванием пород, довольно быстро затухает с глубиной и часто бывает достаточно удалить сравнительно небольшой слой выветрелых пород, чтобы поставить сооружение на прочные неветрелые породы.

Совсем иную оценку получает трещиноватость пород, связанная с тектоническими процессами. В этом случае трещины могут распространяться на большую глубину и сьем даже мощного слоя пород обычно не дает желаемых результатов. Поэтому при инженерно-геологических исследованиях необходимо уделять большое внимание выяснению происхождения трещин горных пород. Инженерно-хозяйственная деятельность человека изменяет течение природных геологических и геодинамических процессов и способствует возникновению новых инженерно-геологических процессов, изменяющих инженерно-геологические условия территории и приводящих к развитию и активизации оползневых, эрозионных, карстовых, абразионных и других экзогенных геодинамических процессов.

3.3. Выветривание

Выветривание — процесс физического разрушения и химического изменения горных пород в условиях земной поверхности или вблизи нее под влиянием колебаний температуры, химического и механического воздействия атмосферы, воды и организмов. Различают физическое (механическое), химическое и органическое (под воздействием жизнедеятельности организмов) выветривание.

Физическое выветривание происходит под воздействием изменения температуры (температурное или термическое выветривание), замораживания и оттаивания воды (морозное выветривание) в трещинах, порах; испарения и кристаллизации солей, содержащихся в воде (инсоляционное выветривание пустынь) и приводит к дезинтеграции горных пород и минералов — образованию обломков разных размеров (рис. 3.8, 3.9).

Химическое выветривание происходит под воздействием воды, кислорода, углекислоты (углекислого газа) и других газов воздуха, а также биохимических процессов, связанных с жизнедеятельностью организмов, особенно бактерий в почвенном слое, а также с разложением органического вещества. Вода действует путем непосредственного растворения, гидратации (присоединение воды, например, к ангидриту и превращение



Рис. 3.8. Десквамация — чешуйчатое отслаивание горной породы (на фото габбро) с поверхности под влиянием резких колебаний суточных температур (температурное выветривание) (восточные отроги Эфиопского нагорья, Объединенные Арабские Эмираты)



Рис. 3.9. Глыбовые, столбообразные отдельности, образовавшиеся в результате физического (морозного) выветривания (район г. Гагра, Абхазия)

его в гипс $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и гидролиза (обменная реакция между веществом и водой, например, $\text{AlCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}(\text{OH})_3 + \text{HCl}$), вызывающего полный распад минералов. Кислород — энергичный окислитель, уголекислота повышает химическую активность вод, увеличивая концентрацию водородных ионов, что усиливает гидратацию.

При химическом выветривании минералы глубинных зон Земли, возникающие в условиях высоких давления и температуры, разрушаются (выветриваются) с образованием минералов (т.е. молекул), устойчивых на поверхности. Так, полевые шпаты и слюда превращаются в компоненты глин — гидрослюда, каолинит, реже монтмориллонит. При этом процессе значительная часть вещества переходит в раствор (коллоидный и ионный) и вступает на путь миграции по поверхности Земли и в ее недрах.

Органическое выветривание связано с деятельностью животных (сверление и т.п.) и растений (рост корней и расширение трещин и т.п.). Биологический круговорот веществ, свойственный зоне выветривания и особенно почвенному покрову, характеризуется определенной цикличностью и направленностью развития — от поглощения живыми организмами элементов из разрушаемых пород до отмирания организмов, минерализации органического вещества и возврата элементов в окружающую среду в новом качестве. Кроме того, большое значение в процессе химического выветривания имеют выделение при фотосинтезе кислорода, образование органических кислот и уголекислого газа при отмирании растений и разложении органической массы, а также переработка ее микроорганизмами. Наличие органических кислот и уголекислоты значительно усиливает растворение и гидролиз минералов и активизацию карстовых, суффозионных и других экзогенных геодинамических процессов. Таким образом, воздействие органического мира на горные породы и минералы сводится или к физическому (механическому) их разрушению или к химическому разложению.

Процессы химического и физического (термического и морозного) выветривания происходят одновременно и взаимосвязаны, но в зависимости от физико-географических условий преобладает тот или иной тип выветривания. В аридных (засушливых), высокогорных и полярных областях с дефицитом влаги или отсутствием воды в жидкой фазе господствует физическое выветривание. Физическое выветривание опережает и подготавливает горные породы для химического выветривания, которое наиболее интенсивно идет при высокой дисперсности (разрушенности)

и водопроницаемости вещества.

Пространство верхних слоев земной коры, где происходит выветривание, называется зоной выветривания. В результате выветривания образуется кора выветривания, представляющая собой более рыхлый — пористый — материал, состоящий из обломков исходных (материнских) горных пород и минералов и новых минералов, устойчивых в условиях поверхностных температур и давления. Выветривание происходит стадийно, и поэтому в разрезе коры выветривания наблюдается зональность. Различают современную и древнюю (ископаемую) кору выветривания.

Изменение горных пород, происходящее ниже уровня грунтовых вод, называют глубинным выветриванием. Максимальная глубина выветривания достигает 1 км и более (в артезианских бассейнах воды приносят с поверхности кислород и углекислоту, а также бактерии на значительные глубины). Процессы, происходящие в зоне выветривания, академик А.Е. Ферсман назвал гипергенными, зону выветривания — зоной гипергенеза, а минералы, образовавшиеся в ней, — гипергенными.

Все продукты (физически разрушенные породы и химически вновь образованные породы и минералы) коры выветривания, оставшиеся на месте своего образования, называются элювием (от лат. *eluo* — вымываю). В зависимости от характера материнских пород и типа выветривания элювий может иметь различный механический состав — от глыб до глин. Он постепенно переходит в подстилающие породы. Элювий, как правило, отличается отсутствием слоистости и сортировки. Но иногда наблюдается реликтовая (остаточная) слоистость, отражающая текстуру материнской горной породы.

Кора выветривания формируется преимущественно в зоне просачивания, аэрации (зона между поверхностью Земли и зеркалом грунтовых вод), опускаясь ниже ее границы только при особо благоприятных условиях для фильтрации на глубину поверхностных вод, в частности, по зонам дробления, трещиноватости, по контактам горных пород различного состава и т.п. В понятие кора выветривания, помимо типичного элювия, сохранившего структурные признаки (слоистость, линзовидность и др.) исходных горных пород, входят также элювиальные образования, утратившие эти признаки в результате частичного вертикального перемещения вещества в процессе выветривания, например, при выщелачивании (растворении) известняков, галогенных и сульфатных пород, а также некоторые инфильтрационные (инфильтрация — просачивание атмосферных осадков в породы и почву) образования (лимонит, гипс,

кальцит, месторождения урана и др.).

Исходя из характеристик и степени изменения исходных горных пород, выделяется ряд геохимических типов кор выветривания, которые в свою очередь делятся на виды в зависимости от минералогического состава конечных продуктов выветривания. Главные геохимические типы кор: латеритный (кора тропиков и субтропиков, обогащенная оксидами и гидроксидами алюминия, железа, титана и других элементов-гидролитатов); сиалитный (кора с полным выщелачиванием и интенсивным гидролизом алюмосиликатов); окисленных руд (окисленные руды приповерхностных частей сульфидных месторождений); обломочный и др.

К наиболее распространенным типам кор относятся: каолиновый (каолинит — глинистый материал, образовался при изменении полевых шпатов и слюд); монтмориллонитовый (глинистый материал, сформировался при выветривании основных вулканических пород); гидрослюдистый (глина, обогащенная гидрослюдой — минералом с большим содержанием воды и гидроксида); окисленных сульфидных руд и др.

Морфологический тип коры выветривания, характеризующийся распространением в виде сплошного чехла на значительных площадях, называется площадной корой выветривания. Ее мощность варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров, реже достигает десятки метров. Значительное развитие выветривания на глубину и резкое увеличение мощности коры происходят в зонах тектонических нарушений (разломы, трещины) и контактов горных пород разного состава. При линейной эрозии коры выветривания сохраняются в виде вытянутых тел, нередко значительной протяженности. Данный морфологический тип относится к линейным корам выветривания.

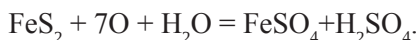
Физико-механические свойства пород коры выветривания зависят от степени выветрелости исходной породы, ее минералогического состава и структуры. Интрузивные магматические породы, разрушаясь на поверхности Земли, быстро теряют свою прочность и превращаются в так называемые рухляки, имеющие меньшую несущую способность. Элювий метаморфических пород по своим физико-химическим свойствам близок к коре выветривания основных и ультраосновных магматических пород. Конечная стадия их выветривания — превращение в глину.

Кора выветривания осадочных пород отличается своеобразием. Наибольшему разрушению подвергаются осадочные породы, образо-

вавшиеся в условиях, отличных от тех, в которых действуют факторы выветривания. Породы химического и органического происхождения в основном полностью растворяются в воде или быстро дробятся до частиц песчаных и глинистых размеров. В сцементированных породах в первую очередь разрушается природный цемент, песчаник снова превращается в песок, конгломерат — в гальку и гравий с песчаным или глинистым заполнителем, в зависимости от состава цемента.

Характерная особенность элювиальных глин — набухание, представляющее собой увеличение объема породы при увлажнении и усадку — уменьшение объема — при высыхании. Эти процессы значительно ухудшают условия эксплуатации зданий и сооружений, для защиты которых строят дренажные водоотводящие системы.

Негативные последствия имеет гидратация ангидрита и пирита. Переход ангидрита в гипс сопровождается резким ростом объема (до 50–60%), что вызывает разрушительное давление гипса на окружающие горные породы. Пирит часто присутствует в различных горных породах. При гидратации он превращается в гидрат оксида железа с одновременным образованием серной кислоты, которая, в свою очередь, весьма разрушительно действует на многие минералы:



Степень выветрелости горных пород и строительных материалов оценивается коэффициентом выветрелости k_w — отношением плотности выветрелой к плотности неветрелой породы (материала). Если $k_w = 1$, то порода неветрелая, при $k_w = 1 \div 0,9$ — слабовыветрелая, $0,9 \div 0,8$ — выветрелая, при $k_w < 0,8$ — сильно выветрелая (рухляки).

В горах процессы выветривания (особенно морозного) наиболее интенсивны, так как образующийся рыхлый материал быстро удаляется с крутых склонов агентами денудации. Благодаря этому на местности, сложенной горными породами однородного состава с относительно одинаковой трещиноватостью, могут возникать формы рельефа (вершины гор, склоны и т.д.), имеющие сходный вид и некоторые типичные признаки, которые могут быть использованы при дешифрировании аэрокосмоснимков. Так, в условиях умеренного климата массивным слаботрещиноватым гранитам соответствуют округлые контуры гор, на склонах которых иногда встречаются останцы выветривания. В тех же условиях в высоких горах вершины, сложенные сланцами, часто имеют острые

пики и гребни, а склоны их покрыты мощными осыпями. Известняки и доломиты слагают вершины с массивными и угловатыми формами. Для районов, где развиты трещиноватые песчаники, характерно обилие причудливых форм выветривания: столбов, башен и т.д.

С выветриванием связано развитие и появление различного рода отдельностей и форм микрорельефа, осложняющих поверхности более крупных форм. В результате селективного (избирательного) выветривания и растрескивания в горных породах отчетливо выделяются разбивающие их трещины отдельности (матрацевидной, столбчатой, шаровой и т.д.), которые часто типичны только для пород определенного состава и происхождения (например, столбчатая отдельность в базальтах или матрацевидная отдельность в гранитах). На скалах и глыбах других пород иногда возникает своеобразный дырчатый рисунок; в этом случае скалы называют ячеистыми, кружевными и т.д.

Своеобразные формы рельефа возникают, если выветриванию подвергаются породы, имеющие в различных частях неодинаковую стойкость к выветриванию (в различной степени сцементирована, разбита трещинами и т.д.). В этом случае при выветривании быстрее разрушаются слабые участки горных пород и, естественно, трещины. Образующиеся продукты выветривания удаляются в процессе денудации, осыпаются под действием силы тяжести, сдуваются ветром, смываются дождевыми и талыми водами, а более стойкие участки горных пород, еще не разрушенные выветриванием, выступают на местности в виде различных, часто причудливых по форме скал: форм выветривания, останцов выветривания (рис. 3.10). Одиноко стоящие скалы такого происхождения всегда хорошо известны местному населению, которое связывает с ними различные предания.

Во многих местах наблюдаются сложные сочетания подобных скал, распространенных на обширных площадях и придающих особый облик рельефу этих площадей. Часто отдельные скалы, останцы выветривания, имеют формы, напоминающие фигуры людей, животных, различных зданий и т.д., и местное население дает им названия, отражающие внешний вид этих скал: «Старик», «Юрта», «Слон», «Гриб» и т.д. Останцы выветривания — хорошие ориентиры и легко распознаются на местности, их обязательно изображают на топографических картах, и в инструкциях по составлению карт предусмотрен специальный условный знак.



Рис. 3.10. Каменные грибы — результат совместного действия выветривания, ветра и дождей. Шляпки грибов сложены базальтами, а ножки — белыми вулканическими туфами (Каппадокия, Турция)

Выветривание имеет огромное значение в общем взаимодействии всех экзогенных процессов. В ходе выветривания происходят дробление плотных и крепких магматических, метаморфических и осадочных пород и превращение их в рыхлые, легко разрушаемые образования. Так происходит подготовка (мобилизация) осадочного материала, который затем захватывается и переносится ветром, текучими поверхностными водами, ледниками, подземными водами и откладывается на путях переноса (на дне рек, озер, морей и океанов, у подножия гор и т.п.).

С процессами выветривания тесно связано формирование почвы — природного образования, состоящего из генетически связанных горизонтов, формирующихся в результате преобразования поверхностных слоев земной коры под воздействием воды, воздуха и живых организмов. Почва состоит из твердой, жидкой (почвенный раствор), газообразной и живой (почвенная флора и фауна) частей и отличается плодородием. Почвы подразделяются на генетические типы (например, подзолистые, серые лесные, черноземы). Географическое распределение почв на равнинах подчинено общим законам широтной зональности, а в горах — вертикальной поясности.

3.4. Эрозия

Эрозия (от лат. *erosio* — размывание, разъедание) — процесс разрушения горных пород и почв водными потоками. Различают поверхностную (сглаживание неровностей рельефа), линейную (расчленение рельефа), боковую (подмыв берегов рек) и глубинную (врезание русла потока в глубину) эрозию. В совокупности с гравитационными перемещениями (осыпи, обвалы и др.) она ведет к образованию долин, снижению высотного уровня поверхности водосборных бассейнов. Процесс эрозии состоит из: 1) механического размывания горных пород силой потока; 2) шлифования и истирания дна русла водой и твердыми обломками (корразия); 3) химического растворения горных пород (коррозия). Кинетическая энергия эрозии прямо пропорциональна произведению массы воды на половину квадрата скорости течения ($mv^2/2$).

Во время сильных дождей на небольших участках пологих и ровных склонов образуется тонкий слой воды, равномерно стекающий по поверхности склона (плоскостной сток). Во время небольших дождей и при наличии мелких препятствий на склоне сток осуществляется в виде мелких струек, блуждающих по поверхности склона и отклоняемых случайными временными препятствиями, но все они имеют общее направление вниз, в сторону общего наклона склона. Такой сток называют струйчатым. И в первом, и во втором случаях у стекающей воды нет постоянных русел — сток нерусловой. Рассеянный сток стремится концентрироваться в зачаточные ложбины — делли. Струйки дождевой и талой снеговой воды, стекающие по склонам и лишенные постоянных русел, захватывают на своем пути мелкие частицы горных пород, задерживаются у мелких препятствий, отклоняются то в одну, то в другую сторону, то распластываются по склону, то собираются в струи и влекнут вниз по склону захваченный материал. Таким образом развивается процесс, получивший название плоскостного смыва (плоскостной эрозии).

На интенсивность плоскостного смыва сильно влияют следующие факторы: 1) свойства грунта и крутизна склона; 2) характер и степень развития растительного покрова; 3) количество и характер выпадения осадков; 4) скорость таяния снега; 5) условия просачивания и испарения; 6) ориентировка склонов относительно стран света и направления ветров, несущих осадки, а также ряд других особенностей местности.

Геологическое строение определяет водопроницаемость и степень прочности горных пород, слагающих склон. Смыву благоприятству-

ют водоупорные, но несцементированные горные породы (например, суглинки). Породы водопроницаемые (песок, галька и др.) впитывают большое количество воды, что препятствует смыву; сцементированные и механически прочные породы слабо разрушаются плоскостным стоком, и смыв здесь ослаблен.

Стекая к подножию склона, переходящего в ровную поверхность, воды растекаются по ней, застаиваются в западинах в виде луж, впитываются в грунт и испаряются, а принесенный этими водами материал отлагается. В результате отложения материала у подножия склона переход от склона к расположенной у его основания ровной поверхности становится более плавным, склон приобретает вогнутый профиль, на более пологой — нижней — части склона воды начинают стекать медленнее и отложение материала может распространиться и на весь этот участок склона. По мере уменьшения скорости стекания воды в образующихся отложениях возникает зональная сортировка материала: выше по склону отлагаются более крупные частицы, ниже — более мелкие и еще дальше — самый тонкий пылеватый материал. Образующиеся таким путем отложения называют *делювием*. При широком распространении на местности делювий как плащом покрывает основания склонов и прилежащие к ним пространства, образуя делювиальный плащ (шлейф). Склоны за счет смыва с верхних частей и отложения материала у основания становятся более пологими, местность постепенно выравнивается. Однако бывает, что делювиальный процесс на склонах осложняется химическим выносом растворимых солей проникающими в грунт водами, развитием микрооползней, сползанием оттаивающих грунтов и другими процессами, степень выраженности которых в очень большой степени определяется климатом, а часто и воздействием человека.

В местах выпадения сильных дождей на крутых склонах, сложенных неоднородными по механическому составу грунтами, например, суглинками с отдельными крупными валунами, могут образоваться оригинальные формы рельефа — земляные пирамиды. Возникают они путем смыва дождевыми каплями и стекающей по склону водой мелкого грунта вокруг лежащих на склоне валунов. Находящийся под валунами грунт предохранен ими от размыва и при снижении (за счет смыва) высоты поверхности склона сохраняется в виде земляной пирамиды, на которой часто можно увидеть венчающий ее валун.

Сели. В условиях сильно пересеченной местности при скоплении на склонах больших масс рыхлых продуктов выветривания, поверхность которых плохо скреплена растительностью или растительность уничтожена человеком (вырублен лес, склоны вытоптаны стадами и т.п.), ливневые дожди могут вызвать смыв, приобретающий катастрофический характер. Производя интенсивный смыв (часто переходящий в размыв), массы воды смешиваются с захваченным мелким и крупным материалом (мелкозем, щебень, валуны), превращаются в грязекаменную массу и устремляются к подножию склонов, производя сильные опустошения. Обычно движение грязевых и грязекаменных масс не прекращается у подножия склонов, а продолжается по дну горных долин, где массы камней и грязи смешиваются с водами реки и приобретают большую подвижность, превращаясь в грязекаменные потоки — сели (от араб. «сайль» — бурный поток). Выходя на равнину, грязекаменная масса распространяется на обширную площадь, заливая культурные земли, производит сильные разрушения в селениях.

Процесс развития селевого потока складывается из нескольких звеньев и не может быть связан только с нерусловым поверхностным стоком, за счет которого захватывается материал на склонах. Спустившись со склона и собравшись в русле, грязекаменная масса движется уже как русловой поток, крайне перенасыщенный обломочным материалом, в котором крупные глыбы и валуны как бы плывут в массе жидкой грязи. При выходе из горной долины весь этот материал распределяется в виде пологого конуса (конус выноса), обращенного вершиной к устью долины, в котором наиболее крупный материал расположен ближе к горам (5–7 км), а наиболее мелкий — вынесен далеко (40–50 км) на предгорную равнину. Образующиеся таким путем отложения бурных (в том числе овражных и селевых) потоков называют пролювием (от лат. *proluo* — выношу течением). Селевые потоки широко распространены в горных местностях и наносят большой вред. На борьбу с ними расходуются значительные средства. Строятся мощные защитные дамбы, плотины, русла потоков отводятся в сторону от культурных земель, закрепляют размываемые склоны растительностью.

Сель — явление кратковременное, фиксировать его прохождение и изучать динамику с помощью аэрокосмических методов трудно. По снимкам можно выявлять селеопасные районы (по следам прошедших ранее селей); изучать природные условия и геологическое строение

этих районов; наблюдать за источниками поступления в долины воды и твердого материала. При выявлении селеопасных районов к важнейшему признаку относятся следы прошедших ранее селей. Это — селевые накопления, заполняющие расширенные участки долин рек или образующие конусы выноса в устьях при выходе на предгорные равнины или межгорные котловины. Свежие селевые накопления, полностью лишенные растительности, изображаются на снимках очень светлым тоном, древние, покрытые почвенным и растительным покровом, — более темным. Древние обычно расчленены эрозионными формами. Грязекаменные сели имеют характерный выпукло-волнистый, петлеобразный рисунок. Для наблюдения за развитием геологических процессов, влияющих на формирование селей, желательно использовать материалы повторных аэрокосмических съемок.

Овраги. Плоскостной смыв, развивающийся спокойно при малых количествах стекающей воды и на сравнительно однородных склонах, может легко перейти в линейный размыв — линейную эрозию — там, где однородность склона нарушена (на склонах появились неровности, нарушен растительный покров, в грунтах имеются трещины и т.д.). Стекающие воды собираются в понижениях склона, сосредоточивают здесь свою энергию и размывают грунт. В месте начинающегося размыва сначала образуется рытвина, углубление неправильной формы и небольших размеров, затем — промоина, которая имеет уже удлиненную форму, но небольшую глубину (до 2 м), и более крупная эрозионная форма — овраг. Глубина оврагов может достигать 40–50 м, ширина 150–300 м, длина 3–5 км.

Разрастание в глубину, ширину и длину первичной эрозионной формы рельефа обусловлено, в первую очередь, тем, что собравшиеся в русло массы воды сосредоточивают свою энергию в узкой полосе земной поверхности и взаимодействие их с прилежащими средами резко изменяется. При нерусловом стоке вода движется по склону мелкими струйками и тонким распластанным слоем, во всей ее массе сказывается тормозящее влияние трения о поверхность склона и о воздух. Вода, собравшаяся в русле и движущаяся более мощным потоком, затрачивает меньше энергии на преодоление трения о ложе и воздух, так как на внутренние части мощного слоя воды влияние трения о пограничные среды распространяется слабо и поток движется быстрее. За счет увеличения скорости течения резко возрастает живая сила потока, и он начинает размывать склон.

Основные этапы этого процесса можно наблюдать, подойдя к вершине оврага во время сильного дождя и проследив, как меняется скорость струй, стекающих по склону к оврагу, сливающихся в овраг, движущихся потоком по его дну и, наконец, там, где поток выходит из оврага и заканчивается.

Выше оврага вода стекает тонким распластанным слоем, прокладывает себе путь среди стеблей растений, захватывает и переносит только мелкие частицы грунта. В вершину оврага вода стекает, образуя небольшой водопад (вершинный перепад оврага), и под водопадом усиленно размывает дно, формируя водобойный колодец. В месте падения струй возникают волны и брызги, подмывающие основание уступа (рис. 3.11), вершина которого образует нависающий карниз, который периодически обрушается. Край уступа вершины оврага постепенно перемещается вверх по склону против течения воды, поэтому этот процесс называют регрессивной, или пятащейся, эрозией. За счет пятащейся эрозии происходят резкий врез русла потока в глубину и постепенное удлинение оврага вверх по склону. Аналогичным путем отступают водопады на реках.

Ниже вершинного перепада и водобойного колодца вода течет уже по дну оврага в русле. Течение здесь быстрое, извилистость русла небольшая, поток разрушает всякие возникающие на его пути препятствия (например, массы грунта, обваливающиеся с крутых склонов), размывает дно на большом протяжении и весь захваченный материал несет вниз по течению. Здесь мы имеем пример непосредственной русловой эрозии. К низовьям оврага течение потока обычно становится медленнее, что

связано со снижением уклона. Живая сила потока уменьшается, и часть переносимого материала при перегруженности потока может оседать на дно.

Окончательно принесенный материал откладывается там, где поток вытекает из оврага к подножию склона и разбегается небольшими струйками (распластывается), резко теряя свою живую силу.

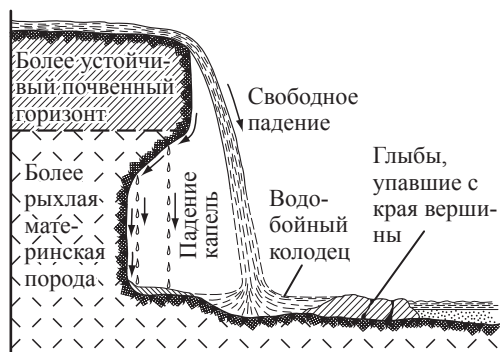


Рис. 3.11. Механизм развития вершины оврага (по С. С. Соболеву)

Заканчиваясь на суше, поток у устья оврага формирует пролювиальный конус выноса. Если текущий по оврагу поток достигает реки, расположенной у подножия склона, то вынесенный материал поступает в эту реку и в зависимости от ее живой силы может быть унесен или отложен на дне реки. При бурном росте оврагов во время сильных ливней известны случаи, когда выносы временных потоков полностью перегораживали русла даже судоходных рек.

Развитие оврага обусловлено живой силой текущего потока. Она определяется количеством воды, разностью уровней между истоками и устьем и расстоянием, которое поток должен пройти от истока до устья. Разность высотных отметок истока и устья и длина пути определяют уклон ложа потока, а следовательно, и его возможную предельную скорость. В самой ранней стадии развития русла, пока еще не начался интенсивный размыв склона, его продольный уклон совпадает с уклоном поверхности склона (линия AB , рис. 3.12). По мере врезания русла и выработки эрозионной формы рельефа (оврага) уклоны меняются и в низовьях становятся меньше, а в верховьях — больше первоначального уклона склона. Если размыв начался в нижней части склона, то последовательное развитие продольного профиля потока может быть схематически изображено кривыми BI , BII , $BIII$ и BIV (см. рис. 3.12).

Рассматривая эти кривые, можно видеть, что все они сходятся у подножия склона в точке B , положение которой остается постоянным и является наинизшей точкой продольного профиля потока. Этой точкой (точнее уровнем, на котором она находится) определяется возможный эрозионный врез русла, поэтому ее называют базисом эрозии. Следовательно, уровень моря — *базис эрозии* для всех рек, впадающих в это море.

Абсолютные отметки поверхности потока закономерно увеличиваются от базиса эрозии к верховьям. Вместе с тем необходимо помнить, что отметки дна русла могут быть

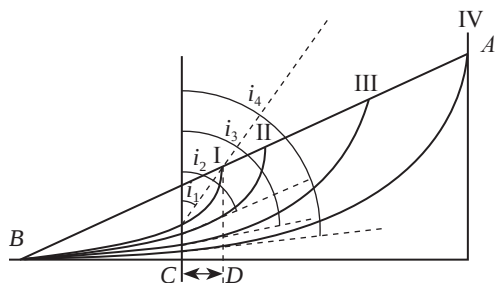


Рис. 3.12. Схема развития продольного профиля потока и изменений уклонов на одном из участков русла:

$A-B$ — первоначальная поверхность склона;
 $I-IV$ — последовательные стадии развития продольного профиля; i_1-i_4 — средние углы наклона продольного профиля на отрезке $C-D$

ниже отметки базиса эрозии, даже на больших расстояниях от устья потока. Это зависит от динамики текущей в русле воды, объясняется распределением скоростей и возникновением водоворотов в русле, геологическим строением ложа, распределением наносов и рядом других причин, влияющих на продольный профиль дна, всегда имеющий вид сложной ломаной линии.

В процессе углубления и удлинения эрозионной формы рельефа (оврага) продольный профиль потока, а соответственно и характер производимой потоком работы перераспределяются. Уменьшение уклонов сопровождается уменьшением скорости и живой силы потока, интенсивный размыв должен постепенно ослабевать и может вообще прекратиться, поскольку медленно текущий поток, перегруженный материалом, поступающим с верховьев, на этом участке расходует свою энергию только на его транспортировку, которая при дальнейшем снижении скорости может смениться аккумуляцией (отложением избытка материала в русле).

Продольный профиль потока, при котором достигается относительное равновесие между живой силой текущей воды и производимой ею работой, называют *профилем равновесия*. При достижении его, в верхнем течении, где падение и скорости велики, преобладает эрозия, в среднем — перенос, а в низовьях — аккумуляция. Состояние равновесия крайне неустойчиво и может быть нарушено даже небольшим изменением количества протекающей в русле воды, случайным поступлением (например, со склонов) избыточного обломочного материала и др. Поперечный профиль оврага по мере его развития (зрелости) постепенно изменяется от V-образного (ущелевидного) (рис. 3.13) через трапецевидный, до U-образного. У крупных оврагов можно увидеть все эти три стадии зрелости — в верхней части V-образный поперечный профиль, в средней — трапецевидный, а в нижней — U-образный.

Активизация эрозионных процессов в руслах временных потоков и на склонах обычно связана с уничтожением растительного покрова, неправильной распашкой склонов, неправильным выпасом скота и другими случаями неосмотрительной деятельности человека, так как в природных условиях эрозионные процессы обычно в значительной степени уравновешены и большой активности достигают только при сильно пересеченном горном рельефе.

Большое значение может иметь нарушение режима стока по руслам рек, когда путем регулирования уменьшается уровень воды в половодье,



Рис. 3.13. Глубоко врезаемые овраги V-образной формы — результат интенсивной донной (глубинной) эрозии коры выветривания мела временными (ливневыми) потоками воды (юго-восточная часть Египта)

к которому обычно привязаны продольные профили временных потоков. В периоды таяния снега временный сток наиболее активен, и именно тогда временные потоки формируют свой продольный профиль. Если уровень реки в это время понижен, то в устьевых частях русел временных потоков возникает перепад, резко усиливается глубинная эрозия, которая затем начинает распространяться против течения потока, вырабатывая врезаемый в дно закрепившегося оврага (балки, ложбины стока) новый донный овраг.

В областях лесостепи и степи нередко наблюдаются овражные формы с несколько расширенным дном и мягкими пологими склонами, обычно покрытыми плащом делювия и в ряде случаев растительностью. Такие формы называются балками.

Интенсивность овражной эрозии зависит от многих факторов: климатических особенностей; рельефа местности; геологического строения (состава и характера залегания горных пород); наличия или отсутствия растительного покрова. Нередко овражная эрозия порождается хозяйственной деятельностью человека (неправильная распашка земель и др.).

Овраги в районах, сложенных с поверхности рыхлыми, легко размываемыми породами, разрастаются очень быстро. Так, в бассейне Нижнего Дона скорость роста оврагов составляет 1–1,5 м/год, на равнинах Северного Кавказа — до 2–3 м/год. В процессе перемещения вершины оврага в глубь водораздела на его склонах образуются промоины, или рытвины, которые также превращаются в овраги, растущие попятно. Это — отвержки (ответвления) главного оврага. В результате возникает сложная ветвящаяся овражная система, захватывающая огромные площади нередко плодороднейших земель.

Для борьбы с оврагами обычно проводится большой комплекс работ. Склоны и днища оврагов закрепляют растительностью (травы, кусты, деревья), верховья для борьбы с развитием вершинного перепада — растительностью и различными сооружениями (бетонные лотки-быстротоки, бетонированные водобойные колодцы и т.п.), в руслах строят запруды (из хвороста, пленки и т.п.). Хорошие результаты дает обвалование вершин оврагов, препятствующее поступлению воды к вершинному перепаду с вышележащей части склона. Дамбами вода отводится от вершины оврага на закрепленные участки склона, у дамб возникают большие пруды, задерживающие сток.

Борьба с эрозией требует значительных материальных затрат, специальных механизмов, очень трудоемка и дает положительный эффект спустя много лет после проведения основных работ. Для получения устойчивых положительных результатов все работы должны вестись по тщательно разработанному плану и на больших площадях, с учетом возможных последствий и в смежных районах, поскольку эти работы, влияя на режим стока, сказываются на режимах постоянных потоков (рек) и вызывают нежелательные последствия в далеко отстоящих районах.

Реки. Увеличиваясь за счет источников подземных вод, поверхностный сток собирается в речные русла, которые вырабатываются и формируются проточной водой. Выработка русел осуществляется либо путем эрозии коренных пород, либо путем захвата и переотложения обломочного материала, который формирует стенки и ложе русел. Все эти процессы требуют энергии, которую реки получают за счет возвышения их русел над уровнем моря. Потенциальная энергия преобразуется в кинетическую по мере того, как вода течет вниз по руслу; количество кинетической энергии, расходуемой на изменение ложа реки, сильно различается на разных стадиях существования реки. При повышении

уровня воды во время паводка слагающий русло материал испытывает возросшие напряжения; при достижении последними критической величины и условия рыхлости материала он может быть вовлечен в движение. Такой обломочный материал переносится вниз по течению и либо выносится полностью за пределы речного бассейна, либо переотлагается, когда поток теряет свою переносящую силу. Отложения, формирующиеся постоянными водными потоками, называются *аллювием* (аллювиальными отложениями). Речной сток осуществляется по типу турбулентного потока, т.е. характеризуется неправильными вихревыми движениями, наложенными на общее движение вниз по течению. Ламинарное течение обнаруживается только при исключительно медленных скоростях в неглубоких прямых руслах.

В потоке текущей воды выделяют два различных слоя. Один из них, особенно важный для нас, приурочен к границам русла. Несмотря на то что турбулентность максимальна вблизи ложа потока, вода на контакте с руслом стационарна. Над самым дном может образовываться очень тонкая пленка с почти полностью ламинарным движением, сменяемая чуть выше амортизирующим слоем, в котором смешиваются ламинарное и турбулентное движения. Детали строения ламинарного подгоризонта в значительной степени зависят от шероховатости русла. В общем случае этот подгоризонт полностью развивается только там, где его мощность превышает диаметр соприкасающихся с ним зерен материала, слагающего русло. Если размеры зерен слишком велики, то турбулентное течение образуется непосредственно у ложа русла. Другой горизонт связан с явлением сепарации, или разделения, потока при резком изменении створа русла. При этом сразу ниже крупного препятствия или резкого изгиба образуется линейная зона интенсивной турбулентности, называемой горизонтом свободного среза; для нее характерны всегда присутствующие здесь водовороты.

Обычно говорят о трех самостоятельных, но взаимосвязанных процессах: коррозии, корразии и гидравлическом воздействии. Коррозия относится к химической деятельности текущей воды и тесно связана с химическим выветриванием. Изменение уровня реки не только приводит к периодическому увлажнению и обсыханию части пород русла, но и способствует многим другим процессам выветривания, которые приобретают особую активность, так как образовавшиеся при выветривании частицы породы постоянно уносятся прочь, обнажая свежую

породу. Конечно, если вода уже насыщена некоторыми соединениями, то она становится химически менее агрессивной, чем атмосферные осадки, которые ее питают. Несомненно, однако, что химическое разложение на самом деле предшествует корразионной и гидравлической деятельности.

Коррозия выражается в выносе коренной породы путем выскабливающей и выдалбливающей работы обломочного материала в процессе его переноса по руслу реки. Размеры, форма, состав, количество и скорость обломочного материала — все влияет на корразионную мощность обломков. В общем случае донные наносы, скользящие и перекатываемые по дну русла, более деятельны. Еще в 1753 г. Брамс предложил так называемый закон шестой степени, утверждающий, что масса наиболее крупного переносимого обломка пропорциональна шестой степени скорости течения. Так как размеры наносов увеличиваются во время паводков, то и скорость движения отдельных частиц изменяется, что чрезвычайно усиливает корразию. Убедительным доказательством этого служат сглаженные и округленные коренные породы в глубоких естественных котлах.

В противоположность подвижным русловым отложениям формы, сложенные коренными породами, определяют устойчивый характер течения реки. Начальное углубление в русле может вызвать вихревое движение воды, при котором переносимые ею обломки породы ударяются в стенки и дно, преобразуя в конце концов это углубление в крупный котел, иногда со спиральной гофрировкой внутри. Наиболее эффективно такая работа производится быстротекущими потоками, поэтому многие из таких форм часто располагаются гораздо выше нормального уровня реки, будучи сформированными во время ее паводков. Большую часть времени такие котлы остаются сухими; на их днищах часто встречается слой хорошо окатанной гальки, периодически используемой водой в качестве абразива (рис. 3.14).

Гидравлическое воздействие связано с механической работой самой воды. Кинетическая энергия воды достаточна для перемещения небольших обломков коренных пород, особенно если они уже высвобождены выветриванием, но таким путем вряд ли можно воздействовать на большую часть свежих пород. Один из процессов, который может местами иметь значение, — это кавитация, которая возникает в результате резкого изменения давления при ускорении и замедлении течения воды.



Рис. 3.14. Котел на дне реки, образованный вихревым движением речной воды в известняках (г. Новый Афон, Абхазия)

Согласно уравнению Бернулли, любое увеличение скорости течения должно вести к снижению давления. Если ускорение велико, то давление может упасть столь сильно, что в воде образуется множество небольших пузырьков, создающих впечатление, что она закипает. Если давление снова поднимается, то пузырьки лопаются с выделением мощных ударных волн, бьющих по расположенным рядом твердым поверхностям. Эффект кавитации давно известен инженерам, имеющим дело с изнашиванием корабельных винтов и лопастей турбин, где возникают особенно большие скорости. Ею можно также объяснить образование глубоких ям, выбитых в твердых бетонных водосливах некоторых плотин; одна из таких ям в течение одного дня достигла глубины почти в полметра.

Эрозия в аллювиальных руслах существенно отличается от таковой для русел в коренных породах. В последнем случае эрозия представляет собой необратимый процесс, так как любое последующее воздействие вызовет дальнейшее разрушение и вынос коренной породы или замещение ее обломочными отложениями (рис. 3.15). Напротив, при эрозии в аллювиальных руслах, которая обычно происходит во время паводков, любой удаленный обломочный материал при падении уровня реки за-



Рис. 3.15. Узкая речная долина (устье), выработанная в слоистых известняках (верховье р. Кудепста, Хостинский район Большого Сочи)

мещается таким же материалом, принесенным сверху.

При изучении русловых процессов наибольшее внимание уделяется определению двух величин: критической скорости эрозии и критической влекущей силе потока. Термин «критическая» в этих выражениях относится к минимальным значениям скорости и влекущей силы, требуемых для приведения в движение частиц данного размера. Оценка критических скоростей эрозии показала, что легче всего переносится материал с диаметром частиц 0,25 мм; он вовлекается в движение водой, текущей со скоростью 0,2 м/с. Критическая скорость эрозии возрастает как при более, так и при менее крупных размерах материала. В случае с более крупными частицами это обусловлено большей силой, требуемой для их подъема и перекатывания, в случае с меньшими частицами — большей силой для преодоления электрохимического сцепления.

Однажды вовлеченные в движение частицы породы могут перемещаться вниз по течению либо в виде донных, либо в виде взвешенных наносов. Различие между этими двумя фракциями суммарного расхода наносов сглаживается обменом, который происходит между ними: отдельная частица может стать временно взвешенной, но позже падает

обратно на дно потока, входя в число донных наносов. Тем не менее это различие значительно, так как движение двух типов твердого стока определяется разными процессами. Если представить, что ложе сложено тонкозернистым, но несвязным материалом, то поток, текущий со скоростью, меньшей критической эрозионной, будет оставлять неподвижными все частицы. По мере увеличения скорости течения некоторые частицы начнут скользить или перекаатываться вместе с другими частицами, которые смещаются вниз по течению тем же способом. Дальнейшее увеличение скорости приведет к тому, что в движение вовлечется еще большее число частиц и, наконец, начнет смещаться весь слой толщиной в несколько диаметров зерен. Зерна перекаатываются, ползут и скачут вниз по руслу, все время при этом соприкасаясь с ложем. Но вот некоторые из смещаемых частиц, особенно мелкие, поднимаются в жидкости, так как их подводная масса поддерживается турбулентными восходящими потоками внутри водной массы. Эти частицы превращаются во взвешенные наносы и могут переноситься на большие расстояния без какого-либо контактирования с ложем потока. Донные и взвешенные наносы сильно отличаются по размеру частиц, суммарной массе и скорости движения вниз по течению. Тонкие частицы взвешенного стока могут двигаться со скоростью, приблизительно равной скорости течения воды, тогда как донные наносы в целом передвигаются намного медленнее.

Истирание, испытываемое транспортирующимся твердым стоком, чрезвычайно трудно измерить в основном потому, что редко удастся отделить этот процесс от эффекта простой сортировки. Окатывание гальки, поступающей из одного определимого источника, однозначно свидетельствует об эффективности истирания крупных частиц. Истирание гораздо менее действенно по отношению к тонкозернистому, чем к грубозернистому материалу. Важную роль при этом играет, конечно, и твердость переносимого материала. Например, эксперимент Ф. Кюннена (1959) показал, что для того, чтобы твердый кварцевый кубик со сторонами 0,4 мм превратился в шар, потребуется перенос его рекой на расстояние в несколько миллионов километров.

Русла рек и заполняющие их водные потоки чрезвычайно разнообразны. Русло может быть единым и ветвящимся, глубоким и мелким, прямым и меандрирующим, крутым и пологим, тогда как поток может быть спокойным и неритмичным, постоянным и временным. К анализу взаимоотношений между русловыми формами и расходом воды можно подходить

двумя путями. Первый заключается в изучении в одной точке изменений во времени таких параметров, как ширина, глубина и скорость течения потока. Это составляет программу наблюдений на гидрологических станциях в створах русла. Второй подход включает в себя анализ изменений русла вдоль течения реки по параметрам его ширины, глубины и уклона.

Форму русла можно рассматривать как результат взаимодействия между напряжениями в текущей жидкости и устойчивостью ограничивающих ее стенок. Напряжения изменяются со стадиями жизни реки, тогда как устойчивость границ относительно постоянна. Русло формируется в основном при полноводном расходе воды, когда жидкостные напряжения достигают максимальной величины. По этой причине расходом воды, в основном обуславливающим выработку русла, часто считается именно полноводный расход, хотя нельзя пренебрегать и более низкими уровнями. Периодичность полноводного расхода изменяется от района к району, но большинство исследований свидетельствуют, что она изменяется от 6 до 18 мес.

Русло приспособляется к повышению расхода воды вниз по течению главным образом путем увеличения ширины при обычно меньшем изменении глубины. Неожиданным было, что иногда скорость течения также возрастает вниз по течению, хотя быстрый сток считается типичным для верховий рек с их водопадами и порогами. Внимательное сопоставление средних скоростей течения при полноводном расходе обычно показывает ускорение вниз по долине. Увеличение, как правило, невелико при широком разбросе точек, тем не менее остается справедливым, что средняя скорость течения воды, хотя и имеет относительно постоянную величину, обнаруживает тенденцию к росту вниз по течению.

Другой аспект изменений этих трех параметров (ширина, глубина, скорость) заключается в правильном циклическом их проявлении в пределах определенных ограниченных отрезков. В наиболее развитой форме это проявляется в известной последовательности плесов и перекатов. Неглубокие гравийные участки, или перекаты, чередуются с длинными глубокими плесами, которые отличаются заметно более тонкими донными осадками. В межень река проходит перекаты с нарушением своей поверхности и затем медленно пересекает плесы; при высоком уровне это различие может полностью сгладиться из-за возросшей глубины потока. Плесы и перекаты характерны для русел с плохо сортированными донными отложениями, они лучше развиты там, где большая часть от-

ложений крупнее песка. Разрезы показывают, что более крупнообломочный материал на перекатах представляет собой поверхностный покров, мощностью всего в 1–2 диаметра слагающих его частиц. В какой-то мере это может быть обусловлено отсеивающей деятельностью воды, быстрее текущей через перекат, но задача выяснения причин их закономерного расположения — тема дальнейших исследований.

К четвертому, весьма интересному параметру относится изменение уклона русла вниз по течению. Тенденция к уменьшению уклона русла по мере приближения реки к морю установлена уже несколько столетий назад. Конкретная величина изменения уклона в каждом случае зависит от расхода воды (чем он больше, тем меньше уклон), характера коренных пород и других факторов.

На земной поверхности существует большое разнообразие рисунков речных русел — прямые, ветвящиеся, извилистые и меандрирующие. К широко распространенным факторам, которые привлекаются для объяснения ветвления русел, относят крутой уклон, большой объем стока наносов, грубый несвязный донный материал, сильно изменяющийся расход и быстрое разрушение берегов. В то время как каждый из этих факторов может быть частной причиной ветвления, сам по себе ни один из них не оказывается достаточным для объяснения, поэтому необходимо рассматривать их в комбинации друг с другом.

Особенно благоприятны условия для ветвления при наличии грубых, плохо сортированных донных наносов, сочетающихся с резко изменяющимся расходом воды. Возможно, это связано с тем, что такие условия ведут к частому отложению грубых наносов на дне русла во время падения уровня реки. Полевые наблюдения показывают, что этот материал затем составляет ядра галечных отмелей, которые растут последовательным наращиванием их нижней части. Как только на них закрепится растительность, такие отмели могут превратиться в относительно стабильные острова, но большая их часть подвергается чередующимся процессам эрозии и аккумуляции, которые полностью изменяют их внешний вид между следующими друг за другом паводками. Часто считают, что русло ветвится из-за перегруженности реки наносами, что в свою очередь ведет к разрушению берегов. Однако это встречается и на реках с небольшой аккумуляцией или даже в отсутствие таковой.

Частые смены эрозии аккумуляцией, и наоборот, ведут к быстрому заметному смещению отдельных проток или всего русла реки. Так, в

долине ниже ледника Эммонс на склонах г. Рейнир в шт. Вашингтон (США) блуждания русел потоков ледникового стока настолько быстры, что для изучения их динамики смогли использовать замедленную киносъемку. Перемещения русел особенно часто случаются при выходе рек из гор на пологие равнины. Так, р. Коси на севере Индии, известная разрушительными наводнениями, за последних 200 лет сместилась более чем на 100 км.

Неветвящиеся одиночные русла редко бывают прямолинейными. Для них характерна извилистость, меняющаяся от слабого петляния до замысловатого меандрирования. Для измерения извилистости русел предложены разные критерии, но чаще всего используют коэффициент отношения длины реки к длине долины. У прямых и слабоизвилистых рек его величина изменяется от 1 до 1,5; последнее значение традиционно принимается за нижний предел меандрирования, а при полностью развитой системе меандр оно может превысить 4. Трудности связаны с определением этого коэффициента при наличии врезанных меандр, где нельзя замерить истинную длину долины; в таких случаях она заменяется длиной оси пояса меандрирования. У прямых и слабоизвилистых рек линия максимальных глубин обычно блуждает от одного берега русла к другому. Наилучшим образом это видно на реках с перекатами и плесами, где перекаты поочередно располагаются у каждого из берегов русла потока. В таких случаях основной поток течет не прямо вниз по руслу, а по очереди ударяется в правый и левый берег. Эти поперечные перемещения некоторыми исследователями привлекаются в качестве главной причины меандрирования.

На внешней стороне каждой излучины наблюдается подъем водной поверхности, который увеличивается в прямой зависимости от скорости течения и резкости изгиба. Это вызывает на глубине обратные течения, придающие потоку форму спирали. В итоге поток может разделиться с образованием свободно смещающегося слоя, характеризующегося спиральными завихрениями, направленными наружу от внутреннего вогнутого берега. Это уменьшает эффективную ширину основного потока и концентрирует течение на низовом отрезке излучины. Обычно наблюдается, что тальвег, или линия максимальных глубин, прижимается к внешней стороне каждой меандры и переходит с одного берега русла к другому близ переката. В этом, однако, заключено важное несоответствие между рисунками русла и потока. Тальвег наиболее близко подходит к

берегу на низовом конце каждой меандры и пересекает среднюю линию русла ниже точки перегиба. Тем самым эрозия концентрируется на внешнем берегу ниже оси меандры, тогда как аккумуляция в виде побочной происходит в соответствующих местах у внутреннего берега.

Обычно реки имеют притоки, с которыми она образует речную систему, часто имеющую ветвистый характер. Речной системой называется совокупность рек, впадающих в главную реку. Притоки, впадающие в главную реку, называются притоками 1-го порядка; реки, впадающие в эти притоки — притоками 2-го порядка и т.д. Поступление в русло реки выпадающей на поверхность суши воды в форме осадков и подземным путем называется питанием реки. Область, с которой река получает свое поверхностное и подземное питание, получила название, бассейн реки. Различают общий бассейн — весь бассейн главной реки, а также частные бассейны, т.е. бассейны притоков. Для характеристики бассейнов строят графики нарастания площади бассейна по мере впадения в главную реку притоков и увеличения от истоков к устью общей площади водосбора, ограниченного водоразделами. Густота речной сети выражается отношением суммарной длины всех рек к величине площади бассейна.

Длина реки L измеряется в километрах от ее устья. Падение реки ΔH вычисляется по формуле $\Delta H = H_1 - H_2$, где H_1 — отметка уровня в начале участка; H_2 — в конце его. Уклон реки $J = (H_1 - H_2)/L = \Delta H/L$.

Средний уклон р. Волга равен 0,00007, вблизи устья р. Урал — 0,00013. Для характеристики уклона строят продольный профиль реки. Поперечное сечение русла реки, заполненное водой, называется живым сечением реки. Средняя глубина живого сечения — это отношение площади (m^2) к ширине (м). Средняя глубина, ширина и площадь живого сечения меняются в зависимости от изменения уровня реки.

Реки образуют меандры. Отношение длины реки вдоль русла к длине спрямляющей (касательной) линии к излучине называется коэффициентом извилистости реки. Наиболее извилистые реки — в легко размываемых грунтах, например в песках. Вдоль русла обычно чередуются перекаты (обмеление) и плесы (заглубления). Плесы образуются на участках, легко размываемых у вогнутых берегов. Противоположный выпуклый берег имеет более пологую форму, чем вогнутый. Скорость течения меняется не только вниз по реке, но и в живом сечении реки: она уменьшается по направлению к берегам и ко дну, а достигает максимума на открытой поверхности. Кроме уклона, на скорость течения влияют

шероховатость дна реки, а также наличие ледяного покрова, под которым скорость меньше. Равнинные реки имеют обычно скорость 1–1,5 м/с, а горные — до 2 м/с и более.

К важнейшему элементу режима реки относится расход воды — объем воды, протекающей через живое сечение реки за 1 с. За единицу объема принимается 1 м^3 . Изменение расхода вода вызывает изменение всех элементов живого сечения реки. Устанавливается расход путем гидрометрических наблюдений. Расход определяет изменение уровня воды в реке, который представляет собой высоту сечения поверхности воды над некоторым нулевым положением. За последнее условно принимается один из наиболее низких уровней. Уровни измеряются в сантиметрах или метрах. Измерив ряд расходов и соответствующие им уровни, строят кривую расходов воды. Наглядное представление о ходе уровней или об их режиме дает график ежедневных колебаний уровней. Его данные важно учитывать при проектировании и строительстве сооружений.

Реки различных географических зон имеют разный режим уровней. Равнинные реки чаще всего имеют один весенний максимум. От начала подъема уровней до конца их спада проходит 1,5–2 мес. В течение остального времени держится низкий (меженный) уровень с небольшими пиками от летних и осенних дождей. В течение года амплитуда изменений уровней на небольших реках достигает нескольких метров, а на крупных, как р. Волга, 15 м и более. Горной реке свойственны резкие, короткие подъемы и спады уровней, продолжающиеся несколько часов в течение суток. Они вызываются таянием днем снега и льда. Река, вытекающая из озера, имеет очень плавный ход уровней. Подъем уровней, вызванный весенним половодьем, растягивается до середины лета. Амплитуда изменений уровней невелика. На графики изменений уровней наносят время ледостава и время ледохода.

Подобно графикам изменений уровня можно строить график изменения расходов в течение года. В данном случае по вертикали откладываются средние за сутки секундные расходы ($\text{м}^3/\text{с}$). Такой график носит название гидрографа. На гидрограф наносят расходы нескольких лет и выявляют характерные для режима расходы (много-, мелководные и средние). Если измерить планиметром площадь гидрографа, которая будет выражена ($\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{сут}$), и умножить затем площадь на число секунд в сутках, то получится объем стока воды за год. На основании его можно

также судить о характере питания реки (поверхностный сток, грунтовый сток, осеннее половодье).

Массы воды, двигаясь по руслу от верховьев реки до ее устья, производят огромную работу. Работа затрачивается на эрозию, перенос оторванных частиц грунта, преодоление внутреннего трения частиц жидкости между собой и трение о ложе реки. Ее величина зависит от размера потока и высоты его падения. Мощность реки $N = 1000 QH$ (кг·м/с), где Q — расход воды; H — падение реки на данном участке; 1000 кг — масса 1 м^3 воды.

У всех рек общий источник питания — атмосферные осадки, которые, выпав на поверхность Земли, порождают различные виды питания: дождевое, снеговое, ледниковое, смешанное и грунтовое. Количество воды, поступающее в реку из разных источников питания и протекающее в ней в определенном пункте за различные промежутки времени (многолетие, год, сезон, месяц и даже в 1 с), называется речным стоком. Наибольшее влияние на сток оказывает климат, но существенное значение имеют также рельеф, почвенно-геологические условия и растительность. Для его формирования особенно важны зимние осадки, так как летние в основном расходуются на испарение. Влияние рельефа на осадки проявляется в увеличении количества осадков с возрастанием высоты места, что характерно не только для гор, но и для равнинных местностей. Важное значение имеет ориентировка склонов по отношению к ветрам, приносящим влагу. Почвенно-геологические условия определяют величину инфильтрации осадков. Инфильтрацией называется просачивание воды в грунт, поры которого не заполнены водой в отличие от фильтрации или движения воды в водонасыщенном грунте. Сильно проницаемые почвы, например песчаные, благоприятны для просачивания и уменьшают поверхностный сток. Но если песчаная почва подстилается водоупорным пластом (глиной, скальными нетрещиноватыми породами), то сток будет более равномерно распределен в году, так как увеличивается грунтовое питание.

В режиме стока каждой реки выделяется несколько характерных фаз, обусловленных условиями питания. Для большинства равнинных рек это — весеннее половодье, вызванное снеготаянием, летние и осенние паводки от дождей, летний и зимний межень. Эти фазы хорошо видны на гидрографах. Каждая из них характеризуется своей продолжительностью, т.е. датой начала и конца, и характером расходов за этот период. Расходы, присущие той или иной фазе, называются фазово-однородными.

В гидрологии пользуются не календарным, а гидрологическим годом, за начало которого берется момент, в который происходит естественный перелом в питании реки, т.е. смена фазы режима. Например, переход от меженного питания (в основном грунтовыми водами) к питанию поверхностным стоком за счет осенних дождей и к накоплению зимних осадков. В европейской части страны этот момент наступает примерно 1 октября и, таким образом, гидрологический год включает в себя 3 мес одного календарного года и 9 мес следующего и обозначается так: 1990/91, 1991/92 гидрологический год и т.д. В сущности, фактическое начало гидрологического года должно приходиться на разные даты, но для удобства его относят на одну дату в пределах одной и той же географической зоны.

При изучении речного стока и проведении расчетов обычно стремятся установить его среднеарифметическую величину за продолжительный период времени, например за 40–50 лет. Эта величина называется нормой стока. Норма стока может выражаться в виде:

- 1) среднего многолетнего расхода Q_0 , $\text{м}^3/\text{с}$;
- 2) объема среднего многолетнего стока W_0 , выраженного в м^3 , который называется еще суммарным стоком;
- 3) среднего многолетнего слоя стока h_0 (мм), который представляет собой объем стока в м^3 , поделенный на площадь водосбора, выраженную в м^2 ; результат переводится в мм;
- 4) среднего многолетнего модуля стока M_0 , представляющего собой удельную водность бассейна, т.е. средний многолетний расход с единицы площади (с 1 км^2). Модуль обычно выражается в л/с, поэтому $M_0 = Q \cdot 10^3 / S$ (в европейской части страны модуль стока постепенно убывает с севера на юг от 10 до 0,5 л/с с 1 км^2 , в Западной Сибири также с севера на юг, а в Восточной увеличивается к югу и юго-востоку);
- 5) в отдельных случаях сток выражается в отвлеченных числах — модульных коэффициентах K , представляющих собой отношение величины стока M_i или Q_i за какой-либо период (например, за год) к среднему многолетнему значению M_0 или Q_0 , т.е. $K = M_i / M_0$ или $K = Q_i / Q_0$;
- 6) отвлеченной величины, называемой коэффициентом стока η , который представляет собой отношение высоты слоя стока h (мм) за данный период к количеству осадков x (мм), выпавших в бассейне за тот же период, т.е. $\eta = h/x$. Коэффициент стока подсчитывается по отдельным годам и по среднему многолетнему η_0 , но нередко его подсчитывают и за

отдельные периоды года (например для половодья). Вследствие потерь осадков на испарение, просачивание в почву и др. коэффициент стока всегда меньше единицы. В европейской части страны коэффициент стока изменяется от 0,6 на севере до 0,1 на юге.

Если имеются значения норм стока (в л/с с 1 км² или в мм слоя стока) для ряда рек какой-либо территории, то, нанося их на карту, можно построить картограмму норм стока. Точки с одинаковыми значениями нормы соединяют между собой плавными кривыми, которые называются изолиниями нормы стока. На равнинной местности значения нормы стока меняются постепенно в зависимости от широты местности, поэтому изолинии идут плавно, без резких перегибов, в основном параллельно друг другу. Возвышенности и горы вызывают местные изменения стока, обусловленные изменением высоты местности.

Для характеристики водности реки необходимо установить норму стока, т.е. средний многолетний расход (или модуль стока) и его возможную изменчивость во времени. При расчетах норм стока следует иметь в виду, что средние годовые расходы воды на реках различны. Много- и маловодные годы следуют один за другим группами или же чередуясь каждый год, что обусловлено прежде всего изменением важнейших климатических элементов — количества осадков и температуры.

Большинство рек несет в своей воде твердые вещества, или наносы, — продукты размыва рекой ее берегов и русла, а также смыва дождевыми и талыми водами частиц с поверхности Земли в процессе стока. Различают три вида наносов в зависимости от характера их движения: взвешенные (т.е. поднятые водой и несомые ею); донные (т.е. перекачиваемые или влекомые по дну) и растворенные в воде. Взвешенные и донные наносы играют значительную роль в жизни реки. С ними связаны всевозможные изменения русла, образование мелей и перекатов. Наносам уделяется большое внимание при гидротехническом строительстве. Например, плотины изменяют естественный режим наносов, так как выше плотины вследствие подпора от нее скорость течения воды уменьшается. В результате этого в реке и в образованном плотиной водохранилище начинают интенсивно отлагаться наносы, которые постепенно заполняют водохранилище и уменьшают его объем. Скорость данного процесса зависит от количества наносов в реке. Сток наносов в реках различен. Так, у р. Волга около Ярославля он составляет 1 млн 554 тыс. т/год, а около Самары 30 млн 412 тыс. т/год, у р. Ока около Новинки — 1 млн

358 тыс. т/год, у р. Дон у Калача — 9 млн 344 тыс. т/год, у р. Терек около Владикавказа — 720 тыс. т/год.

Речная вода насыщена наносами неодинаково по глубине. В основном содержание наносов с глубиной возрастает. Для оценки этого процесса введено понятие мутности в данной точке живого сечения реки или в данной точке вертикали. Мутность — это масса наносов, содержащаяся в единице объема воды, т.е. в 1 л или в 1 м³. Наиболее распространенное выражение мутности — мг/л или г/м³. Можно выражать мутность p , переводя в проценты отношение массы наносов P , находящихся в объеме воды A (м³), к массе этого объема воды: $p = P \cdot 100 / A$. Существует понятие о расходе взвешенных наносов S , т.е. о количестве наносов в граммах или в килограммах, проходящих через живое сечение реки в 1 с. Он получается путем умножения средней мутности $p_{\text{ср}}$ (г/м³) на расход воды Q (м³/с) и выражается в г/с. Общий же твердый расход складывается из наносов взвешенных, донных и растворенных в воде.

Основные гидрометрические наблюдения на реках ведут на водомерных постах и гидрометрических станциях. Программа гидрометрических работ определяется нуждами водопользования и проектирования связанных с ним сооружений. На гидрометрических станциях измеряются расход воды, твердые расходы, изучается ледовый режим, ведутся наблюдения за уровнями и некоторые другие работы (определение химизма воды, уклонов реки, температуры воды). Кроме подобных станций, имеются створы — станции низшего разряда, на которых проводится небольшое количество измерений расходов (до 10 летом и до 5 зимой) и водомерные наблюдения. Твердые расходы на них не измеряют. При изучении небольших рек (для постройки малых электростанций) практикуется измерение отдельных расходов в характерные периоды путем выездных работ, что соответствует работе на створе.

Водомерные посты могут существовать в составе станций и независимо от них с учетом необходимости или характера организации работ. По роду наблюдений водомерные посты делятся на посты 1-го разряда с 3-кратным наблюдением (в 7 ч утра, в 1 ч дня и в 9 ч вечера, как на метеостанциях) в течение суток на протяжении всего года и на посты 2-го разряда, на которых измеряются уровни один раз в сутки в течение года и учащенно в период паводков. На постах 1-го разряда отмечается также состояние погоды и измеряется температура воды и воздуха. На постах обоих разрядов ведутся наблюдения за ледовыми явлениями (из-

меряется толщина льда три раза в месяц, отмечаются моменты подвижек льда, ледоход, очищение от льда и др.). Посты 1-го разряда могут быть механическими — с самописцами, которые дают возможность отмечать непрерывно все наблюдающиеся на реке уровни. На каждом посту устанавливается постоянный нуль, от которого ведутся отчеты. По возможности за нуль принимается наиболее низкий горизонт реки в данном месте. Нуль футштока связывается нивелировкой с постоянным репером на берегу, и его положение проверяется ежегодно, а по возможности и чаще; особенно необходима проверка нуля футштока после ледохода, так как последний может механически изменить его положение.

Формы рельефа, созданные речной аккумуляцией и эрозией. Среди множества речных (флювиальных) форм рельефа рассмотрим пойму и надпойменные речные террасы.

Пойма — часть дна речной долины, затапливаемая в половодье. На пойме имеются специфические формы рельефа, которые помогают объяснить процессы, ее формирующие. Различают две основные группы процессов. Первая связана с отложениями, созданными на поверхности поймы водой, вытекающей за пределы русла во время паводков. Разливаясь по пойме, вода теряет скорость и отлагает тонкий слой мелкозернистых наносов, до этого находившихся во взвешенном состоянии. Вторая группа процессов связана со смещением речных русел. Сдвигаясь в боковом направлении, излучина реки оставляет за собой сформированные побочни, объем которых примерно равен объему материала, смытого с вогнутого берега. Поскольку отложения побочней состоят в основном из влекомых рекой наносов, они обычно гораздо грубее пойменных отложений. Миграция русла на многих поймах доказывается многочисленными завитками прежних меандр, хорошо видными на аэрокосмоснимках. Там же, где процессы бокового смещения мало активны, тонкие пойменные отложения могут образовать относительно однообразный и невыразительный покров. Таким образом, баланс между пойменным осадконакоплением и миграцией меандр — весьма важный фактор формирования рельефа поймы.

При аккумуляции вблизи меандрового пояса положение русла главной реки может стать неустойчивым. Тогда происходит боковое смещение всей цепи меандр и река занимает один из прежних каналов стока на своей пойме. В пределах меандрового пояса отдельные излучины обычно перемещаются вниз по долине. В одних случаях скорость смещения слишком

мала, чтобы вызвать прорывы меандр, в других же — весьма частых — происходит переливание одной излучины в другую и пойма оказывается усеянной старичными озерами с разными стадиями заполнения наносами. Когда меандра прорывается, покинутый отрезок русла сначала изолируется за счет отложения руслового аллювия в его концах, а затем заполняется пойменными осадками, смешанными с остатками озерных растений.

На поймах создаются различные формы рельефа, в том числе прирусловые валы, песчаные откосы, впадины и старицы. Прирусловые валы — это гряды, протягивающиеся параллельно речному руслу; на больших реках они иногда возвышаются более чем на 5 м над общим уровнем поймы. Местами стенки валов нарушаются поперечными промоинами, по которым при подъеме паводкового уровня вода проникает на пойму. Быстро текущая через образовавшиеся промоины вода несет относительно грубые наносы, которые распластываются по соседнему пойменному понижению в виде песчаных лопастей. Перелившись через прирусловые валы, вода иногда проходит много километров вниз по течению, прежде чем возвращается в основное русло. Возвращение пойменных вод часто задерживается вплоть до слияния их с одним из рукавов (протокой), который сам может отклоняться от основного русла прирусловым валом и течь вдоль основной реки.

При хорошо развитом пойменном рельефе в пределах поймы четко прослеживаются три высотных уровня (части): наиболее поднятая прирусловая; средняя по уровню центральная; наиболее низкая тыловая (притеррасная) части. Это обусловлено тем, что основная масса обломочного материала (песок, ил, галька и др.) поступает на пойму путем выноса его в половодье разливающейся водой из русла реки. При выходе из русла скорость воды на пойме быстро снижается, что сопровождается выпадением в осадок песчано-гравийно-галечного материала и быстрым наращиванием за счет этого высоты поймы в прирусловой части. В местах наиболее интенсивного осаждения вынесенного материала образуются прирусловые валы.

Чем дальше от русла (центральная пойма), тем меньше обломочного материала сюда доносится водой. В удаленные части (тыловая пойма) поступает минимальное их количество, поэтому накопление пойменного аллювия происходит здесь медленно и эта часть поймы обычно понижена. Благодаря накоплению наносов в пойме, разрез аллювиальных отложений на дне долины имеет двухъярусное строение. Основание раз-

реза слагает русловой аллювий (более грубый по механическому составу, часто с резко выраженной косой слоистостью), а верхнюю часть разреза — пойменный аллювий (обычно илистые осадки). Микрорельеф поймы осложняется неравномерным отложением осадков, часто обусловленным различными препятствиями (пучками трав, кустарниками, деревьями) на пути текущей воды, неравномерным распределением скоростей водного потока и другими причинами, а также старицами, находящимися на разных стадиях развития и заполнения наносами. После ухода вод половодья в основное русло поверхность поймы осушается и вода остается только в старицах. Устойчивое увлажнение поймы наблюдается при большой выровненности ее микрорельефа, наличии слоя илистых отложений и увлажнении ее поверхности источниками, вытекающими из-под вышележащих склонов долины. В этих случаях пойма заболачивается и зарастает растительностью, характерной для низинных болот (осока, тростник и т.п.).

Нормальное развитие русла и поймы возможно при длительном и устойчивом положении продольного профиля реки, характеризующего устойчивым базисом эрозии. В зависимости от количества выпавших атмосферных осадков или талой воды масштабы разлива рек разные и вода может занимать лишь часть поймы. Поэтому в пределах поймы может образоваться несколько уровневых поверхностей, разделенных уступами, которые фиксируют границы разливов разной интенсивности (многоводности). В подобном случае в пределах поймы выделяют низкую, среднюю и высокую поймы; а если всего два уровня, то только низкую и высокую. Характерный пойменный профиль присущ в основном для высокой поймы.

Если после выработки поймы значительно понизится базис эрозии, сопровождающийся резким усилением глубинной (а на определенных этапах и боковой) эрозии, то через некоторое время меженное русло может так сильно углубиться (врезаться в дно долины), что вода в период половодий будет проходить только в этом русле и перестанет заливать пойму. Позднее река расширяет долину и формирует новую пойму применительно к новому положению базиса эрозии, а прежняя пойма превращается в надпойменную речную террасу. На подмываемых рекой участках этой террасы можно будет видеть ее строение: слои руслового и пойменного аллювия. Такая терраса называется аллювиальной. Если врез реки был глубоким и распространился не только на древние аллю-

виальные отложения, но и на слагающие дно долины коренные горные породы, то такую террасу называют цокольной. При глубоком врезе русла и интенсивном размыве аллювий может быть смыт. В этом случае в разрезах террасы будут видны только выходы коренных пород и терраса будет называться коренной (или структурной).

Образующиеся таким путем террасы называют цикловыми, так как их появление связано с определенной сменой эрозионных и аккумулятивных процессов в русле и долине реки. Цикл складывается из углубления русла и вреза его в дно долины за счет глубинной эрозии, последующего расширения дна долины и выработки поймы путем боковой эрозии и накопления руслового и пойменного аллювия. Следующий цикл начинается с нового вреза русла и углубления дна долины, обусловленных понижением базиса эрозии. Цикловые террасы широко распространены в долинах современных рек и прослеживаются на очень большом протяжении по склонам речных долин.

Различают две основные причины формирования террас: изменение базиса эрозии и изменение климата. Любой из этих факторов способен вызвать врезание реки и отмирание старой поймы. Базис эрозии изменяется как при эвстатических падениях уровня Мирового океана, так и при локальных тектонических поднятиях или опусканиях. При образовании террас за счет изменения базиса эрозии их высота над покровом воды в реке постепенно увеличивается вниз по течению современной реки, достигая максимума относительной высоты вблизи древней береговой линии, фиксировавшей прежний базис эрозии.

Развитию террас способствовали быстрые изменения климата в плейстоцене — четвертичном ледниковом периоде, который закончился 11 тыс. л. н. (лет назад). Неоднократный рост и разрушение ледниковых покровов вызывали колебания уровня Мирового океана, одинаково повлиявшие на изменения базиса эрозии рек на всех широтах. Одновременно в верховьях многих водосборов изменялась за счет вариаций в поступлении наносов и транспортирующей способности рек флювиальная деятельность. Более мелкие изменения отражали местные климатические условия.

Питание рек. По характеру питания различают реки дождевого, снегового, ледникового, подземного и смешанного питания. От характера питания зависит режим стока — изменение во времени количества стекающей воды. Для равнинных рек европейской части РФ, имеющих

смешанное питание талыми и подземными водами, характерен низкий уровень (межень) в жаркие летние месяцы и зимой, резкое повышение уровня и увеличение расходов весной (половодье) — в период таяния снега и эпизодические повышения уровня и расходов (паводки) во время выпадения обильных дождей. Для горных рек юга России повышение уровня и увеличение расходов за счет снегового и ледникового питания, наблюдается в жаркие летние месяцы, когда интенсивно тают снежники и ледники, а также в периоды сильных (на Кавказе субтропических) дождей. Помимо годового (сезонного) неравенства расходов имеются неравенства многолетние, обусловленные изменениями количества осадков и температур воздуха, скоростью таяния снега и ледников и другими причинами.

Подземные воды служат наиболее постоянным источником питания рек. Они действуют круглый год и обеспечивают питание рек в зимнюю и летнюю межень, когда поверхностный сток отсутствует. При сильно замедленных скоростях движения грунтовых вод по сравнению с поверхностными подземные воды в речном стоке выступают как регулирующий фактор. Количественной мерой питания служит значение подземного стока, который характеризуется так называемым модулем подземного стока

$$M_{\text{подз}} = K M_0 / 100,$$

где $M_{\text{подз}}$ — модуль подземного стока, л/с с 1 км² водосборной площади; M_0 — средний многолетний модуль общего стока, л/с с 1 км² поверхностного водосборного бассейна; K — модульный коэффициент, показывающий процент подземного стока в общем стоке, $K_{\text{min}} = M_{\text{min}} / M_0$, где M_{min} — минимальный модуль стока, л/с с 1 км² поверхностного водосборного бассейна, определяемый по зимнему расходу реки и равный модулю подземного стока, так как реки зимой питаются преимущественно подземными водами.

Модуль подземного стока — надежный показатель для оценки водоносности горных пород, распространённых на площади водосборного бассейна какой-либо реки; он представляет собой то количество подземной воды (в л/с), поступающее в реку с 1 км² того или иного водоносного горизонта, дренируемого рекой.

Величину подземного стока можно определить гидрохимическим методом (по А.Т. Иванову):

$$Q_{\text{подз}} = Q_0 \frac{c - c_2}{c_1 - c_2},$$

где $Q_{\text{подз}}$ — годовой объем подземного стока; Q_0 — годовой объем речного стока; c — концентрация какого-либо компонента (например, хлора) в речной воде в период наблюдений; c_1 и c_2 — концентрации того же компонента в тот же период в подземных и поверхностных водах.

Согласно Б.И. Куделину, для более точного расчета подземного стока малых и средних рек предлагается различать четыре типа питания рек подземными водами:

- 1) грунтовыми водами, гидравлически не связанными с рекой;
- 2) грунтовыми водами, гидравлически связанными с рекой;
- 3) смешанное грунтовое;
- 4) смешанное грунтовое и артезианское.

С учетом этого Б.И. Куделиным были предложены формулы для определения слоя подземного стока $h_{\text{подз}}$ и коэффициента подземного стока $\alpha_{\text{подз}}$. Слой подземного стока выражается в мм/год или в любой другой единице времени с 1 км² площади подземного бассейна:

$$h_{\text{подз}} = 0,001 \frac{Q_{\text{подз}}}{F},$$

где $h_{\text{подз}}$ — слой подземного стока, мм/год; $Q_{\text{подз}}$ — объем подземного стока с площади бассейна, м³/год; F — площадь бассейна, км².

Коэффициент подземного стока $\alpha_{\text{подз}}$ представляет собой отношение подземного стока к осадкам, выпавшим на площадь данного речного водосборного бассейна, и показывает ту часть осадков, которая идет на питание подземных зон:

$$\alpha_{\text{подз}} = \frac{h_{\text{подз}}}{x} \cdot 100,$$

где x — слой осадков, мм/год.

Расчеты подземного стока обычно обобщаются в виде карт подземного питания, коэффициентов и модулей подземного стока, отражающих естественные ресурсы различных видов подземных вод малых и средних речных бассейнов, их отдельных районов и участков.

Инженерно-технические изыскания, связанные с освоением водных ресурсов и возведением инженерных сооружений, сопровождаются многими видами расчетов, в основу которых положены материалы геодезических измерений: топографические планы и карты, профили, координаты и отметки точек. Поэтому геодезические работы — составная часть гидрологических, инженерно-геологических, гидротехнических, водно-транспортных и других видов изысканий.

При гидрологических изысканиях, выполняемых для изучения гидрологического режима реки и переформирования русла, основные назначения геодезических работ — создание высотной основы, нивелирование водомерных постов и рабочих уровней воды. При определении продольных и поперечных уклонов реки проводят нивелирование. Определению скоростей течения воды предшествуют геодезические разбивки, а также закрепление гидростворов и вертикалей на них. В процессе поплавочных наблюдений устанавливают плановое положение поплавков и направление течения струй. Для изучения интенсивности наносов и переформирования русла периодически выполняют промеры глубин по гидростворам и съемки подводного рельефа.

При инженерно-геологических работах, связанных с изучением пород, слагающих пойму и русло, и уточнением состава грунтов, проводят геодезические привязки геологических выработок. Точность привязок зависит от назначения и стадии геологических работ. При мелко- и среднемасштабных геологических съемках привязки преимущественно глазомерные; при крупномасштабных съемках все опорные геологические точки (контакты стратиграфо-литологических разностей, бровки террас, устья шурфов и пр.) определяют инструментально. С помощью геодезических методов делают разбивки и привязки буровых скважин, закладываемых для исследования состава грунтов, слагающих русло реки.

При гидротехнических изысканиях ведущее место отводится геодезическим работам. Топографические плановые и высотные материалы служат основой для компоновки сооружений гидроузла, подсчета площади и емкости водохранилища, установления размеров затоплений и подтоплений. В процессе строительства геодезисты обеспечивают перенесение в натуру проекта основных осей и размеров сооружений, контроль за правильностью строительных работ, устойчивостью сооружений.

Для изучения режимов рек и русловых процессов используют аэрокосмоснимки. Особенно велика их роль при мониторинге наводнений, — наиболее часто повторяющихся стихийных бедствий, охватывающих большие территории в РФ по наносимому ущербу и превосходящих все другие чрезвычайные ситуации. Аэро- и космические снимки позволяют не только получить достаточно полную информацию об условиях руслоформирования на значительных по протяженности участках рек, но и выявить местные особенности русла и поймы, которые обычно

устанавливают более трудоемкими и долговременными наземными исследованиями. По снимкам определяют морфодинамический тип русла, выделяют различные возрастные генерации поймы, стадии и характер ее формирования, изменения относительной высоты. Снимки позволяют по косвенным признакам расшифровать гидрологический режим поймы: наметить места возможного развития противотечений или распластывания паводковой волны; установить этапы затопления поймы; выявить взаимное соотношение пойменного и руслового потоков. На них отчетливо прослеживаются все главные особенности морфологического облика поймы, места формирования перекатов в русле реки и относительно стабильные участки русла.

Одно из свойств космической информации — ее оперативность. Это свойство незаменимо при контроле за половодьями, паводками и особенно катастрофическими наводнениями. Оперативный космический мониторинг наводнений позволяет предотвратить ущерб, бороться с последствиями наводнений.

Дешифрирование на аэрокосмоснимках открытых водоемов и водотоков не вызывает затруднений, так как водная поверхность, как правило, хорошо отличается от окружающих участков суши. На тон аэрофотоизображения воды влияют многие факторы, и он может изменяться от черного до очень светлого. Обычно с увеличением глубины, а также при илистом, глинистом или торфянистом дне тон аэрокосмоизображения озер и рек более темный. Мелкие же реки и озера, особенно с каменистым или песчаным дном, на аэроснимках характеризуются более светлыми тонами. Мутная и вспененная вода также придает более светлый тон аэрокосмоизображениям. Гораздо труднее дешифрировать небольшие водотоки, скрытые под пологом густой древесной или кустарниковой растительности. Хотя большинство из них постоянно-водные и имеют в природе определенные очертания, нанести их на карту удастся только при тщательном анализе аэрокосмоснимков.

На аэрокосмоизображениях озера, пруды и реки, кроме типичного для объектов гидрографии фоторисунка и положения в рельефе, нередко характеризуются несколькими полосами разного тона, почти, параллельными берегу и соответствующими ряду уровней высыхания. Как и другие водотоки и водоемы, пересыхающие реки и озера следует отображать на планах не при их максимальном уровне, а по возможности, при условиях периода наиболее устойчивого низкого уровня воды.

Береговые отмели и мели устанавливают по заметному осветлению здесь участка водной поверхности. По осветлению тона аэрокосмоизображений выделяют и характерные для равнинных рек перекааты — широкие полосы наносов, обычно пересекающие русло под углом к общему направлению реки. При показе их на судоходных реках используют лоцманские карты, на которых даны названия перекаатов и изменения глубин.

Выделение обрывистых берегов при дешифрировании не вызывает затруднений, так как крутые, лишенные растительности обрывы хорошо заметны при просмотре аэрокосмоснимков (освещенные солнцем, как правило, светлые, затененные — довольно темные). От окружающих задернованных склонов они отличаются более резкими очертаниями и крутизной.

Границы и площади разливов крупных рек и озер дешифрируют в основном по косвенным признакам, например, по рекам — в соответствии с внешними контурами поймы с ее протоками, веерами блуждения и гривами. Наиболее простое и точное нанесение границ и площадей разливов обеспечивается постановкой дополнительной маршрутной аэрокосмосъемки в половодье. Рельеф и ситуацию на территории разливов отображают в обычном порядке. Водопады на реках дешифрируют по прямым признакам. Выше водопада тон изображения обычно темный, ниже — почти белый из-за пены. На стереомодели хорошо заметен уступ, пересекающий русло реки.

При пересечении рекой скалистых гряд, сглаженных выходов твердых пород, скоплений валунов или остатков горных обвалов наблюдаются пороги — довольно крутые, но не отвесные участки русла, в пределах которых река течет с большой скоростью. На широких реках пороги распознаются по неровным шлейфам пены и общему осветлению фототона на их площади. Верхняя граница порогов обычно четкая, нижняя — более размытая. Нередко видны и выступающие из воды камни. Возвышающиеся над поверхностью воды скалы, группы надводных камней и отдельные надводные камни обычно хорошо заметны на снимках, видны и полосы пены ниже по течению.

Водная растительность в реках, озерах и водохранилищах непосредственно просматривается на снимках и характеризуется заметным осветлением фототона. Ширину рек, выражающихся в масштабе, как правило, измеряют на аэрокосмоснимках, а глубину и грунт дна рек определяют с помощью натурных наблюдений либо переносят с материалов картографического значения.

Эрозионные формы, созданные непостоянными водотоками, имеют вид узких и глубоких рытвин с крутыми стенками, лишенными или почти лишенными растительности. На аэрокосмоизображениях овраги и промоины распознаются без затруднений, особенно при стереоскопическом просмотре. Хорошо заметна резкость их очертаний, крутизна склонов и различия в фототонах с задернованными склонами. При дешифрировании необходимо по аэрокосмоизображениям точно показать вершины оврагов, так как их форма отражает особенности роста: вершины интенсивно растущих оврагов имеют округлые в плане очертания и крутые, врезанные стенки; у медленно растущих оврагов вершины более узкие и пологие. Узкие эрозионные борозды, «впадающие» в овраги и свидетельствующие о начале размыва, обычно видны на аэрокосмоизображениях, особенно на пашнях. Борозды дешифрируют как можно детальнее при съемках для сельского хозяйства и мелиорации земель. Сухие русла и водоройны (рытвины) на аэрокосмоснимках внешне похожи на рассмотренные ранее промоины, но для первых характерна большая извилистость и нередко — светлый тон сравнительно широких днищ, покрытых песком, галькой и т.п.

3.5. Абразия

Абразия (*abrasio* — соскабливание) — процесс разрушения волнами и прибоем берегов океанов, морей, озер и водохранилищ. Особенно интенсивно абразия развивается у самого берега под действием прибоя (наката). Горные породы берега испытывают удар волны, разрушение под действием ударов камней и песчинок, растворение и другие воздействия. Менее интенсивно протекает подводная абразия, хотя ее воздействие на дно в морях и озерах распространяется до глубины нескольких десятков метров, а в океанах до 100 м и более. Весьма своеобразны абразионные процессы на берегах полярных областей, нередко образованных мерзлыми грунтами, содержащими лед. Под действием волн происходит протаивание мерзлых пород с полным или частичным выносом протавшего материала. Процесс разрушения волнами таких берегов получил название *термоабразии*.

Если волны «глубокого» моря расходуют свою энергию только на преодоление внутреннего трения и взаимодействие с атмосферой, то волны мелководья, не исчерпав всего запаса энергии, используют ее на преобразование рельефа дна — абразию, перенос и отложение осадков (рис. 3.16).

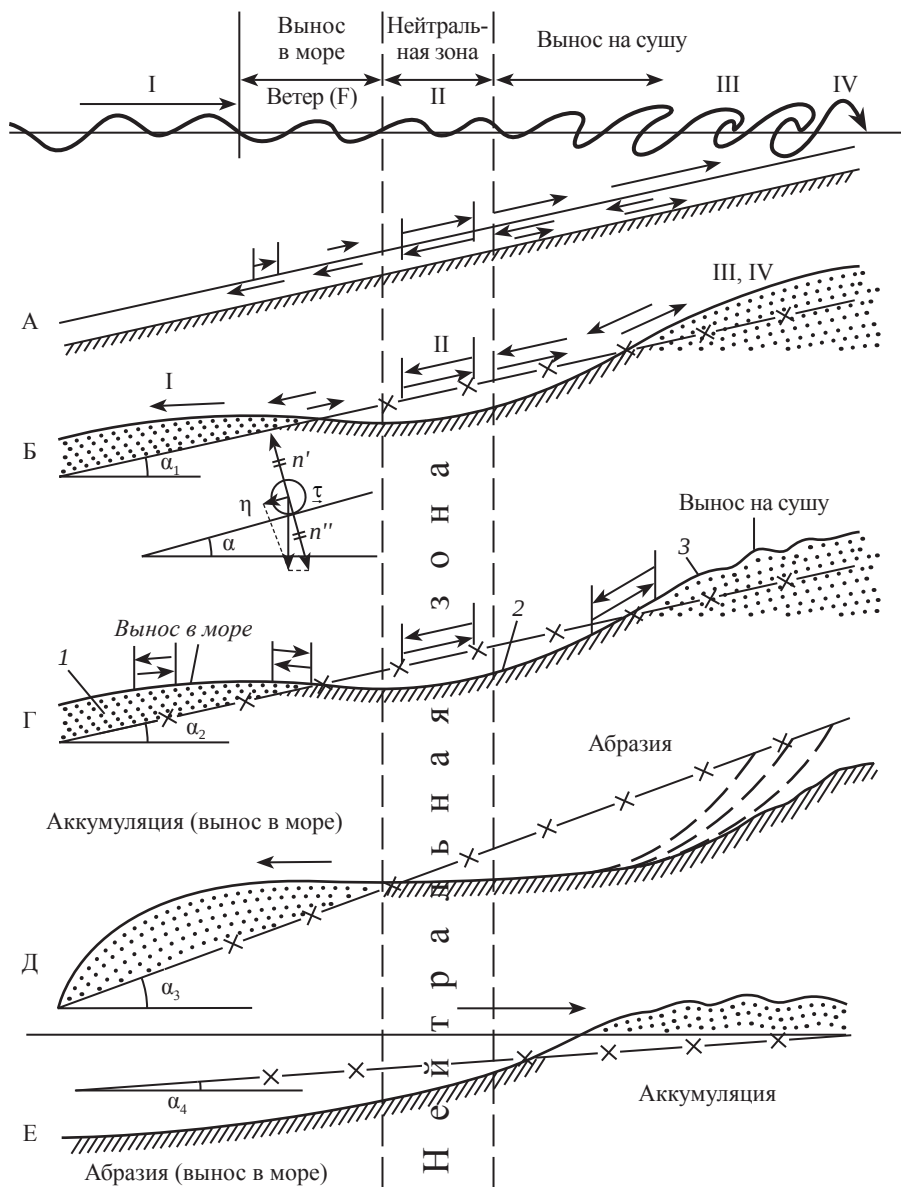


Рис. 3.16. Условия выработки профиля динамического равновесия (по В.П. Зенковичу)

В зоне побережья частица массой P , лежащая на наклонной поверхности ниже зоны волнения, будет оставаться в покое, если влияние силы тяжести η уравнивается силой трения τ , т.е. $\eta \leq \tau$. При незначительном трении ($\tau < \eta$) частица будет скатываться в море, пока угол наклона поверхности α не станет равным углу естественного откоса. Спокойное положение характерно для частиц, лежащих вне зоны влияния волновых движений. В мелководье, при воздействии силы волн F на донные отложения, трение τ будет противодействовать перемещению частиц вверх по склону по направлению к берегу. В зависимости от соотношения $(\eta + \tau)$ и силы F частица будет находиться в подвижном равновесии при $(\eta + \tau) = F$ или начнет перемещаться вверх по склону в направлении к берегу при $(\eta + \tau) < F$.

Соответственно с приведенными соотношениями сил в пределах побережья выделяются следующие зоны: А, Б, Г, I–IV (см. рис. 3.16). В условиях открытого моря и глубин $H > 1/2 L$ развивается зона симметричных волн I и частицы находятся в покое. Выше по склону, в условиях уменьшения глубин ($H < 1/2 L$), возникает зона слабоасимметричных волн, воздействие которых еще меньше влияния силы тяжести, поэтому частицы перемещаются к морю. Уменьшение глубины, возрастание асимметрии и воздействия волн приводят к условиям подвижного равновесия или нейтральной зоны II. Еще выше по склону располагается зона значительно асимметричных волн III и преобладания их воздействия над силой тяжести. С этой зоны начинается перенос частиц к берегу, который завершается их разгрузкой в зоне разрушенных волн IV. Эта идеальная схема А предусматривается для равных уклонов дна, сложенного однородным материалом. В результате воздействия асимметричных волн вниз и вверх от нейтральной зоны на склоне формируются области накопления осадков Б. Условия выработки профиля равновесия подводного склона в реальной обстановке значительно осложняются: уклон дна неравномерен, как и крупность частиц, его слагающих, и, помимо описанного воздействия волн, на перемещение частиц влияет донное противотечение.

При различных уклонах дна процесс абразии и аккумуляции будет варьировать в зависимости от положения нейтральной зоны. Различают побережья средней крутизны Г, крутые Д и пологие Е. В результате длительного воздействия волн в условиях мелководья и поперечного перемещения материала на склонах средней крутизны Г, ниже нейтральной зоны, будет формироваться подводная аккумулятивная тер-

раса Г1, в области абразии и выноса наносов — абразионная площадка Г2 и в пределах участков, пограничных с сушей, — пляж Г3. По мере достижения профиля равновесия перемещение материала будет ослабевать. Для первоначально крутого склона схемы Д, свойственного *приглубым* берегам, профиль равновесия вырабатывается в результате интенсивной абразии верхней части склона и накопления материала в нижней. Это приведет к отодвиганию береговой линии в сторону суши. Наоборот, при пологом дне, характерном для *отмелей* берегов, нейтральная зона располагается ближе к основанию склона, и в его нижней части начинается абразия с переносом материала в сторону пляжа и его расширения (схема Е).

Горные породы, слагающие берега, разрушаются волнами, которые при подходе со стороны открытого моря и ударе о берег развивают давление до 2–3 кгс/см². При помощи волн море как бы стремится срезать все материки и острова до своего уровня. Отсюда и возникло название этого вида деятельности моря — абразия (срезание, сбивание).

На крутых и высоких берегах, у которых глубины нарастают быстро (берег приглубый), действие морского прибоя максимально. Здесь волны всей массой обрушиваются на подножие берега, дробят и размывают слагающие его породы и постепенно в основании берегового обрыва (клифа), если он сложен достаточно стойкими породами, вырабатывается углубление — волноприбойная ниша (рис. 3.17). В породах менее стойких или сильно трещиноватых формы берегового откоса сложнее. Здесь часто образуются гроты, пещеры, глубоко вдающиеся в берег, размытые волнами трещины и другие образования.

По мере продолжающегося подтачивания основания склона вышележащие части берега обрушиваются в море и обломки горных пород становятся теми орудиями, при помощи которых волны начинают еще успешнее разрушать берег. Образующийся при этом более мелкий материал относится сбегавшей разбившейся волной в море, и на подводном склоне берегового откоса он откладывается в виде подводной осыпи. На месте отступающего берега образуется полого наклоненная от берега поверхность, сложенная коренными породами, — абразионная платформа (бенч).

Дальше от берега, на внешнем крае абразионной платформы, интенсивно накапливаются продукты разрушения; образующаяся здесь подводная осыпь постепенно увеличивается и превращается в аккумулятивную



Рис. 3.17. Интенсивная абразия Черноморского побережья Кавказа вблизи г. Пицунда (Абхазия).

Видны волноприбойные ниши в коренном берегу и глыбы обвалившихся с него конгломератов

платформу (террасу), которая вместе с абразионной платформой образует береговую платформу (рис. 3.18).

Глубина над береговой платформой не превышает ту, на которой может еще двигаться вода при волнении, она меньше у берега и постепенно увеличивается в сторону открытого моря. При достаточно широкой береговой платформе волны проходят над ее поверхностью раньше, чем они достигнут подножия берегового обрыва. На этом пути волна постепенно перестраивается: основание ее испытывает трение о поверхность плат-

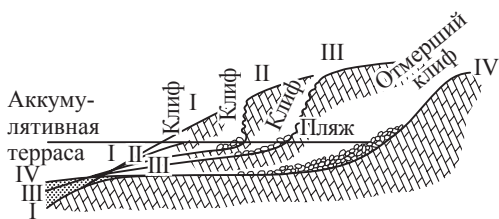


Рис. 3.18. Стадии развития профиля крутого берега (по В. П. Зенковичу)

формы, тормозится, а гребень уходит вперед. В результате волна получает асимметричное строение, сильно наклоняется к берегу и при достаточно широкой береговой платформе может опрокинуться, не достигнув подножия клифа. При опрокидывании волны

удар испытывает уже не сам берег, а поверхность платформы. Берега достигает только разбившаяся волна и то в виде тонкого слоя воды, сильно насыщенной пузырьками воздуха, уменьшающими массу водной массы.

После образования широкой береговой платформы берег отступает еще некоторое время под действием больших волн, возникающих во время сильных штормов. В дальнейшем, если на развитие берега не влияют другие силы, то размыв прекращается и даже начинается накопление выбрасываемого материала. Эту стадию в развитии берега называют стадией равновесия. Равновесие обусловлено тем, что береговая платформа у подножия таких берегов развита настолько широко и имеет такой профиль, что полностью гасит всю силу волн, приходящих со стороны открытого моря. В этом случае материал, покрывающий поверхность береговой платформы, испытывает незначительные смещения вверх и вниз по склону или лежит на месте.

На берегах, достигших состояния равновесия, море набрасывает у подножия клифа мелкий обломочный материал, формируя пляж (рис. 3.19). При образовании пляжа накопление материала происходит путем захвата опрокидывающейся волной частиц, лежащих на береговой платформе. Разбившаяся волна, захватив песок, гальку, раковины, стремительно несет их к берегу. Постепенно скорость движения волны падает, но захваченный материал в силу инерции продолжает двигаться. У границы распространения набегающей волны движение воды и материала прекращается. Сбегающая обратно в море волна в начале отхода движется медленно, часть воды просачивается в наносы и масса сбегающей волны оказывается несколько меньше, чем у набежавшей. Сбегающая в море вода в начале своего движения не может захватить и полностью унести в море наиболее крупные и тяжелые частицы из тех, которые были ею выброшены на берег. За счет постепенного накопления таких частиц может образоваться береговой вал.

Подводные валы (бары) образуются на аккумулятивных берегах там, где встречаются воды разбившейся волны, сбегающей в море, со следующей волной, подходящей к берегу. В месте, где происходит забурунивание или встречаются две волны, откладываются частицы, влекаемые набегающей волной. Бары, достигшие достаточно больших размеров, могут перемещаться к берегу за счет перебрасывания волнами материала с внешних склонов на внутренние (обращенные к берегу) и, выйдя на берег, причленяться к береговому валу. Иногда бары начинают



Рис. 3.19. Абразия берега Оманского залива (г. Корфакан, Объединенные Арабские Эмираты).

В отдельных местах уже сформирован песчаный пляж (светлый фототон), а в других продолжается активная абразия коренного берега, сложенного габбро (темный фототон). На дне залива видны низкие (до 0,5 м) коралловые постройки (темный фототон)

формироваться до образования берегового вала, который в этом случае возникает только за счет выхода этого бара на сушу.

Кроме приглубых берегов различают берега низменные, отмелье, около которых море с самого начала развития береговых процессов имело малые глубины. На таких берегах волны разбиваются вдали от береговой линии, разрушают поверхность дна и, перемещая продукты разрушения ближе к берегу, создают бар. Между баром и сушей создается полоса мелкого моря, которая в том случае, когда гребень бара поднимается над уровнем моря, превращается в лагуну. Береговая платформа на таких берегах имеет нормальный профиль за пределами лагуны и бара. Таким образом, накопление материала, отложенного морем, происходит при образовании подводной осыпи (аккумулятивной платформы), берегового вала и бара. Материал, отложенный морем у берегов, достигших состояния равновесия, может покрывать слоем большей или меньшей толщины абразионную платформу.

Кроме этих отложений и образующихся из них форм рельефа (бере-

гового вала и бара), способных возникнуть при перпендикулярном подходе волн к берегу, возникают другие формы рельефа. Так косой подход волн к берегу сопровождается появлением береговых течений и общим перемещением наносов вдоль берега. Это объясняется тем, что волны, подходящие к берегу под некоторыми углами, захватывают частицы прибрежных отложений и пере-

мещают их в косом направлении по береговой платформе. Разбившаяся волна стекает в море по линии наибольших уклонов, т.е. перпендикулярно к береговой линии, и увлекает за собой перемещаемые частицы. Путь частиц получает вид ломаных линий (рис. 3.20), а сумма движений выражается перемещением частиц вдоль берега. Это перемещение называют береговым потоком наносов. В случае перемещения наносов вдоль берегов с извилистой или ломаной береговой линией возникают различные аккумулятивные формы: наволоки, косы, стрелки и др.

Дно морей и прилежащих к материкам частей океанов покрыто терригенными осадками (образовавшимися за счет разрушения суши), которые покрывают береговую отмель, материковый склон и местами плащами спускаются к его подножию. Только в сравнительно узкой зоне, вдоль побережий, терригенные осадки представлены грубым обломочным материалом (галечники, пески); дальше от берегов этот материал становится мельче и уже с глубин 25–150 м (зависит от силы волнения, течений и т.п.) преобладают илистые осадки (кроме мест распространения айсберговых осадков, среди которых могут встречаться и валуны). Эти илы имеют разный состав и окраску, обусловленные особенностями поступления материала с суши и условиями отложения в море. Широко распространены синие илы, лежащие на континентальном склоне и прилежащей части дна океана; синий цвет указывает на недостаток кислорода в придонных слоях воды. Красный ил отлагается там, где в океан приносятся ярко окрашенный (красноцветный) ил и глина, образующиеся при химическом выветривании на материках в условиях

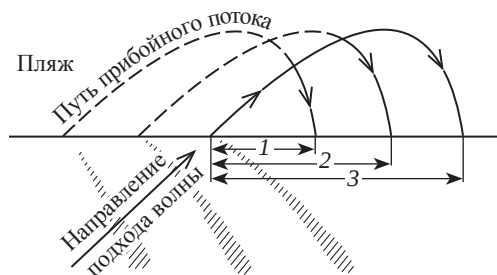


Рис. 3.20. Величина продольного берегового перемещения наносов:

1 — валунов; 2 — гальки; 3 — песка (по В.П. Зенковичу)

влажного тропического и субтропического климата. Зеленые илы и пески окрашены глауконитом — минералом, образующимся в море в местах встречи холодных и теплых течений; особенно благоприятны холодные течения, вода которых содержит много кислорода. Огромные пространства дна Мирового океана покрыты илами органогенного происхождения.

Береговые процессы проходят полный цикл развития и завершаются выработкой устойчивой береговой платформы только при устойчивом положении уровня моря или озера. Если данный участок земной коры погружается, то разрушение берегов будет происходить и при широкой береговой платформе, так как глубоко ушедшая вниз ее поверхность не будет оказывать тормозящего влияния на приходящие с моря волны. При поднятии земной коры или опускании уровня моря (озера) береговая платформа частично или полностью может оказаться выше уровня воды и превратиться в морскую (или озерную) террасу.

Для инженерной защиты берегов морей, озер и водохранилищ от разрушительного действия волн строят различные сооружения: волнозащитные (подпорные береговые стенки, волноломы, различные покрытия откосов — бетон, сетка и т.п.); волногасящие (проницаемые сооружения с волногасящими камерами, наброска из камня, бетонные монолиты — кубы и ежи, искусственные свободные пляжи на пологих склонах — менее 10° и т.п.); пляжеудерживающие (подводные бетонные блоки и камни, молы-насыпи, полузапруды-буны и т.п.); регулирующие (управление стоком рек, перебазирование запасов, наносов и т.п.); склоноукрепляющие (на водохранилищах и реках искусственное закрепление грунта откосов).

При проектировании берегозащитных сооружений на размываемых грунтовых основаниях глубина заложения фундаментов должна быть ниже возможного размыва грунта с учетом воздействия проектируемого сооружения. При этом следует учитывать толщину активного слоя наносов, которая определяется по данным натурных наблюдений. Применение берегозащитных сооружений всех типов должно сопровождаться мероприятиями, предупреждающими размывы на участках, смежных с укрепляемым, или восполняющими дефицит пляжевого материала на этих участках.

Вмешательство в природные системы всегда чревато развитием негативных процессов, последствия которых могут быть катастрофическими. Это касается и вмешательства в естественное развитие абразионных про-

цессов. Наглядный пример этому — развитие событий при обустройстве мыса Пицунда (Абхазия). Мыс Пицунда по своим природным и рекреационным богатствам — уникальное место Черноморского побережья и даже мира. Значительная часть Пицундского мыса — заповедник, в пределах которого сохраняется единственная в мире роща реликтовой длиннохвойной пицундской сосны. Обломочный материал, формирующий знаменитые пицундские пляжи, поставляет р. Бзыбь, твердый сток которой составляет от 595 до 942 тыс. т в год. Образование мыса произошло под напором мощных волнений от ветров западных румбов. Ветровое волнение, связанное с ними, поставляет на мыс от устья р. Бзыбь гравий, гальку и песок. Скорость миграции обломочного материала р. Бзыбь достигает 100–120 м/ч. Миграция происходит вдоль пляжа мыса, в основном в его урезной части, и захватывает незначительные глубины.

На пицундском пляже выделяют тыловую и фронтальную зоны (морфологические элементы) (В.П. Глумов).

Тыловая зона — развита только на юго-западе и юго-востоке мыса. На юго-западе при ширине 30–40 м она полого наклонена под углами 1–5° в сторону моря. На юго-востоке эта зона пляжа прослеживается узкой полосой (не шире 10 м), которая постепенно сужается в направлении мыса. Поверхность ее ровная, с уклоном 1–2° в сторону моря. На вершинной (центральной) части мыса этой зоны нет.

Фронтальная зона располагается между тыловой частью пляжа и урезом воды и оконтуривает мыс на всем его протяжении. На юго-западном (вблизи устья р. Бзыбь) ее ширина составляет 25–30 м, на юго-восточном — 25–30 м. На фронтальной зоне пляжа отмечаются три прибойных вала на высотах 0,5–1, 1–1,5 и 1,5–2,5 м над уровнем Черного моря.

В 1961 г. в юго-восточной и южной частях мыса началось сооружение курортного комплекса многоэтажных зданий, которое было завершено к 1968 г. Все здания расположены на береговом валу, а некоторые захватили фронтальную часть пляжа. Вдоль всего побережья пансионата для защиты от волн была сооружена бетонная набережная, стенка которой вертикально спускается к пляжу.

В январе–феврале 1969 г. на мыс Пицунда обрушилась серия штормов юго-восточного направления. Волнение достигало 7–9 баллов при высоте волн 4–5 м и более. С большой скоростью и все сокрушающей силой волны накатывались на пляж, достигали вертикально поставленной на их пути стены, делали огромный всплеск, создавая колоссальной

силы динамическую нагрузку на нее и подстилающую поверхность, и, откатываясь назад, уносили с собой безвозвратно массу гальки и гравия. В результате частично или полностью было разрушено 450 м набережной, значительные повреждения получил ряд корпусов, а самое главное — на значительном протяжении (практически на всей территории пансионата) ширина пляжа уменьшилась с 60–100 до 25–60 м. Море уничтожило на некоторых участках до 40–50 м пляжа.

Для защиты корпусов пансионата срочно начали сооружать нагромождение из хаотически набросанных бетонных монолитов — кубов и ежей. Но в 1972 г. в феврале повторилась та же самая история: сильнейшие штормы юго-восточного направления вызвали новые разрушения тех же корпусов, а пляж между урезом воды и выложенным из монолитов волноотбойным валом исчез. Море вплотную подошло к монолитам.

Могут ли построенные волноотбойные стенки быть причиной размыва? Практика берегоукрепления на Кавказском побережье Черного моря показала, что вдольбереговые стенки сами по себе не могут защищать пляж; если не приняты дополнительные меры, то они способствуют размыву пляжа. Однако, если ширина пляжа перед стенкой составляет $2 \div 3\sigma$ (σ — среднеквадратическое отклонение флюктуации ширины пляжа) плюс некоторая «средняя ширина» для зоны заплеска, то береговые стенки эффективно уменьшают величину наката волн. По-видимому, разумно построенные стенки не могут ухудшить состояние пляжевой полосы.

Статистическая обработка систематизированных наблюдений над флюктуациями урезовой полосы мыса Пицунда показывает, что стандарт флюктуации ширины пляжа равняется 5–12 и даже 15 м. Средняя статистическая ширина пляжа изменяется от 28 до 40 м. Сравнивая стандарт пульсации со средними значениями ширины пляжа, очевидно, что часть корпусов пансионата находится в зоне активных флюктуаций и средняя ширина пляжа легко перекрывается флюктуациями даже 2σ , не говоря уже о весьма редких выбросах, помещающихся в интервале $2 \div 3\sigma$.

Необходимо подчеркнуть, что размывы в 1969 и 1971 гг. были обусловлены сильнейшими штормами юго-восточного направления. Сильнейшие волнения этого направления — наиболее неблагоприятны для Пицундского побережья, так как перемещают пляжеформирующие наносы в направлении северо-запада. При этом потенциальный источник восполнения пляжевого материала мыса Пицунда — вдольбереговой поток наносов, создаваемый за счет выносов р. Бзыбь и переносимый

с северо-запада на юго-восток оказывается повернутым вспять, что приводит к резкому дефициту пляжеформирующих наносов в пределах северо-западной части Пицундской бухты. На место смываемых волнами юго-восточного направления пляжеформирующих наносов с вершины бухты практически ничего не поступает, а смытый материал уносится в северо-западном направлении и, огибая вершины мыса, в основном поступает на большие глубины. В результате происходит резкое сокращения пляжа в северо-западной части бухты, где и расположены корпуса курорта. При недостаточной ширине пляжа и наличии стенки этот процесс особенно интенсивен.

Для исправления создавшейся ситуации выполнены широкомаштабные работы по восстановлению естественного профиля пицундского пляжа и искусственной подсыпке пляжа на такое расстояние, чтобы полная ширина на пляже стала около $2\div 3\sigma$ плюс ширина зоны заплеска (как минимум 20 м).

3.6. Динамика подземных вод

Подземные воды — воды, находящиеся в толщах горных пород верхней части земной коры в жидком, твердом и газообразном состоянии. По форме нахождения выделяют семь видов подземной воды: парообразная, гигроскопическая, пленочная, капиллярная, гравитационная, в виде льда, кристаллизационная (рис. 3.21). Рассмотрим их.

1. Вода в форме пара (парообразная) содержится в воздухе, который занимает свободные от жидкой воды поры и трещины в горных породах. Она находится в динамическом равновесии с другими видами воды и с парами воды в атмосфере и характеризуется большой подвижностью. Последнее связано с неодинаковой упругостью паров в различных слоях пород и в атмосфере.

2. Гигроскопическая вода образуется путем адсорбции (от лат. *adsorption* — поглощение) молекул парообразной воды на поверхности минеральных частиц горных пород. Прочносвязанная вода больше всего свойственна тонкодисперсным породам — суглинкам и глинам. Она облекает частицы породы одномолекулярной тонкой пленкой, которая прочно удерживается молекулярными и электростатическими силами.

3. Пленочная вода располагается на поверхности частиц породы поверх прочносвязанной. Она образует более толстую пленку из нескольких слоев молекул и удерживается молекулярными силами. Чем толще пленка, тем

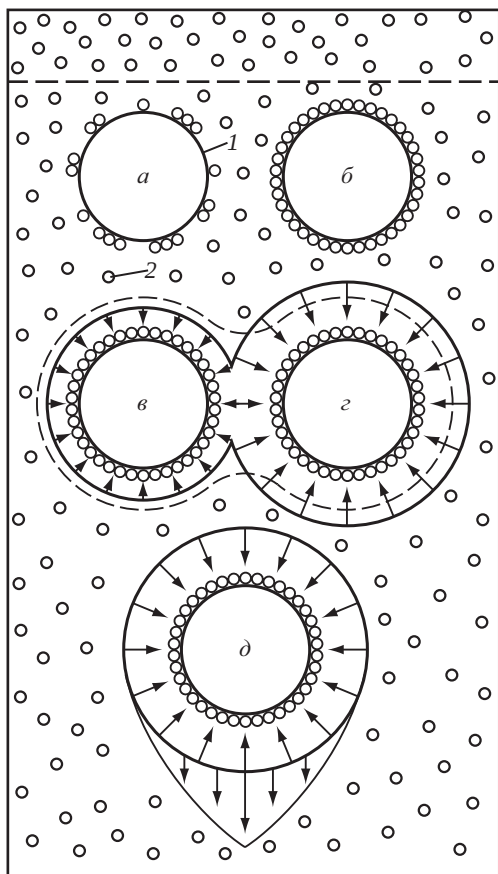


Рис. 3.21. Схема различных форм связи молекул воды с частицами породы:

1 — частицы породы; 2 — молекула воды в виде пара; а — прочносвязанная вода при неполном насыщении; б — то же, при полном насыщении; в и г — рыхлосвязанная (пленочная) вода движется от частицы г к частице в, окруженной более тонкой пленкой (пунктиром обозначена выровненная толщина пленок); д — гравитационная вода, образующая каплю, стекающую вниз под влиянием силы тяжести

меньше молекулярные связи в ее краевой части. Поэтому внешние слои рыхлосвязанной воды уже доступны для питания растений. Если толщина пленок у соседних частиц различна, то вода медленно перемещается от частиц с большей толщиной пленки к частицам с менее тонкой пленкой до их выравнивания.

4. Капиллярная вода заполняет частично или полностью капиллярные (от лат. *capillus* — волосной) трубки, узкие поры и трещинки горных пород и почв и удерживается в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Влажность отложений, у которых все капилляры заполнены водой, называют капиллярной влагоемкостью. Различают два основных вида капиллярных вод:

а) *капиллярно-подвешенная вода*, не связанная с уровнем подземных вод. Обычно она образуется в верхней части почв и песчано-суглинистых грунтов зоны аэрации за счет инфильтрации атмосферных осадков. Подвешенная

вода способна к восходящему передвижению в жидкой форме при испарении;

б) *капиллярно-подтянутая вода* располагается непосредственно над уровнем грунтовых вод, от которого она поднимается снизу вверх,

образуя капиллярную кайму. Высота капиллярного поднятия зависит от состава горных пород и изменяется от первых сантиметров в крупнозернистых отложениях до 2–3 м и более в суглинках. Капиллярно-подтянутая вода гидравлически связана с грунтовыми водами. Поэтому при сезонном и многолетнем колебаниях уровня грунтовых вод изменяется и верхняя поверхность капиллярной каймы.

5. Гравитационная вода (капельно-жидкая) способна свободно перемещаться по порам, трещинам и другим пустотам в горных породах под влиянием силы тяжести или гидродинамического напора. Она может быть подразделена на воду, заполняющую полностью все поры, трещины и другие пустоты в водопроницаемых горных породах (коллекторах) и образующую горизонты подземных вод, и воду, просачивающуюся сверху вниз в зоне аэрации (от греч. *αἴρα* — воздух), т.е. в зоне, расположенной выше уровня подземных вод.

6. Вода в твердом состоянии в виде кристалликов, прослоек и линз льда может образоваться при сезонном промерзании водонасыщенных горных пород, но особенно развита в областях распространения многолетнемерзлых горных пород.

7. Кристаллизационная (химически связанная) вода входит в состав ряда минералов и участвует в формировании их кристаллической решетки. В качестве примера можно привести гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (содержит 20,9% воды по массе), мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (55,9%). Удаление этой воды возможно при нагревании до 100 °С и выше.

По происхождению выделяют инфильтрационные, конденсационные, седиментогенные, возрожденные и ювенильные подземные воды.

1. Инфильтрационные воды образуются в результате просачивания (инфильтрации) в водопроницаемые горные породы атмосферных осадков. Доказывают такое происхождение подземных вод повышение уровня воды в колодцах при большом количестве атмосферных осадков или таянии мощного снежного покрова и понижение уровня в засушливые годы. Таким образом, инфильтрация — основной источник пополнения подземных вод. В отдельных случаях поступление воды в водоносные горизонты происходит из рек, озер и морей. В то же время подземные воды питают и поверхностные водоемы. В этом проявляются единство и взаимодействие всех типов природных вод.

2. Конденсационные подземные воды. В некоторых климатических зонах, например в пустынях, где атмосферных осадков выпадает мало, а

испаряемость очень велика, в формировании подземных вод определенную роль играет конденсация водяных паров воздуха в порах и трещинах горных пород. Этот процесс объясняется разностью упругости водяных паров атмосферного и почвенного воздуха. Если упругость водяного пара в свободном воздухе больше, чем в воздухе, заполняющем поры почв и горных пород, то он будет перемещаться из воздуха в почву. Попадая в область более низких температур, в почве и горных породах водяной пар начинает конденсироваться и переходить в жидкое состояние. Такой же процесс конденсации может происходить внутри горной породы, если в ее отдельных частях упругость водяного пара различна. В результате конденсации в пустынях образуются линзы пресных вод над солеными грунтовыми водами.

3. Седиментогенные подземные воды (от лат. *sedimentum* — осадок). Это — воды морского происхождения. Они образовались одновременно с накоплением морских осадков и дальнейшим их погружением в глубь земной коры. Воды морского генезиса претерпевают большие изменения при значительном тектоническом погружении и захоронении их мощными слоями более молодых отложений. Они попадают в условия повышенных давлений и температуры. Глубинные высокоминерализованные (соленые и рассолы) подземные воды представляют собой морские воды, сильно измененные при повышенных температурах и давлении и весьма затрудненном водообмене. Нередко седиментогенные воды называют погребенными или реликтовыми.

4. Возрожденные, или дегидратационные, воды образуются в результате выделения их из минеральных масс, содержащих кристаллизационную воду. Такой процесс перехода из связанного состояния в свободное (при дегидратации гипса и его переходе в ангидрит и др.) возможен при повышенных температурах и давлениях.

5. Ювенильные подземные воды (лат. *iuvēnes* — юный), или магматогенные. Многие источники подземных вод в областях современной или недавней вулканической деятельности характеризуются повышенной температурой и содержат в растворенном состоянии необычные для поверхностных условий соединения и газовые компоненты. Для объяснения происхождения таких вод австрийский геолог Э. Зюсс в 1902 г. выдвинул ювенильную теорию. По его представлениям, эти воды могли образоваться из паров, выделяющихся из магмы при ее остывании. Поднимаясь по глубоким тектоническим трещинам и разломам, водяные пары

падают в области с более низкими температурами. В этих условиях они конденсируются и переходят в капельно-жидкое состояние, создавая особый генетический тип подземных вод. Возможность образования некоторого количества воды магматогенным путем признается большинством исследователей. Вместе с тем отмечается, что выделившиеся из магмы на глубине пары воды и другие газообразные компоненты, проникая в верх земной коры, смешиваются с обычными подземными водами инфильтрационного происхождения и поступают на поверхность в смешанном виде.

По условиям залегания и гидравлическим признакам подземные воды подразделяются на: безнапорные (со свободной поверхностью) и напорные, или артезианские. Безнапорные воды подразделяются на три типа: верховодка, грунтовые и межпластовые.

Верховодка образуется в пределах зоны аэрации на сравнительно небольшой глубине от поверхности Земли в результате инфильтрации атмосферных осадков. По существу это — временное скопление воды на поверхности отдельных линз водонепроницаемых пород среди водопроницаемых. Это могут быть линзы моренных суглинков среди песчаных водно-ледниковых отложений или глин среди речных водопроницаемых песчаных образований и др. Такие скопления воды распространены, как правило, ограниченно. Мощность водонасыщенных слоев верховодки изменяется от 0,5 до 2–3 м, редко больше. Это зависит от размера водоупорных линз и количества атмосферных осадков. Наибольшие мощность и водообильность наблюдаются весной, в период интенсивного снеготаяния, и осенью, когда выпадает много осадков. К концу лета и в засушливые годы мощность верховодки уменьшается, а иногда она совсем иссякает. В степных южных районах, где постоянные горизонты подземных вод залегают глубоко, верховодка используется в сельских местностях для питьевого водоснабжения и полива огородов.

Грунтовые воды имеют широкое распространение. Они приурочены к первому от поверхности водопроницаемому слою, расположенному на первом от поверхности протяженном водоупоре. Область питания их совпадает с областью выхода на поверхность водопроницаемых пород. Они могут накапливаться как в рыхлых пористых породах, так и в трещиноватых и закарстованных горных породах. В грунтовых водах следует различать верхнюю поверхность (уровень), или зеркало, грунтовых вод и водоупорное ложе (рис. 3.22). Порода, насыщенная водой, называется

водоносным горизонтом, или слоем. Мощность водоносного горизонта определяется расстоянием от зеркала (уровня) грунтовых вод до водоупорного ложа. Она изменяется: 1) по мере движения воды к областям разгрузки; 2) в зависимости от неровностей рельефа водоупорного ложа; 3) вследствие неодинаковой интенсивности питания атмосферными осадками в различные годы.

Грунтовые воды по гидравлическим особенностям безнапорные со свободной поверхностью. Выше уровня грунтовых вод располагается капиллярная кайма (зона капиллярного поднятия). Зеркало грунтовых вод повторяет в несколько сглаженном виде рельеф поверхности слоев водоупорных осадочных горных пород и имеет четко выраженный наклон в сторону пониженных мест. Это объясняется тем, что подземные воды находятся в непрерывном движении. Подчиняясь силе тяжести, они движутся в виде грунтового водного потока в направлении оврагов, рек, озер, морей и других понижений рельефа, где происходит их разгрузка в виде источников. Такие области называются областями разгрузки, или дренирования (франц. *drainage* — сток). Грунтовые воды движутся по порам и нешироким трещинам в виде отдельных струек, более или менее параллельных друг другу. Это ламинарный тип движения воды. Скорость движения подземных вод зависит от водопроницаемости горных пород

и их уклона. Под уклоном понимается отношение h/l , где h — превышение уровня воды в одной точке над уровнем воды в другой; l — расстояние между этими точками. Уклон зеркала грунтовых вод называют также напорным градиентом и обозначают буквой I . Скорость движения воды в песчаных породах от 0,5 до 1–2 м/сут. Наибольшая скорость движения подземных вод наблюдается в галечниках и особенно (до 10, реже 30 м/сут) в сильно закарстованных породах, где иногда движение

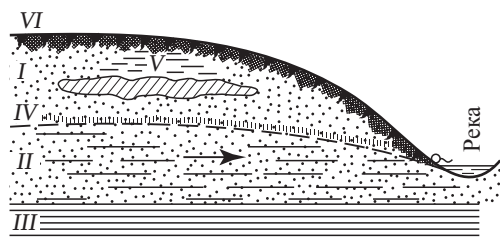


Рис. 3.22. Схема залегания грунтовой воды и соотношение ее с верховодкой:

I — зона аэрации; *II* — зона насыщения водой (грунтовая вода); *III* — водоупорное ложе; *IV* — зона капиллярного поднятия; *V* — верховодка; *VI* — почвенные воды;

— песок; — водонасыщенный песок; — глина; — тяжелый суглинок; — нисходящий источник; — направленное движение грунтовых пород; — — — зеркало, или уровень, грунтовых вод

переходит в турбулентное.

Уровень, количество и качество грунтовых вод со временем меняются в зависимости от климатических условий и особенно количества атмосферных осадков. В многоводные годы, когда выпадает много атмосферных осадков, уровень грунтовых вод повышается, а в маловодные — понижается. При таких колебаниях некоторые слои пород периодически то заполняются водой, то осушаются.

На пространстве от поверхности Земли до водоупорного ложа выделяются три зоны: 1) аэрации; 2) периодического насыщения водой; располагается между минимальным и максимальным уровнями подземных вод (периодическое наполнение и осушение); 3) постоянного насыщения между минимальным уровнем грунтовых вод и водоупорным ложем (рис. 3.23). Вместе с изменением уровня грунтовых вод изменяются дебит (от франц. *débit* — расход) водных источников и в какой-то степени химический состав воды.

В природных условиях наблюдается гидравлическая связь грунтовых вод с реками и другими водоемами, что также играет определенную роль в их режиме. В районах с влажным и умеренным климатом реки, как правило, дренируют подземные воды и уровень последних имеет наклон к реке. Только в паводковый период в прибрежной полосе возникает обратный уклон от реки. После спада паводка уровень грунтовых

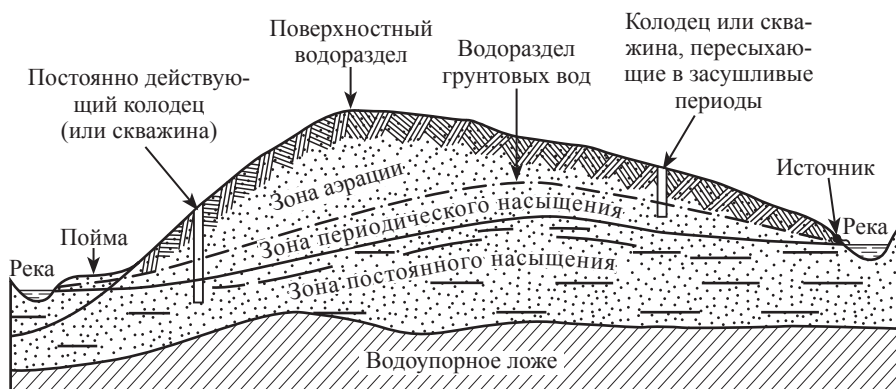


Рис. 3.23. Схема залегания и движения грунтовых вод в междуречном массиве (А.Ф. Якушова, В.Е. Хаин, В.И. Славин, 1988):

— песок;
 — суглинок;
 — минимальный уровень грунтовых вод;
 — максимальный уровень грунтовых вод

вод, стремясь к равновесию, постепенно снижается и приобретает свой обычный уклон к реке.

В каждом случае важно знать высотное положение уровня грунтовых вод и его изменение во времени и по площади. Для этой цели на основании систематических замеров уровня грунтовых вод в колодцах и буровых скважинах строят специальные карты гидроизогипс (от греч. ίσο — равный, ύψος — высота), на которых указываются линии равной высоты грунтовых вод по площади. Знание режима грунтовых вод и его изменений во времени имеет огромное значение при решении важнейших народнохозяйственных задач (водоснабжение, мелиорация земель, строительство крупных гидротехнических сооружений и др.). Во всех случаях необходим точный прогноз возможных изменений режима подземных вод и их последствий (рис. 3.24). Имеется сеть режимных гидрогеологических станций, на которых ведутся многолетние стационарные наблюдения за изменением уровня грунтовых вод, их температурой, химическим составом, дебитом источников, количеством выпадающих атмосферных осадков, изменением температуры воздуха и уровня воды в поверхностных водоемах и реках, с которыми связаны грунтовые воды.

Межпластовые безнапорные воды отличаются от грунтовых тем, что находятся между двумя водоупорными слоями. Обычно такие воды развиты в условиях расчлененного рельефа и залегают выше базиса местной гидрографической сети. Они не заполняют всю полость водоносного слоя

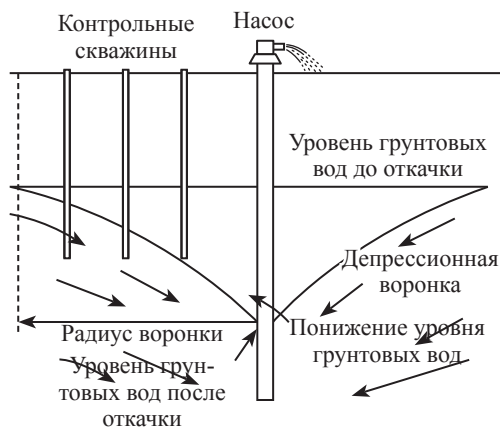


Рис. 3.24. Изменение уровня грунтовых вод при откачке из скважины

и выходят в виде источников в береговых склонах оврагов и рек. В целом межпластовые воды относятся к проточным и по условиям передвижения аналогичны нисходящим грунтовым водам (рис. 3.25).

К напорным, или артезианским, относятся подземные воды водоносных горизонтов, находящиеся между двумя водоупорами и располагающиеся на больших пространствах и глубинах вне сферы воздействия

местных дрен (рек, оврагов и других понижений). Артезианские воды получили название от провинции Артуа (в древности Артезия) во Франции, где впервые в Европе с помощью трубчатых колодцев стали использовать самоизливающиеся напорные подземные воды.

Наиболее благоприятные условия для формирования напорных вод создаются в пределах различных тектонических прогибов земной коры, а также при моноклином (от греч. *μία* — один, *κλίση* — склоняю) залегании горных пород. В первом случае слои изогнуты в виде корыта или чаши, образуя артезианские бассейны, во втором они наклонены в одну сторону и нередко водопроницаемые слои сменяются по падению водонепроницаемыми (рис. 3.26). В артезианских бассейнах выделяют три области: питания, разгрузки, напора.

Область питания напорных вод — это площадь выхода на дневную поверхность водоносного слоя, располагающегося на наивысших гипсометрических отметках. Атмосферные осадки, поступая на такой площади в

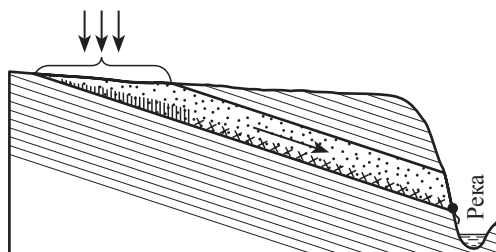


Рис. 3.25. Схема залегания межпластовых безнапорных вод:

— водонепроницаемые породы; — водопроницаемые породы; — грунтовые воды; — межпластовые воды; — область питания; — нисходящий источник

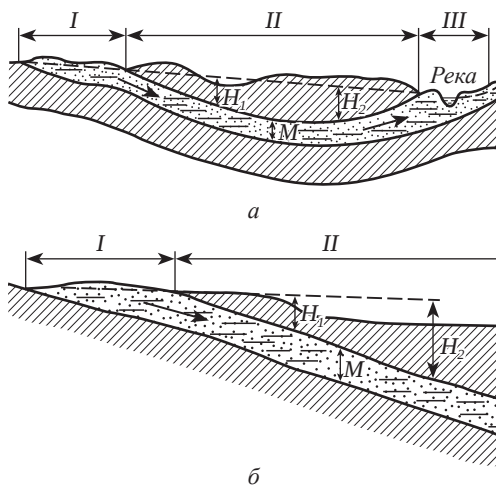


Рис. 3.26. Разрез артезианского бассейна при мульдообразном (а) и моноклином (б) залегании пород (А.Ф. Якушова, В.Е. Хаин, В.И. Славин, 1988):

I — область питания; II — область напора; III — область разгрузки (дренирования); H_1 и H_2 — напор; M — мощность артезианского пласта;

— водоносные породы; — водонепроницаемые породы; — — — — — пьезометрический уровень (стрелками показано направление движения артезианских вод)

водопроницаемые слои, движутся по уклону подстилающего водоупора к центральным частям бассейнов, где заполняют весь водоносный слой и приобретают гидростатический напор.

Областью разгрузки, или дренирования, называют участки выходов напорных подземных вод на поверхность, отличающиеся более низким гипсометрическим положением по сравнению с областью питания.

Область напора — это основная площадь распространения артезианских вод, расположенная между областями питания и разгрузки. Величина напора и высота уровня подземных вод зависят от высотного положения областей питания и разгрузки. Если на разрезе соединить прямой линией уровни стояния воды в областях питания и разгрузки, то эта линия примерно покажет, до какой высоты поднимается напорная вода при вскрытии ее колодцами или буровыми скважинами в том или ином месте, т.е. покажет напорный уровень данного водоносного горизонта. Уровень напорных вод называют пьезометрическим уровнем (от греч. *πίεσις* — давлению) и выражают в абсолютных отметках (по отношению к уровню моря). Для представления об изменении пьезометрического уровня по площади строятся специальные карты гидроизопьез (изопьез) — линий, соединяющих точки с одинаковыми абсолютными отметками пьезометрического уровня, установленного по ряду скважин. Там, где пьезометрический уровень расположен выше поверхности Земли, напорные воды самоизливаются или фонтанируют из буровых скважин. Величину напора (расстояние по вертикали от водоупорной кровли водоносного горизонта до пьезометрического уровня) обозначают в метрах.

При моноклинальном (наклон в одну сторону) залегании пород вода, поступающая в области питания, перемещается по падению слоя и также приобретает гидростатический напор. Это наблюдается преимущественно при смене водопроницаемых пород водонепроницаемыми вниз по падению. Последнее может быть связано или с первичным накоплением разных по составу осадков, или с разрывными нарушениями и перемещениями по ним различных по водопроницаемости пород (рис. 3.27).

Площадь распространения напорных водоносных горизонтов, приуроченных к определенным геологическим структурам (впадинам, прогибам) называется артезианским бассейном. Размеры артезианских бассейнов — от сотни до первых сотен тысяч квадратных километров. Так, Московский артезианский бассейн имеет площадь более 700 тыс. км². Относительно малые артезианские бассейны, связанные с моноклинально

залегаящими водоносными породами, называют артезианскими склонами. Особенно крупные размеры имеют артезианские бассейны равнинных областей. Крупнейший в мире Западно-Сибирский артезианский бассейн занимает площадь до 3 млн км².

Наиболее изучен Московский артезианский бассейн, имеющий большое значение в водоснабжении городов и промышленных предприятий Центральной части ев-

ропейской территории РФ. В структурном отношении этот бассейн представляет собой крупную впадину (Московская синеклиза), выполненную осадочными отложениями каменноугольной, девонской и более древних систем. Здесь к трещиноватым и местами закарстованным каменноугольным известнякам и доломитам приурочено несколько водоносных горизонтов, разделенных непроницаемыми глинистыми отложениями. Напорные воды этих горизонтов отличаются хорошим качеством, относительно слабо минерализованы. Области питания их располагаются на периферии артезианского бассейна, где водопроницаемые отложения выходят на поверхность. В девонских отложениях также наблюдаются напорные водоносные горизонты. К верхнедевонским отложениям, залегающим на глубине от 360 до 600 м, приурочена московская минеральная вода (с минерализацией от 2,4 до 4,5 г/л), используемая в бальнеологических целях. В более глубоких водоносных горизонтах напорные воды отличаются высокими минерализацией (засолены) и температурой.

Естественные выходы подземных вод на поверхность называют источниками (ключ, родник). Чаще всего они приурочены к долинам рек, оврагов, прорезающих водоносные горизонты, и к берегам озер и морей. Выделяют два главных типа источников: нисходящие и восходящие.

Нисходящие источники создаются подземными водами со свободной поверхностью — верховодкой, грунтовыми и безнапорными межпла-

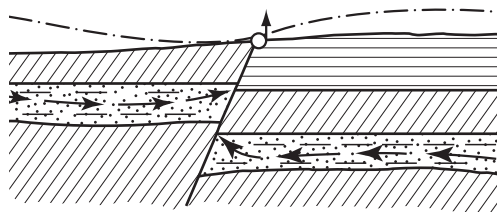


Рис. 3.27. Пример экранирования напорного водоносного горизонта при сбросе:

— водоносные породы;
 — водоупорные породы;
 — относительно водоупорные породы;
 — пьезометрический уровень;
 — направление движения артезианских вод;
 — восходящий источник

стовыми водами. Происходит относительно спокойное истечение вод в областях разгрузки. В большинстве случаев эти источники располагаются в основании склонов речных долин и оврагов. Они могут быть изолированы друг от друга (локализованные выходы) или представлять собой протяженную линию выходов вод. Последнее часто наблюдается там, где водоупорные слои, подстилающие водоносные горизонты, залегают выше уровня воды в реке или озере.

Дебит нисходящих источников не постоянен и существенно изменяется во времени. Особенно велики колебания у нисходящих источников верховодки. Большинство их иссякает в сухое время года. Водообильность источников связана с условиями питания и со степенью водопроницаемости пород. Наиболее водообильны источники водоносных горизонтов, приуроченных к крупнозернистым гравийно-галечным пескам, галечникам и трещиноватым сильно закарстованным известнякам. Карстовые источники, вытекающие из пещер и других карстовых каналов, иногда настолько мощны, что дают начало ручьям и даже рекам (Крым, Кавказ, Ленинградская обл. и др.).

Восходящие источники представляют собой естественные выходы напорных (артезианских) подземных вод в областях их разгрузки (дренирования). На месте выхода вода бьет вверх в виде струи (ключа), т.е. небольшого фонтанчика. Источники поднимаются по трещинам и разломам, пересекающим горные породы, или из выходящих на поверхность водоносных пластов, расположенных значительно ниже областей питания. Нередко восходящие источники напорных вод наблюдаются в пределах морских водоемов. Такие источники называются субмаринными (подводными).

С выходами источников связаны своеобразные отложения. Наиболее часто встречаются известковые туфы (травертин). Они образуются в местах выхода жестких гидрокарбонатно-кальциевых подземных вод в связи с нарушением карбонатного равновесия. Часть растворенной в воде углекислоты уходит в атмосферу, а гидрокарбонат $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ переходит в трудно растворимый карбонат CaCO_3 , выпадающий в осадок. Особенно интенсивно этот процесс происходит при выходе углекислых минеральных вод, протекающих по карбонатным породам, имеющим значительно бóльшую растворяющую способность. В результате местами образуются достаточно мощные накопления грубопористого известкового туфа — травертина (см. рис. 2.24). На выходах очень горячих (гипертермальных)

источников вулканических областей, обогащенных кремнеземом, образуются кремнистые туфы.

Подземные воды, циркулирующие в трещиноватых горных породах называются трещинными водами. Перемещаются они по системе взаимосвязанных трещин и формируют единую гидравлическую систему. В зависимости от условий залегания трещинные воды могут быть грунтовыми, межпластовыми и жильными.

Трещинно-грунтовые воды развиты в верхней трещиноватой зоне кристаллических массивов (до глубины 80–100 м). Питаются они в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и отличаются значительными изменениями уровня подземных вод во времени. Площади их питания совпадают с площадями распространения. Глубина залегания трещинно-грунтовых вод возрастает от долин к водоразделам (от нескольких метров до 80 м и более). Водоупором трещинно-грунтовых вод служат монолитные скальные породы. Водообильность трещинно-грунтовых вод определяется условиями их питания и степенью трещиноватости горных пород. Трещинно-грунтовые воды обычно расположены в зоне активного водообмена, поэтому в большинстве случаев они пресные, гидрокарбонатно-кальциевого состава. Межпластовые трещинные воды циркулируют в артезианских бассейнах, водоносные горизонты которых сложены трещиноватыми горными породами.

Трещинно-жильные воды развиты локально, исключительно в зонах тектонических нарушений с крупными трещинами. Это — линейно вытянутые узкие водные потоки (жилы), уходящие в глубину на несколько сотен метров, поэтому они часто имеют повышенную температуру. Для трещинно-жильных вод характерен напорный режим. Как правило, они отличаются значительной водообильностью, нередко разгружаются на поверхности Земли и образуют мощные родники, которые используют для водоснабжения. Трещинно-жильные воды питаются за счет трещинно-грунтовых вод, разгрузки глубокозалегающих напорных водоносных горизонтов и других источников. При строительстве подземных водопроводно-канализационных, гидротехнических, гражданских сооружений (трубопроводы, тоннели и др.), хранилищ отходов в горно-складчатых областях необходимо принимать меры, предотвращающие внезапный прорыв водообильных трещинно-жильных вод.

Подземные воды, которые циркулируют по трещинам и пустотам карстового происхождения, называют карстовыми, или трещинно-карсто-

выми. Степень и характер закарстованности горных пород определяют основные черты карстовых вод — глубину развития, интенсивность движения, гидравлическое состояние, водообильность и т.д. Карстовые воды отличаются от трещинных более интенсивным движением, особенно в верхней зоне массива закарстованных пород, непостоянством химического состава, резким изменением водообильности на сравнительно небольших расстояниях.

Химический состав подземных вод зависит от их происхождения (морские, инфильтрационные, смешанные и др.), а также от степени и характера водообмена и взаимодействия с горными породами, по которым они протекают. В процессе движения подземных вод происходят выщелачивание горных пород или включений в них и обогащение вод минеральными солями. По количеству растворенных веществ подземные воды разнообразны — от совершенно пресных до крепких рассолов (рапы). Суммарное содержание растворенных солей в подземных водах принято называть общей минерализацией, выражаемой в граммах или миллиграммах на литр (г/л, мг/л).

Гидрохимические типы подземных вод определяются по содержанию преобладающих анионов и катионов и их сочетанию. Из анионов наиболее широко распространены HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , из катионов — Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Сочетания этих основных шести элементов определяют и основные свойства подземных вод — щелочность, соленость и жесткость. По анионам выделяют три класса вод: 1) гидрокарбонатные; 2) сульфатные; 3) хлоридные, а также несколько промежуточных (сложного состава) — гидрокарбонатно-сульфатные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные. Есть воды и еще более сложного состава. По соотношению с катионами каждый из них может быть натриевым, кальциевым, магниевым или смешанным — магниевое-кальциевым, кальциевое-натриевым, кальциевое-магниевое-натриевым и др. (табл. 3.1).

В природных условиях наблюдаются широтная и вертикальная гидрохимические зональности подземных вод. Установлена закономерная широтная зональность грунтовых вод, тесно связанная с изменением климатических условий при движении с севера на юг. Г.Н. Каменский выделил на территории РФ два типа вод: 1) грунтовые воды выщелачивания, характерные для областей с избыточным увлажнением (огромные пространства европейской части РФ, Сибири) и изменяющиеся от ультрапресных на севере до вод повышенной минерализации (> 1 г/л) в

**Подразделение подземных вод по общей минерализации
и преобладающим гидрохимическим типам**

По А.М. Овчинникову			По В.И. Вернадскому
Характеристика вод	Общая минерализация, г/л	Преобладающие гидрохимические типы	
Ультрапресные	0,2	Гидрокарбонатные	Пресные
Пресные	0,2–0,5	— " —	
Воды с относительно повышенной минерализацией	0,5–1,0	Гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные	
Солоноватые (слабоминерализованные)	1–3	Сульфатно-хлоридные	Солоноватые
Соленые (средней минерализации)	3–10		
Воды повышенной солености (сильноминерализованные)	10–35	Хлоридно-сульфатные и преимущественно хлоридные	
Воды, переходные к рассолам	35–50	Хлоридные	Соленые
Рассолы	50–400 (500)		Рассолы

более южных районах; 2) грунтовые воды континентального засоления, характерные для сухих степей, полупустынь и пустынь; это преимущественно солоноватые и соленые воды (рис. 3.28).

В артезианских бассейнах вертикальная гидрохимическая зональность связана с различными условиями водообмена, выделяются несколько зон:

активного водообмена, где воды движутся от области питания к области разгрузки и выходят в виде источников. В этом случае подземные воды достаточно быстро обновляются за счет вновь поступающих атмосферных осадков и характеризуются относительно небольшой ми-

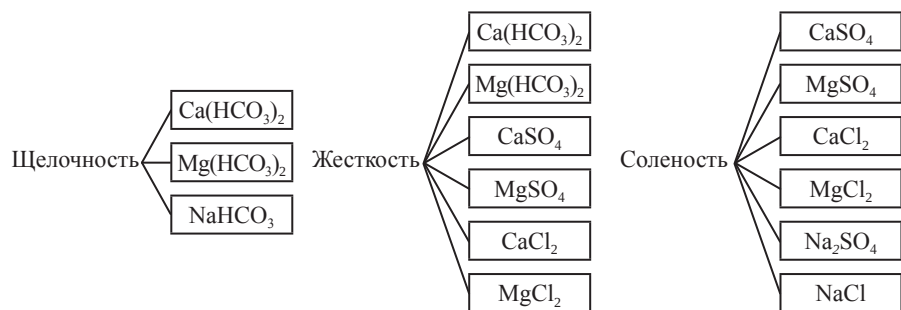


Рис. 3.28. Сочетания различных элементов, обуславливающие основные свойства воды

нерализацией и гидрокарбонатно-кальциевым составом;

замедленного водообмена, располагающаяся глубже, где обновление воды происходит длительное время (от тысяч до сотен тысяч лет). Соответственно увеличивается минерализация подземных вод и состав становится гидрокарбонатно-сульфатным, сульфатным и хлоридно-сульфатным;

весьма замедленного водообмена (еще более погруженная); здесь сроки обновления подземных вод оцениваются от миллиона до многих миллионов лет. Характерно развитие подземных вод повышенной солености и даже рассолов преимущественно сульфатно-хлоридного и особенно хлоридного типа.

Высокая минерализация подземных вод в ряде случаев связана не только с их происхождением (например, остаточные морские воды), но и с растворением солей из подземных соляных залежей (Ангаро-Ленский бассейн и др.). Именно взаимодействие воды с горными породами при различных условиях водообмена и соотношениях температуры и давления определяет общую минерализацию и состав подземных вод. Помимо основных анионов и катионов, обуславливающих гидрохимические типы вод, в глубоких водоносных горизонтах с высокой минерализацией нередко содержатся бор, бром, йод, стронций, литий, радиоактивные элементы и газовые компоненты. Особенно большое количество бора, брома и йода встречается в хлор-кальциевых водах нефтяных и газовых месторождений, из которых они извлекаются в промышленном количестве.

Минеральными называют подземные воды, оказывающие физиологическое воздействие на организм человека и используемые для лечебных целей. Лечебные свойства вод определяются повышенной температурой и содержанием некоторых химических компонентов — железа, брома, йода, радона, уголекислоты, сероводорода и др. По общей минерализации среди них встречаются пресные, солоноватые и соленые воды. По температурному признаку выделяются несколько типов: холодные, с температурой до 20 °С; теплые — от 20 до 37 °С; горячие (собственно термальные) — от 37 до 42 °С; очень горячие (гипертермальные) — выше 42 °С. Минеральные воды приурочены в основном к молодым горным сооружениям (Карпаты, Кавказ, Копетдаг, Памир и др.) и к районам современной вулканической деятельности (Камчатка, Курилы).

По составу, свойствам и лечебному значению выделяют несколько бальнеологических групп (семь и более). Наиболее хорошо известны

следующие типы минеральных вод:

1) углекислые минеральные воды. К ним относятся холодные нарзаны Кисловодска, воды Боржоми в Грузии и др. Образование этих минеральных вод в значительной степени связано с глубинными процессами — термометаморфизмом карбонатных пород (при температуре около 400 °С) на контакте с молодыми магматическими интрузиями;

2) сероводородные (сульфидные) минеральные воды, лечебные свойства которых определяются наличием в достаточном количестве свободного сероводорода. Значительная часть этих вод формируется в восстановительной обстановке в результате сложных биохимических процессов в осадочных горных породах. По условиям формирования среди сероводородных вод выделяют: а) азотные сероводородные (сульфидные) воды, генетически связанные с четвертичными торфяными отложениями и относительно неглубоко залегающими гипсоносными породами; пример — воды Кемери (Латвия); б) метановые сероводородные воды, связанные с битуминозными и нефтеносными отложениями и формирующиеся в глубоких частях артезианских бассейнов; пример — воды Мацесты (Сочинский бассейн), Талги (Дагестан), Усть-Качки (Приуралье) и др.; в) углекислые сероводородные воды районов современной вулканической деятельности (Камчатка, Курильские острова и др.).

Формирование радиоактивных минеральных вод связано главным образом с кислыми интрузивными магматическими горными породами. Наиболее распространены радоновые воды с повышенным содержанием эманации радия — радона. Среди них выделяют: а) холодные радоновые воды в корах выветривания; б) термальные радоновые воды, приуроченные к тектоническим трещинам в кислых магматических породах (гранитах и др.). Эти воды широко используются на курортах Цхалтубо на Кавказе, Белокурихи на Алтае и др.

Жесткость и агрессивность подземных вод связаны с присутствием солей. Жесткость воды — свойство, обусловленное содержанием в ней ионов кальция и магния, связанным преимущественно с карбонатами; вычисляется расчетным путем по общему содержанию в воде гидрокарбонатных и карбонатных ионов. Жесткая вода вызывает образование сильной накипи в паровых котлах, плохо мылится и т.д. Жесткость принято выражать количеством миллиграмм-эквивалентов кальция и магния. Так 1 мг-экв жесткости соответствует содержанию в 1 л воды 20,04 мг иона кальция или 12,6 мг иона магния. Жесткость измеряют также в градусах

(1 мг-экв = 28°). По жесткости воду разделяют на мягкую (менее 3 мг-экв, или 84°), средней жесткости (3–6 мг-экв, или 168°), жесткую (6–9 мг-экв, или 168–252°) и очень жесткую (более 9 мг-экв, или 252°). Вода наилучшего качества имеет жесткость не более 7 мг-экв.

Жесткость бывает постоянной и временной. Временная жесткость связана с присутствием бикарбонатов и может быть устранена кипячением. Постоянная жесткость, обусловленная содержанием других солей (сульфатов, карбонатов, галогенов и др.), кипячением не устраняется. Сумму временной и постоянной жесткости называют общей жесткостью.

Агрессивность подземных вод выражается в разрушительном воздействии растворенных в воде солей на строительные материалы, в частности, на бетон. Поэтому при строительстве фундаментов и различных подземных сооружений необходимо оценивать степень агрессивности подземных вод и принимать меры борьбы с ней. В существующих нормативах, оценивающих степень агрессивности вод по отношению к бетону, кроме химического состава воды, учитывается коэффициент фильтрации пород. Одна и та же вода может быть агрессивной и неагрессивной. Это обусловлено различием в скорости движения воды — чем она выше, тем больше объемов воды войдет в контакт с поверхностью бетона и, следовательно, значительно будет агрессивность.

По отношению к бетону различают следующие виды агрессивности подземных вод:

общекислотная — оценивается величиной pH; в песках вода считается агрессивной, если $\text{pH} < 7$, а в глинах — $\text{pH} < 5$;

сульфатная — определяется по содержанию иона SO_4^{2-} ; при содержании SO_4^{2-} более 200 мг/л вода становится агрессивной;

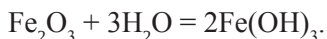
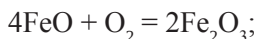
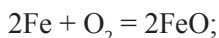
магнезиальная — устанавливается по содержанию иона Mg^{2+} ;

карбонатная — связанная с воздействием на бетоны агрессивной углекислоты, этот вид агрессивности возможен только в песчаных породах.

Агрессивность подземных вод устанавливают сопоставлением данных химических анализов воды с требованиями нормативов. После этого определяют меры борьбы с ней. Для этого используют специальные цементы, производят гидроизоляцию подземных частей зданий и сооружений, понижают уровень грунтовых вод устройством дренажей и т.д.

Подземная вода с растворенными в ней солями и газами может характеризоваться интенсивной коррозионной активностью по отношению

к железу и другим металлам. Примером служит окисление (разъедание) металлических поверхностей с образованием ржавчины под действием кислорода, растворенного в воде:



Коррозионные свойства подземных вод отмечаются также при содержании в них агрессивной уголекислоты, минеральных и органических кислот, солей тяжелых металлов, сероводорода, хлористых и некоторых других солей. Мягкая вода (с общей жесткостью менее 3,0 мг-экв) действует значительно агрессивнее, чем жесткая. Наибольшему разъеданию подвергаются металлические конструкции под влиянием сильноокислых ($\text{pH} < 4,5$) и сильнощелочных вод ($\text{pH} > 9,0$). Коррозии способствуют повышение температуры подземной воды, увеличение скорости ее движения, появление электрического поля в грунтовых толщах.

Горные породы по отношению к воде характеризуются следующими показателями: влагоемкостью, водоотдачей и водопроницаемостью. Показатели этих свойств используются при различных гидрогеологических расчетах.

Влагоемкость — способность породы вмещать и удерживать в себе воду. Если все поры заполнены водой, то порода будет находиться в состоянии полного насыщения. Влажность, отвечающую этому состоянию, называют полной влагоемкостью $W_{\text{п.в}}$:

$$W_{\text{п.в}} = n/\rho_{\text{ск}},$$

где n — пористость; $\rho_{\text{ск}}$ — плотность скелета породы.

Наибольшее значение $W_{\text{п.в}}$ совпадает со значением пористости породы. По степени влагоемкости породы подразделяют на весьма влагоемкие (торф, суглинки, глины), слабовлагоемкие (мергель, мел, рыхлые песчаники, мелкие пески, лёсс) и невлагоемкие, не удерживающие в себе воду (галечник, гравий, песок).

Водоотдача $W_{\text{в}}$ — способность пород, насыщенных водой, отдавать гравитационную воду в виде свободного стока. При этом считают, что физически связанная вода ($W_{\text{ммв}}$) из пор породы не вытекает, поэтому принимают $W_{\text{в}} = W_{\text{п.в}} - W_{\text{ммв}}$. Водоотдача может быть выражена процентным отношением объема свободно вытекающей из породы воды к объему по-

роды или количеством воды, вытекающей из 1 м³ породы (удельная водоотдача). Наибольшей водоотдачей характеризуются крупнообломочные породы, а также пески и супеси, в которых величина W_v изменяется от 25 до 43 %. Эти породы под влиянием гравитации способны отдавать почти всю имеющуюся в их порах воду. В глинах водоотдача близка к нулю.

Водопроницаемость — способность пород пропускать гравитационную воду через поры (рыхлые породы) и трещины (плотные породы). Чем больше размер пор или крупнее трещины, тем выше водопроницаемость пород. Не всякая порода, которой присуща пористость, способна пропускать воду, например, глина с пористостью 50–60 % воду практически не пропускает.

Водопроницаемость пород (или их фильтрационные свойства) характеризуется коэффициентом фильтрации k_ϕ (см/с, м/ч или м/сут), представляющим собой скорость движения подземной воды при гидравлическом градиенте, равном 1. По величине k_ϕ породы делят на три группы:

1) водопроницаемые — $k_\phi > 1$ м/сут (галечники, гравий, песок, трещиноватые породы);

2) полупроницаемые — $k_\phi = 1 \div 0,001$ м/сут (глинистые пески, лёсс, торф, рыхлые разности песчаников, реже пористые известняки, мергели);

3) непроницаемые — $k_\phi < 0,001$ м/сут (массивные породы, глины).

Непроницаемые породы принято называть водоупорами, а полу- и водопроницаемые — единым термином — водопроницаемые, или водоносными горизонтами. В фильтрации может участвовать вода в связанном состоянии. Так, в глинах ее приводят в состояние движения за счет увеличения разности напоров (градиента фильтрации), действия электро- и термоосмотических сил.

Для лёссовых толщ характерна анизотропность фильтрационных свойств. Водопроницаемость лёссовых пород по вертикали нередко в 5–10 раз превышает значения водопроницаемости по горизонтали. При поступлении воды в лёссовые толщи образуются скопления верховодок (или грунтовых вод) куполообразного залегания. Такая форма подземных вод в настоящее время свойственна многим участкам, где постоянно происходят утечки промышленно-бытовых вод (Ростов-на-Дону, Таганрог и др.).

Подземные воды в большинстве случаев находятся в движении. Раздел гидрогеологии, изучающий закономерности движения подземных вод, называется динамикой подземных вод. Движение подземных вод подчиняется определенным законам с присущими им характерными формами

передвижения. Все это учитывается при гидрогеологических расчетах, при решении вопросов водозабора или понижения уровней подземных вод. Подземные воды могут передвигаться в горных породах как путем инфильтрации, так и фильтрации. При инфильтрации передвижение воды происходит при частичном заполнении пор воздухом или водяными парами, что обычно наблюдается в зоне аэрации. При фильтрации движение воды происходит при полном заполнении пор или трещин водой. Масса этой движущейся воды создает фильтрационный поток.

Фильтрационные потоки подземных вод различаются по характеру движения и подчиняются двум законам. Если движение грунтового потока в водоносных слоях (галечнике, песке, супеси, суглинке) имеет параллельно-струйчатый или так называемый ламинарный характер, то он подчиняется закону Дарси. Ламинарный характер движения воды наблюдается также в трещиноватых породах, но при скорости движения не более 400 м/сут. При наличии крупных пустот и трещин движение воды в породах носит вихревой, или турбулентный, характер, но это бывает сравнительно редко. Это — второй закон, носящий более сложный характер.

Движение подземных вод может быть установившимся и неуставившимся, напорным и безнапорным. При установившемся движении все элементы фильтрационного потока (скорость, расход, направление и др.) не изменяются во времени. Во многих случаях эти изменения настолько малы, что для практических целей ими можно пренебречь. Фильтрационный поток называется неуставившимся, если основные его элементы зависят не только от координат пространства, но и от времени. Подземный поток становится переменным, т.е. приобретает неуставившийся характер движения под действием различных естественных и искусственных факторов (неравномерная инфильтрация атмосферных осадков, откачка воды из скважины, сброс сточных вод на поля фильтрации и т.д.).

Безнапорные грунтовые воды имеют водоупор снизу и свободную поверхность сверху. Ненапорные подземные воды в зоне полного насыщения передвигаются при наличии разности гидравлических напоров (уровней) от мест с более высоким к местам с низким напором (уровнем). Разность напоров $\Delta H = H_1 - H_2$ в сечениях *I* и *II* обуславливает движение воды в направлении сечения *II*. Скорость движения грунтового потока зависит от разности напора (чем больше ΔH , тем больше скорость) и длины пути фильтрации (рис. 3.29). Отношение разности напора ΔH к длине

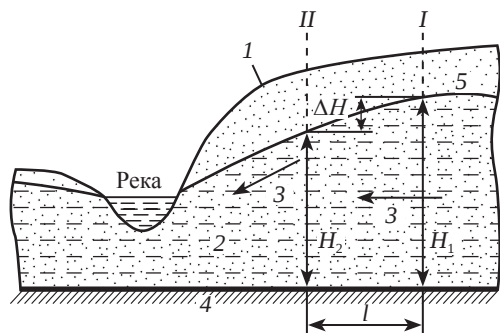


Рис. 3.29. Схема безнапорной фильтрации грунтовой воды (В.П. Ананьев, А.Д. Потапов, 2006): 1 — поверхность земли; 2 — песок; 3 — поток грунтовой воды; 4 — водоупор; 5 — уровень грунтовых вод (УГВ); I — ось первой скважины; II — ось второй скважины; H_1 — высота (величина напора в первой скважине); H_2 — высота (величина напора во второй скважине); ΔH — падение напора грунтовой воды; l — расстояние между скважинами

пути фильтрации l называют гидравлическим уклоном или гидравлическим градиентом $I = \Delta H/l$.

Современная теория движения подземных вод основывается на применении закона Дарси

$$Q = k_{\phi} F \Delta H / l = k_{\phi} F I,$$

где Q — расход воды или количество фильтрующейся воды в единицу времени, $\text{м}^3/\text{сут}$; k_{ϕ} — коэффициент фильтрации, $\text{м}/\text{сут}$; F — площадь поперечного сечения потока воды, м^2 ; ΔH — разность напоров, м ; l — длина пути фильтрации, м .

Скорость фильтрации $v = Q/F$ или $v = k_{\phi} I$. Скорость движения воды (фильтрации) измеряется в $\text{м}/\text{сут}$ или $\text{см}/\text{с}$. Эти формулы требуют уточнения, так как в них входит величина F , отражающая все сечение фильтрующейся воды, а вода, как известно, течет лишь через часть сечения, равную площади пор и трещин породы. Поэтому величина v — кажущаяся. Действительную скорость воды v_d определяют с учетом пористости породы по формуле

$$v_d = Q/Fn,$$

где n — пористость, выраженная в долях единицы.

Сопоставив формулы $v = k_{\phi} I$ и $v_d = Q/Fn$, можно установить, что $v_d = v/n$. Формула скорости движения воды $v_d = Q/Fn$ в этом виде правомерна лишь для песков и крупнообломочных пород, где все поры открыты и вода имеет полную свободу движения. В глинистых породах часть пор закрыта и вода передвигается только через открытые поры, поэтому в формулу вводят не n , а $n_{\text{акт}}$ (активную пористость), т.е. значение пористости, через которые фактически проходит вода. Также следует помнить, что движение воды в породах происходит обычно с разной скоростью, поэтому при рассмотрении вопроса о движении воды в данной породе можно говорить лишь об ее средней скорости движения.

Источники. Под источниками (ключами, родниками) подразумевают места естественных выходов воды на дневную поверхность. Наиболее часто это происходит при прорезании грунтовой воды эрозийной сетью. Так формируются нисходящие источники. По характеру источники бывают сосредоточенные, т.е. выходящие в одном месте, в виде потока, и рассредоточенные, когда грунтовая вода просачивается на склоне оврага или речной долины через слой глинистого грунта. После расчистки этого слоя источник может стать сосредоточенным. Интенсивность выхода воды в единицу времени оценивается дебитом источника (л/с или м³/сут). Источник, выход вод которого улучшен человеком, называется каптированным. Напорные воды могут давать фонтанирующие (восходящие) источники.

Форма движения потоков грунтовых вод различна. На строительных или хозяйственных площадках при решении практических задач по водоснабжению или устройству дренажей необходимо знать направление движения потоков воды. Грунтовые воды совершают сложные движения в зависимости от местных геологических условий, рельефа местности и других факторов. Различают потоки плоские, радиальные (сходящиеся и расходящиеся) и криволинейные (рис. 3.30). При определении направления потоков следует помнить, что установленное направление может быть справедливо лишь для сравнительно ограниченной территории (участка). Рассмотрим некоторые способы определения направления движения грунтовых вод.

По карте гидроизогипс направление потока устанавливается по высотным отметкам гидроизогипс

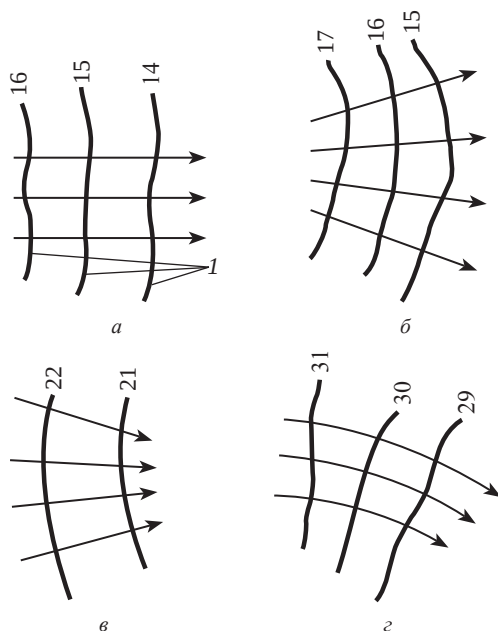


Рис. 3.30. Формы потоков грунтовых вод:
а — плоский; б — радиальный расходящийся;
в — радиальный сходящийся; г — криволинейный;
1 — гидроизогипсы

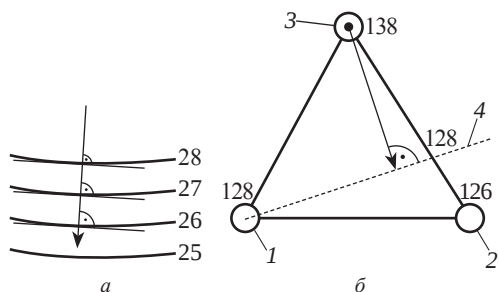


Рис. 3.31. Определение направления потока движения воды:

а — по карте гидроизогипс; *б* — по трем буровым скважинам (1–3); 4 — гидроизогипса

(рис. 3.31, *а*). Более точные данные для отдельного участка получают методом трех скважин. Берут отметки уровня воды буровых скважин, расположенных на вершинах равностороннего треугольника, например, 128, 138 и 126 м (рис. 3.31, *б*). Между наибольшей и наименьшей отметками, т.е. 138 и 126 м, путем линейной интерполяции находят точку с отметкой

воды 128 м. Две одинаковые отметки соединяют линией. На эту линию с наибольшей отметки опускают перпендикуляр, который и указывает направление потока воды. Можно также использовать метод красителей (или солей). Для этого необходимо пробурить несколько скважин. В центральную скважину (опытную) вводят сильный органический краситель (для кислых вод, например, метиленовый голубой, щелочных — флюоресцеин и т.д.). Появление красителя в одной из наблюдательных скважин указывает направление потока воды.

Границами межпластовых подземных водных потоков служат нижний и верхний водоупор. Напорные потоки характеризуются полным заполнением поперечного сечения водопроницаемого пласта водой, имеется пьезометрический уровень, движение воды происходит как под действием гравитации, так и за счет упругих свойств воды и водовмещающих пород, режим фильтрации — упругий. Напорно-безнапорные потоки образуются при откачке воды из скважин, если пьезометрический уровень опускается ниже кровли напорного водоносного слоя.

К основным фильтрационным показателям горных пород относят коэффициент фильтрации, а также коэффициенты водо-, пьезо- и уровеньнепроводности. Как следует из основного закона движения подземных вод, коэффициент фильтрации — это скорость фильтрации при напорном градиенте $I = 1$. Коэффициент фильтрации грунтов в основном определяется геометрией пор, т.е. их размерами и формой. На коэффициент фильтрации влияют также свойства фильтрующейся воды (вязкость, плотность), минеральный состав грунтов, степень засоленности и др.

Вязкость воды зависит от температуры, поэтому нередко вводится поправочный температурный коэффициент (0,7–0,03) для приведения водопроницаемости к единой температуре 10 °С. Приближенно оценить коэффициент фильтрации можно по табл. 3.2.

Для получения более обоснованных значений коэффициента фильтрации применяют расчетные, лабораторные и полевые методы. Расчетным путем коэффициент фильтрации определяют преимущественно для песков и гравелистых пород. Расчетные методы — приближенные и рекомендуются лишь на первоначальных стадиях исследования. Для расчетов используют одну из многочисленных эмпирических формул, связывающих коэффициент фильтрации грунта с его гранулометрическим составом, пористостью, степенью однородности и т.д. Полевые методы позволяют определить коэффициент фильтрации в условиях естественного залегания пород и циркуляции подземных вод, что обеспечивает наиболее достоверные результаты. Вместе с тем полевые методы — более трудоемки и дороги по сравнению с лабораторными.

Коэффициент фильтрации водоносных пород устанавливают с помощью откачек воды из скважин, а в случае неводоносных грунтов — методом налива воды в шурфы и нагнетания воды в скважины. Коэффициент водопроводимости (T , м/сут) представляет собой произведение коэффициента фильтрации k_f на мощность водоносного пласта h_{cp} или

Т а б л и ц а 3.2

**Коэффициент фильтрации некоторых горных пород
(В.П. Анисимов, А.Д. Потапов, 2006)**

Характеристика пород	Коэффициент фильтрации, м/сут
Очень хорошо проницаемые галечники с крупным песком; сильно закарстованные и сильно трещиноватые породы	100–1000 и более
Хорошо проницаемые галечники и гравий, частично с мелким песком; крупный песок; чистый среднезернистый песок; закарстованные, трещиноватые и другие породы	100–10
Проницаемые галечники и гравий, засоренные мелким песком и частично глиной; среднезернистые и мелкозернистые пески; слабозакарстованные, малотрещиноватые и другие породы	10–1
Слабопроницаемые тонкозернистые пески, супеси; слаботрещиноватые породы	1–0,1
Весьма слабопроницаемые суглинки	0,1–0,001
Почти непроницаемые глины, плотные мергели и другие монолитные скальные породы	< 0,001

мощность напорного пласта m :

$$T = k_{\phi} h_{\text{ср}}; \quad T = k_{\phi} m,$$

где $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность безнапорного водоносного пласта.

Коэффициент пьезопроводности — показатель перераспределения напоров в водоносном напорном пласте в условиях неустановившейся фильтрации. Коэффициент пьезопроводности α зависит от упругих свойств подземных вод, а также от пористости, коэффициента фильтрации и упругих свойств водоносной породы

$$\alpha = k_{\phi} / (n_{\text{акт}} \beta_{\text{в}} \beta_{\text{п}}),$$

где k_{ϕ} — коэффициент фильтрации породы; $n_{\text{акт}}$ — активная пористость; $\beta_{\text{в}}$ и $\beta_{\text{п}}$ — коэффициенты объемной упругости соответственно воды и породы.

Коэффициент пьезопроводности используют, когда влиянием упругих деформаций воды и водоносной породы в напорном пласте пренебрегать нельзя во избежание значительных искажений расчетных значений, например, при расчете дебита водозабора, эксплуатирующего напорные воды на глубине нескольких сотен метров.

Коэффициент уровнеспроводности отражает способность водоносного пласта передавать изменения уровня подземных вод со свободной поверхностью в процессе неустановившейся фильтрации. Коэффициент уровнеспроводности α_y представляет собой отношение водопроводимости безнапорного пласта к гравитационной водоотдаче пород:

$$\alpha_y = T/\mu \quad \text{или} \quad \alpha_y = k_{\phi} h_{\text{ср}}/\mu,$$

где μ — коэффициент гравитационной водоотдачи, или активная пористость водоносных пород.

Коэффициенты пьезопроводности для артезианских вод изменяются от 10^3 до 10^7 м²/сут, а коэффициенты уровнеспроводности для грунтовых вод — от $0,2 \cdot 10^3$ до 10^4 м²/сут. Обычно значения коэффициентов пьезопроводности составляют сотни тысяч и миллионы, а коэффициентов уровнеспроводности — порядка нескольких тысяч квадратных метров в сутки. Максимальные значения коэффициентов уровне- и пьезопроводности характерны для гравийно-галечных и трещиноватых скальных пород.

Для гидрогеологических расчетов в условиях установившейся фильтрации достаточно иметь данные только о коэффициенте фильтрации. При неустановившемся движении необходимо определять не только

коэффициент фильтрации, но и коэффициенты уровнепроводности (пьезопроводности). Коэффициенты уровне- и пьезопроводности определяют опытным путем по данным откачек воды из скважин, наблюдений за восстановлением уровня после откачек, а также в результате анализа работы действующих водозаборов. Рассмотрим расход плоского грунтового потока Q , м³/сут. Типичным примером плоского потока может служить движение подземных вод к траншеям, штольням и другим горизонтальным выработкам. Плоский поток может быть грунтовым (безнапорным) и перемещаться в однородных и неоднородных пластах, при горизонтальных и наклонных водоупорах.

1. *Водоупор горизонтальный.* Согласно основному закону фильтрации — закону Дарси — в пределах рассматриваемого участка (рис. 3.32, а) от сечения I до сечения II расход грунтового потока в однородных пластах может быть определен как

$$Q = k_{\phi} I_{\text{ср}} B h_{\text{ср}},$$

где k_{ϕ} — коэффициент фильтрации водоносного пласта, м/сут; $I_{\text{ср}}$ — средний напорный градиент потока; B — ширина потока, м; $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность потока, м.

Принимая $h_{\text{ср}} = (h_1 + h_2)/2$ и $I_{\text{ср}} = (h_1 - h_2)/l$, расход грунтового потока можно выразить формулой

$$Q = \left[k_{\phi} B (h_1 + h_2) / 2 \right] [(h_1 - h_2) / l] = k_{\phi} B h_{\text{ср}} (h_1^2 - h_2^2) / 2l.$$

Расход плоского потока удобнее выражать на единицу его ширины, т.е. в виде единичного расхода $q = Q/B$, где q — единичный расход плоского потока, т.е. количество воды, протекающее в единицу времени через сечение потока шириной 1 м:

$$q = k_{\phi} (h_1^2 - h_2^2) / 2l.$$

При значительной разности мощностей m_1 и m_2 для расчетов используют формулу Н.Н. Биндемана:

$$q = k_{\phi} \frac{m_1 + m_2}{\ln \frac{m_2}{m_1}} \frac{H_1 - H_2}{l}.$$

Значительную трудность при расчете притока воды к горизонтальным выработкам представляют условия неоднородной слоистой толщи горных пород. При движении подземных вод в неоднородных

водоносных пластах, т.е. пластах, состоящих из ряда слоев с различной водопроницаемостью, для определения расхода потока подземных вод вводится средний коэффициент фильтрации пласта $k_{ф.ср}$.

2. *Водоупор наклонный* (см. рис. 3.32, б). Единичный расход грунтового потока определяют также из закона Дарси:

$$q = [k_{\phi} (h_1 + h_2)/2] [(H_1 - H_2)/l],$$

где H_1 и H_2 — напоры воды в сечениях I и II, отсчитанные от условной плоскости сравнения (0–0) или уровня моря.

Теперь остановимся на *притоке грунтовых вод к водозаборным*

сооружениям. Водозаборы — это сооружения, с помощью которых происходит захват (забор) подземных вод для водоснабжения, отвод их с территорий строительства или просто в целях понижения уровней грунтовых вод. Существуют различные типы подземных водозаборных сооружений: вертикальные, горизонтальные, лучевые. К вертикальным водозаборам относят буровые скважины и шахтовые колодцы; к горизонтальным — траншеи, галереи, штольни; к лучевым — водосборные колодцы с водоприемными лучами-фильтрами. Тип сооружения для забора подземной воды выбирают на основе технико-экономического расчета, исходя из глубины залегания водоносного слоя, его мощности, литологического состава водоносных пород и намечаемой произво-

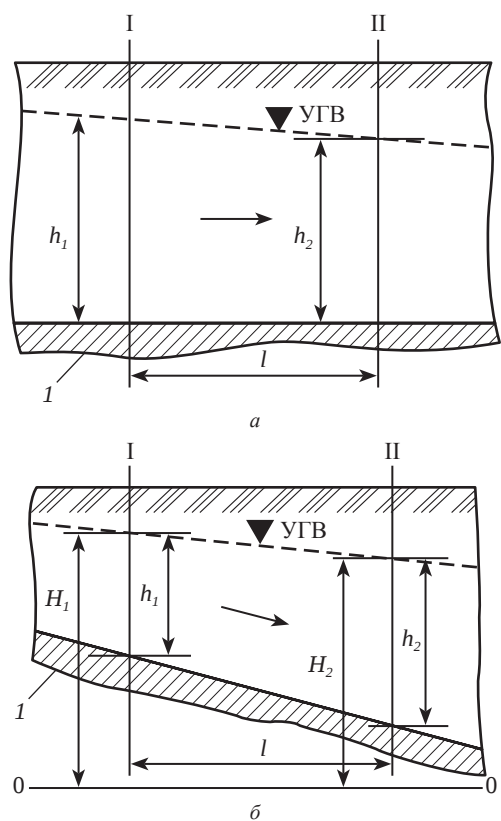


Рис. 3.32. Схема для расчета расхода плоского потока грунтовых вод с горизонтальным (а) и наклонным (б) водоупорами (1) (В.П. Ананьев, А.Д. Потапов, 2006)

длительности водозабора. Водозаборы, состоящие из одной скважины, колодца и т.д., называют одиночными, а из нескольких — групповыми. Водозаборные сооружения, вскрывающие водоносный горизонт на полную его мощность, относят к совершенным, а не на полную — несовершенным.

Отвод грунтовых вод со строительных площадок или снижение их уровней может производиться временно или на весь период эксплуатации объекта. В первом случае отвод воды (или снижение уровня) называют строительным водозабором, во втором — дренажом.

При откачке воды вследствие трения воды о частицы грунта происходит воронкообразное понижение уровня. Образуется депрессионная воронка, имеющая в плане форму, близкую к кругу. В вертикальном разрезе воронка ограничивается кривыми депрессии, кривизна которых возрастает по мере приближения к точке откачки (рис. 3.33). Установление границ депрессионной воронки имеет большое практическое значение при оценке фильтрационных свойств пород, выделении зон санитарной охраны, определении площадей, которые осушаются дренажами, расстояний между соседними водозаборами и т.д.

Радиус депрессионной воронки называют радиусом влияния R . Размер депрессионной воронки, а следовательно и R , а также крутизна кривых депрессии зависят от водопроницаемости пород. Хорошо водопроницаемые гравий и песок, в которых меньше трение воды о частицы, характеризуются широкими воронками с большим радиусом влияния, слабоводопроницаемым суглинкам свойственны более узкие воронки с небольшим значением R . Величина R входит во многие расчетные формулы при проектировании водозаборов строительных или дренажных сооружений. Величину R можно определять: по формулам; бурением скважин; по аналогии с действующими водозаборами. Из формул используют расчет Кусакина (для ненапорной воды):

$$R = 2S\sqrt{Hk_{\phi}},$$

где S — понижение уровня при откачке по центру воронки, м; H — мощность слоя грунтовой воды, м.

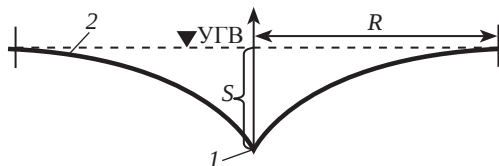


Рис. 3.33. Депрессионная воронка:

1 — точка откачки; 2 — нормальный уровень; S — понижение уровня в центре воронки; R — радиус воронки

Можно также использовать формулу

$$R = 3Q / (2Hk_{\phi}I),$$

где Q — дебит, $\text{м}^3/\text{сут}$; I — гидравлический уклон.

Приведем значения радиуса влияния на каждые 10 м понижения воды:

<i>Порода</i>	<i>Радиус влияния R, м</i>
Пески:	
мелкозернистые	50–100
среднезернистые	100–200
крупнозернистые	200–400
Очень крупнозернистые пески, галечники	
и сильнотрещиноватые породы	400–600 и более

Режим подземных вод — это изменение во времени их уровня, химического состава, температуры и расхода. В естественных условиях для подземных вод характерен ненарушенный (естественный) режим, который формируется под влиянием метеорологических, гидрологических и геологических факторов. Метеофакторы (осадки, испарение, температура воздуха, атмосферное давление) — основные в формировании режима грунтовых вод. Они вызывают сезонные и годовые (многолетние) изменения уровня, а также состава, температуры и расхода грунтовых вод.

Сезонные изменения уровня обусловлены неравномерностью выпадения осадков и изменениями температуры воздуха в течение года. Наибольшие изменения уровней приходятся на периоды весеннего снеготаяния (весенний максимум) и осенних дождей (осенний максимум). Наиболее низкое положение уровня в годовом цикле отмечается в конце лета — начале осени и в конце зимы. Разность между наивысшим и наименьшим горизонтом подземных вод называют максимальной амплитудой изменения уровня. Обычно амплитуды сезонных изменений грунтовых вод не превышают 2,5–3,0 м, а максимальные составляют 10–15 м (в долинах горных рек, сложенных галечниками и закарстованными известняками).

Подъем уровня начинается лишь через некоторое время после выпадения осадков. Этот отрезок времени тем больше, чем меньше водопроницаемость пород и больше глубина залегания грунтовых вод. Уровень грунтовых вод изменяется не только по сезонам, но и в многолетнем цикле. Это связано с ритмическими изменениями климата и приурочено

к различным циклам, среди которых наиболее четко фиксируется 11-летний. Амплитуды многолетних изменений могут превышать амплитуды сезонных изменений и достигать значительных размеров (до 8 м и более). Изучение многолетнего режима подземных вод необходимо для определения расчетного значения мощности водоносного горизонта, прогноза положения уровня на весь период эксплуатации сооружений.

Гидрологический режим рек влияет на положение уровней подземных вод и их состав в полосе шириной от 0,2–0,5 км (в песчано-глинистых отложениях) до 2–6 км в хорошо проницаемых породах. Изменения уровня подземных вод в речной долине с некоторым отставанием отражают изменения уровня реки. В районах морских побережий уровень грунтовых вод изменяется под действием приливов и отливов.

Геологические факторы действуют на любом участке земной коры. С глубиной их значение увеличивается. Среди геологических факторов выделяют медленно действующие (тектонические движения, внутренняя теплота Земли и др.) и эпизодические (землетрясения, вулканизм, оползни, грязевые вулканы). В районах тектонических поднятий уровень подземных вод обычно снижается, так как породы лучше дренируются вследствие углубления эрозионных врезов (оврагов, долин). При опускании местности уровень грунтовых вод повышается. Изменяется и состав воды. При землетрясениях появляются новые и исчезают старые источники, существенно меняются термический режим, химический и газовый состав подземных вод. Вулканические явления сопровождаются выделением огромного количества тепла, что резко меняет температуру, состав и уровень подземных вод. Изменения в режиме подземных вод часто фиксируются еще до начала землетрясения и извержения магмы, поэтому они могут служить одним из критериев прогноза времени начала активизации их деятельности.

Режим артезианских, карстовых и надмерзлотных вод в естественных условиях существенно отличается от режима грунтовых вод. По сравнению с грунтовыми водами уровень и химический состав артезианских вод изменяются значительно меньше. Влияние метео- и гидрологических факторов существенно лишь в областях питания и разгрузки, где артезианские воды связаны с грунтовыми и поверхностными водами.

Резкой изменчивостью уровня, состава и расхода отличаются карстовые воды, залегающие в верхней части карстового массива. Так, их уровень изменяется от 0,5 до 30 м и более, расход карстовых источников

в течение года — от десятков литров в секунду до десятков кубических метров в секунду, изменяется состав воды.

Режим надмерзлотных вод в районах многолетней мерзлоты неустойчив и связан с интенсивностью промерзания и оттаивания мерзлых грунтов. Максимальные расходы надмерзлотных вод наблюдаются в период наибольшего оттаивания деятельного слоя, минимальные — в конце зимы до начала снеготаяния.

Режим подземных вод в районе водозаборов динамичен. В целом под влиянием водозаборов уровни подземных вод постепенно снижаются. На фоне общего снижения уровня отмечаются изменения, вызванные режимом работы водозабора, типом эксплуатируемого водоносного горизонта. Изменение положения уровня в районах водозаборов влечет за собой изменение физических свойств, химического и бактериологического состава подземных вод. Нередко эти изменения значительно ухудшают качество воды.

Режим и баланс подземных вод взаимосвязаны. Если первый отражает изменение количества и качества подземных вод во времени, то второй — результат этого изменения. Баланс может составляться для крупных территорий или отдельных участков (поля орошения, групповые водозаборы и т.д.). Участки, где измеряют приход и расход подземных вод, называют балансовыми. С помощью баланса характеризуют водообеспеченность района и возможности ежегодного пополнения запасов подземных вод, изучают причины подтопления территорий, прогнозируют изменение уровня подземных вод.

Для решения этих вопросов необходимы данные о составляющих баланса: приходных и расходных. Приходная часть складывается под влиянием естественных режимобразующих факторов и состоит из инфильтрации атмосферных осадков A , конденсации водяных паров K , подземного притока $П$. Подземный приток включает в себя боковой приток $П_1$, фильтрационные поступления из поверхностных водных источников (реки, озера) $П_2$ и подток воды из нижележащего водоносного горизонта $П_3$. Расходная часть баланса складывается из испарения I и подземного стока C . Испарение включает в себя расход воды за счет испарения с поверхности грунтовых вод и транспирации воды растительностью. Подземный сток может быть представлен боковым оттоком C_1 и перетоком в нижележащий водоносный горизонт C_2 . Балансовое уравнение грунтовых вод для данного участка за время t имеет следующий вид:

$$\Delta W = A + K + \Pi_1 + \Pi_2 + \Pi_3 - И - C_1 - C_2,$$

где ΔW — изменение запасов грунтовых вод за время t .

При резком изменении режима подземных вод могут развиваться плывуны. Плывуны — это водонасыщенные рыхлые породы, обычно пески, которые при вскрытии различными горными выработками разжижаются, приходят в движение и ведут себя подобно тяжелой вязкой жидкости. Плывунные свойства, кроме песков, при определенных условиях проявляют пылеватые суглинки, супеси, т.е. породы, имеющие значительную пористость. Основная причина проявления у пород плывунных свойств — гидродинамическое давление поровой воды, которое создается в результате перепада (градиента) давления грунтовых вод при вскрытии котлована (траншеи и т.п.). В связи с обычно малой водопроницаемостью плывунных пород гидравлический градиент вызывает фильтрационное давление на частицы породы, обуславливая их движение по направлению градиента или, иначе говоря, в сторону разгрузки, т.е. в котлован. Для определения критического значения градиента фильтрации $I_{кр}$, при котором порода переходит в плывунное состояние, рекомендуют использовать формулу

$$I_{кр} = (\rho - 1)(1 - n),$$

где ρ — плотность породы; n — пористость.

В плывунном состоянии породы утрачивают всякие структурные связи. Частицы переходят во взвешенное положение, т.е., по существу, плывуны имеют в этот момент плотность некоей вязкой жидкости. Интенсивность плывунных явлений в породах зависит от величины градиента, гранулометрического и минералогического состава, формы частиц, плотности породы и ряда других факторов. Плывуны, находящиеся в покое, слабо отдают воду и маловодопроницаемы.

Плывуны разделяют на ложные (псевдоплывуны) и истинные. Ложные плывуны — это породы, не имеющие структурных связей, обычно в виде различных песков. Переход в плывунное состояние происходит под действием давления потока подземных вод. Коэффициент фильтрации достигает 1–2 м/сут и более. Частицы породы находятся во взвешенном состоянии. Трение между ними сводится к нулю. Пески этого вида плывунов очень легко оплывают. Плотность в безводном состоянии изменяется от 1,5 до 1,75 т/м³. Вода светлая или слабо мутная. Взвешивающее действие воды при определенных условиях проявляется также в песках

некоторых морских побережий, образуя так называемые зыбучие пески. Под действием гидродинамического давления во взвешенное состояние могут переходить не только пески, но некоторые другие рыхлые породы. Характерная особенность ложных плавунув — довольно легкая отдача ими воды. При высыхании они образуют рыхлую или слабосцементированную массу.

Истинные плавунув — породы с коагуляционными или смешанными связями в виде глинистых песков, а также супесей, суглинков. Структурные связи обусловлены присутствием глинистых (менее 0,001 мм) частиц с высокими гидрофильными свойствами. Переход в плавунувное состояние определяется невысоким гидродинамическим давлением и присутствием притягивающих к себе влагу (гидрофильных) глинистых частиц. Вокруг этих частиц формируются пленки связанной воды, что ослабляет структурное сцепление и уменьшает водопроницаемость пород. Значения коэффициента фильтрации очень низкие — от 0,005 до 0,0001 см/с. Плотность истинных плавунув в безводном состоянии равна 1,8–2,2 т/м³. Разжижение плавунув происходит при влажности, меньшей полной влагоемкости. Глинистые частицы окрашивают воды в серовато-молочный цвет. При высыхании истинные плавунув вследствие склеивающего действия глинистых частиц образуют довольно хорошо сцементированные массы. Характерная особенность истинных плавунув — слабая отдача воды. Они «плавают» в основном за счет физически связанной воды.

В строительной практике важно определить способность породы переходить в плавунувное состояние и вид плавунуна. Это можно сделать по ряду внешних признаков и на основе лабораторных анализов. Склонность породы переходить в плавунувное состояние можно установить по величине водоотдачи, высокой пористости (более 43 %), гидрофильности глинистых частиц и другим факторам. В полевых условиях способность пород к плавунувности устанавливается по образованию в скважинах при бурении водопесчаных «пробок».

Наиболее сложно определить вид плавунуна. Для этого необходимо изучить весь комплекс инженерно-геологических и гидрогеологических условий. Можно также использовать некоторые внешние признаки. Так, истинный плавунув в котлованах образует скопление воды в виде «цементного» молока. Песок, взятый из котлована, имеет вид маловлажного грунта, воду не отдает и постепенно оплывает в лепешку.

Плавунув осложняют строительство. Они создают большие труд-

ности при проведении строительных выработок, заполняя выработанное пространство. При условии замкнутого пространства плывуны могут служить надежными основаниями, но создать такой контур трудно. Возможно выпирание плывунов из-под фундаментов, что вызывает оползни, провалы поверхности, деформацию зданий и сооружений. Открытый водоотлив из котлованов опасен проявлением суффозии на окружающей территории.

Опасна подрезка склона дающая выход плывунам. Примером может служить случай со 100-метровым лыжным трамплином на Воробьевых горах в Москве. После строительства трамплина строители начали подрезать грунт в нижней части склона, чтобы придать ему необходимую кривизну для безопасного приземления лыжников. В результате были вскрыты плывуны, которые стремительно заполнили выемку, затопили экскаватор и вызвали оседание откоса. Борьба с плывунами сложна, и не всегда принятые меры дают желаемые результаты. В таких случаях отказываются от устройства котлованов и применяют свайный вариант фундаментов или подошву фундамента не доводят до слоя плывинных пород. Плывуны очень чувствительны к вибрации и динамическим ударам даже на значительно удаленных расстояниях от места.

В районах действующих водозаборов уровень подземных вод снижается, образуются депрессионные воронки, что в благоприятных гидрогеологических условиях может вызвать подток в эксплуатируемый водоносный горизонт из дополнительных источников. В этом случае величина эксплуатационных запасов может превысить естественные за счет дополнительного подтока подземных вод из других источников (водоносных горизонтов). Роль дополнительных (привлекаемых) запасов в общем балансе подземных вод водозаборов возрастает по мере увеличения депрессионной воронки.

В формировании эксплуатационных запасов существенную роль могут играть и искусственные запасы. Они создаются путем инфильтрации воды с поверхности Земли при устройстве искусственных сооружений (инфильтрационные бассейны, оросительные системы, поглощающие скважины и т.п.). Оценить эксплуатационные запасы — это значит:

определить дебит и понижение уровня подземных вод в период эксплуатации;

рассчитать взаимодействие водозаборов;

дать прогноз изменения качества подземных вод;

обосновать наиболее рациональные в технико-экономическом отношении способы отбора воды.

Для оценки эксплуатационных запасов подземных вод в районах водозаборов используют гидродинамический, гидравлический и балансовый методы. При совместном применении указанных методов, а также использовании моделирования точность подсчета эксплуатационных запасов значительно повышается. При высокой степени обеспеченности восполнения эксплуатационных запасов допустима их оценка на основе опыта многолетней эксплуатации подземных вод на действующем водозаборе, находящемся в аналогичных условиях.

В основе классификации лежит степень изученности запасов. Она содержит четыре категории: А, В, C_1 и C_2 .

Категория А — запасы изучены и разведаны детально, полностью выяснены условия залегания и питания водоносных горизонтов, фильтрационные свойства пород, установлена связь с другими водоносными горизонтами и поверхностными водами, а также возможность пополнения эксплуатационных запасов.

Категория В — запасы подземных вод изучены с детальностью, обеспечивающей выяснение основных условий залегания, питания и связи с другими водоносными горизонтами и поверхностными водами.

Категория C_1 — запасы разведаны и изучены в общих чертах.

Категория C_2 — запасы установлены на основании общих геолого-гидрогеологических данных, подтвержденных опробованием водоносного горизонта в отдельных точках.

На базе утвержденных запасов по категориям А и В проводится проектирование и выделяются капитальные вложения на строительство водозаборов. Выявленные запасы по категориям C_1 и C_2 предназначаются для перспективного планирования использования подземных вод.

Для борьбы с истощением пресных подземных вод при их эксплуатации предусматривают разнообразные меры, среди которых: регулирование режима водозабора подземных вод; более рациональное размещение водозаборов по площади; введение кранового режима эксплуатации самоизливающихся скважин. При выборе мест заложения водозаборов последние должны располагаться выше по потоку подземных вод относительно возможных участков загрязнения. Водозаборы не следует размещать близко к реке или к морю во избежание подтока загрязненных речных или соленых морских вод. Не рекомендуется размещать водо-

заборы вблизи промышленных предприятий и сельскохозяйственных территорий со значительными утечками сточных вод. В частности, категорически запрещено устраивать водозаборы вблизи скотомогильников, свиноводческих ферм, птицефабрик и кладбищ.

Важнейшая мера предупреждения загрязнения вод в районе водозаборов — устройство вокруг них зон санитарной охраны. Зоны санитарной охраны, т.е. территории с особым режимом, исключающие возможность загрязнения и ухудшения качества подземных вод, устанавливают вокруг всех водозаборов, эксплуатирующих подземные воды для хозяйственно-питьевого водоснабжения; состоят они из двух поясов, размеры которых определяют специальным расчетом. Мероприятия по предупреждению загрязнения подземных вод должны быть распространены на весь эксплуатируемый водоносный горизонт. Проекты зон санитарной охраны согласовываются с органами санитарного надзора и утверждаются соответствующими организациями согласно действующей нормативно-правовой базе.

В последние годы для изучения гидрогеологических условий и обеспечения охраны подземных вод все шире привлекают материалы аэрокосмических съемок. Перспективы применения дистанционных методов в гидрогеологии определяются совершенствованием методических приемов комплексного ландшафтно-индикационного анализа и дешифрирования снимков; расширением возможностей определения на материалах дистанционных съемок тех или иных компонентов ландшафтов, вовлекаемых в анализ; совершенствованием технических средств получения и обработки материалов дистанционных съемок.

Уверенно устанавливаемые по аэрокосмоснимкам дешифровочные признаки растительных, геоморфологических и геологических гидроиндикаторов подземных вод позволяют установить глубину их залегания, области питания и разгрузки, пути (зоны) миграции и скопления, а также прогнозировать месторождения подземной воды (табл. 3.3).

Естественные источники (ключи, родники) — места выхода на поверхность подземных вод — распознаются на аэрокосмоизображениях довольно редко. Чаще их дешифрируют по косвенным признакам, особенно, когда известно примерное местонахождение ключа: здесь нередко начинается видный на снимке водоток, есть небольшое озерцо или болотце и т.п. В оврагах, балках и на сравнительно крутых склонах некоторые источники демаскируются миниатюрными чашеобразными углублениями. На аэро-

Дешифровочные признаки гидроиндикаторов месторождений подземных вод

Прямые	Косвенные	Комплексные
Родники, ключи, болота, увлажненные территории, карст, takyры, солончаки, наледи, оползни	Растительность, рельеф, разломы, трещиноватость, синеклизы, впадины, мульды, густота гидрографической сети	Физиономические комплексы природно-территориальных комплексов, характеризующие одно-временно растительность, почвы, грунты, гидрологические условия и инженерно-геологические процессы

космоснимках многолетние наледи выделяются в виде светлых ледяных тел обычно продолговатой формы. Часто виден водоток, прорезающий тело наледи. Иногда он разбивается на несколько русел. Наледные поляны сезонных наледей выделяются в виде серых пятен, имеющих резкие очертания и деформированную поверхность.

Совершенствовать методические приемы комплексного ландшафтного дешифрирования можно путем расширения числа компонентов ландшафта, используемых для гидроиндикационного анализа и уточнения количественных характеристик их взаимозависимости с геолого-географическими условиями и подземными водами, а также путем выявления дешифровочных признаков индикаторов на материалах дистанционных съемок в разных зонах электромагнитного излучения и в различных физико-географических условиях.

Сюда же входят задачи усовершенствования методических приемов комплексного ландшафтно-индикационного дешифрирования. Так, возникает необходимость поиска и унификации дешифровочных признаков гидроиндикаторов, которые могут вестись по нескольким направлениям. Одно из таких направлений — сравнение коэффициентов спектральной яркости ландшафтных гидроиндикаторов и результатов денситометрических измерений их изображений на снимках. Другое направление — анализ ландшафтной структуры, т.е. анализ формы, ориентировки и взаимного расположения ландшафтных контуров. Наконец, третье направление — выбор оптимальных для изучения гидроиндикаторов в узких зонах электромагнитного спектра.

Анализ работ по использованию материалов многозональной аэрокосмической съемки позволяет утверждать, что основные физио-

номичные компоненты ландшафта — ландшафтные гидроиндикаторы — наиболее полно отражаются на снимках в зоне 0,6–0,7 мкм. Долины рек, сухих русел и степень расчленения рельефа дешифрируются четко в зонах 0,6–0,7 и 0,7–0,8 мкм. В то же время обсыхающие солончаки и озера, часто представляющие собой области разгрузки подземных вод, наиболее четко изображаются только в зоне 0,6–0,7 мкм. В этой же зоне наиболее полную информацию можно получить о почвенно-растительном покрове, формах рельефа, геологическом строении, а следовательно, и о межландшафтных взаимосвязях, которую можно использовать для изучения гидрогеологических условий территории. Однако для гидрогеологических исследований целесообразно дополнительно использовать снимки в зоне 0,7–0,84 мкм. На этих снимках более однозначно и достоверно различаются поверхностные воды и участки с мощными зарослями фреатофитов (тростника и другой лугово-болотной растительности) — прямых гидроиндикаторов областей разгрузки грунтовых потоков. На снимках, выполненных в других зонах спектра, эти объекты очень близки по фототону и плохо различаются.

Инженерно-хозяйственная деятельность человека во многом влияет на естественные гидрогеологические условия: значительно изменяются ресурсы подземных вод, снижаются или повышаются их уровни, температура и химический состав, изменяются условия питания и в целом соотношение элементов баланса подземных вод. В ряде случаев наблюдаются крупные нарушения естественных условий, приводящие к загрязнению подземных вод, истощению областей питания, подтоплению и другим негативным последствиям.

Процесс подтопления в зависимости от характера его развития по территории может носить объектный, или локальный (отдельные здания, сооружения и участки), и площадный характер. В зависимости от источников питания выделяют три основных типа подтопления: градостроительный (городской), гидротехнический, ирригационный. Градостроительный тип определяется прогнозом на основании учета действия внутригородских источников подтопления; гидротехнический тип — прогнозом распространения подпора подземных вод на основе гидродинамических расчетов при расчетном уровне воды в водном объекте (река, водохранилище); ирригационный тип — прогнозом распространения подпора подземных вод на основе гидродинамических и водно-балансовых расчетов с учетом режима орошения.

Защита от подтопления должна включать в себя:

локальную защиту зданий, сооружений, грунтов оснований и защиту застроенной территории в целом;

водоотведение;

утилизацию (при необходимости очистки) дренажных вод;

систему мониторинга за режимом подземных и поверхностных вод, за расходами (утечками) и напорами в водонесущих коммуникациях, за деформациями оснований зданий и сооружений, а также за работой сооружений инженерной защиты.

Локальная система инженерной защиты направлена на защиту отдельных зданий и сооружений. Она включает в себя дренажи (кольцевой, лучевой, пристенный, пластовый, вентиляционный, сопутствующий), противофильтрационные завесы и экраны. Территориальная система обеспечивает защиту застроенной территории (участка). Она предусматривает перехватывающие дренажи (головной, береговой, отсечный, систематический и сопутствующий), противофильтрационные завесы, вертикальную планировку территории с организацией поверхностного стока, прочистку открытых водотоков и других элементов естественного дренирования, дождевую канализацию и регулирование уровня режима водных объектов. Система инженерной защиты от подтопления объединяет все локальные системы отдельных участков и объектов. При этом она должна быть увязана с генеральными планами и территориальными комплексными схемами градостроительного планирования развития территорий районов.

3.7. Карст

Карст (карстовые явления) — явления, связанные с растворением (выщелачиванием) природными водами горных пород (гипс, каменная соль, известняки и др.). Карст характеризуется комплексом подземных (пещеры, полости, естественные колодцы) и поверхностных (воронки, карры, поля и др.) форм рельефа, своеобразием циркуляции и режима подземных вод, речной сети (исчезающей в подземных полостях) и озер. Свое название карст получил по имени плато Карст в Словении (высота до 643 м), сложенного известняками с типичными формами карстового рельефа (воронки, пещеры, поля и т.д.). Возникновение и развитие карста обусловлены способностью пород к полному растворению, наличием проточной воды и степенью ее минерализации, геологическим строением

участка, рельефом местности, трещиноватостью пород, характером растительности, повышенной температурой.

Из всех пород наиболее растворимы водой — соли (хлориды), гипсы с ангидритами и известняки. Для растворения одной части каменной соли (галита) достаточно трех частей воды, для гипса нужно 480 частей воды. Труднее всего растворяются известняки. В зависимости от содержания в воде CO_2 и ее температуры для растворения одной части минерала кальцита, из которого обычно сложены известняки, требуется от 1000 до 30 000 частей воды. Аналогичным образом растворяются доломит и магнезит (MgCO_3).

Причины различной растворимости (выщелачивания) минералов зависят от энергии кристаллических решеток. Чем больше эта энергия, тем труднее растворяется минерал. Кроме того, на растворимость породы влияет крупность составляющих ее частиц. Мелкие зерна при всех прочих равных условиях растворяются быстрее. Один из главных факторов карстообразования — действие воды — атмосферной, речной, подземной, если она не имеет повышенную минерализацию. Наиболее сильно растворяют породы слабоминерализованная вода, а также водные растворы, содержащие свободную углекислоту. В этом случае растворяющее действие воды увеличивается во много раз.

Приведем зависимость растворимости кальцита:

Температура, °C.....	25	50	100
Растворимость, мг/л.....	14,33	15,04	17,79

Важнейшее условие развития карста — степень водопроницаемости пород. Чем более водопроницаема порода, тем интенсивнее протекает растворение. Наилучшие условия создаются в трещиноватых породах, особенно при наличии трещин шириной не менее 1 мм, что обеспечивает свободную циркуляцию воды. Вода постепенно разрабатывает трещины в каналы и пещеры. Этот процесс, получивший название коррозии, продолжается до водоупора или уровня подземных вод. У коррозионного процесса, как и у эрозионного, есть нижний предел развития, называемый базисом коррозии, которым чаще всего бывает уровень ближайшей реки, озера или моря, а также поверхность водоупорных пород. Поднятие или опускание карстового массива вследствие движений земной коры изменяет положение базиса коррозии. Карстовый процесс при этом либо усиливается, либо ослабевает.

Ниже уровня подземных вод, если они достаточно минерализованы и

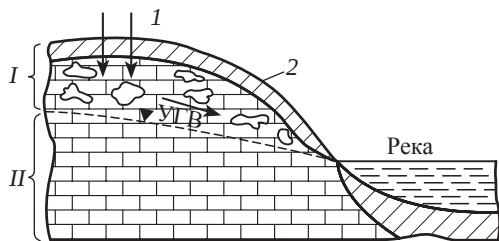


Рис. 3.34. Зоны карстового массива в известняке (В.П. Ананьев, А.Д. Потапов, 2006):

I — зона развития карста; *II* — зона цементации;

1 — атмосферные воды; *2* — суглинки

поток их движется медленно, карстообразование не происходит. В этой части массива трещины цементируются за счет выпадения из водного раствора кальцита и(или) других веществ. В связи с этим в карстующемся массиве следует различать зону карстообразования и зону цементации (рис. 3.34). Интенсивность

карстообразования определяется мощностью слоя карстующихся пород. При малой мощности исключается возможность возникновения больших пустот. К тому же маломощные слои растворимых в воде пород часто переслаиваются с глинами, иногда даже перекрываются глинистыми отложениями. Глинистый материал препятствует циркуляции воды, заполняет (забивает) трещины пород.

Большое влияние на развитие карста оказывает климат (количество и характер распределения осадков по сезонам года, температурный режим верхних слоев земной коры). Установлено, что на Урале до 50 % карбонатных солей выносятся водами в весенний период. Зимой их вынос составляет лишь несколько процентов от среднегодового количества. При рельефе, который не обеспечивает поверхностного стока, роль атмосферных вод значительно возрастает.

Влияние растительности на развитие карста двоякое. С одной стороны, лесная подстилка и гумус обогащают воду свободной CO_2 и усиливают ее растворяющую деятельность, с другой стороны, глинистый элювий, формирующийся на покрытых растительностью территориях, уменьшает инфильтрацию и размывающую силу поверхностных вод. Уничтожение леса и дернового покрова всегда способствует обнажению поверхностных карстовых форм.

По условиям залегания карстующихся пород и характеру перекрывающих пород выделяют следующие типы проявлений процесса:

1) по отношению к земной поверхности:

открытый карст — карстующиеся породы лежат непосредственно на поверхности;

скрытый (или покрытый) карст — карстующиеся породы перекрыты

нерастворимыми водонепроницаемыми породами;

2) по отношению к уровню подземных вод карстующиеся породы залегают:

в зоне аэрации;

в зоне постоянного водонасыщения;

в зонах аэрации и постоянного водонасыщения.

Залегание карстующихся пород на поверхности способствует проникновению в них поверхностных вод, развитию процесса выветривания, формированию трещин разгрузки и выветривания, повышению растворимости горных пород и развитию коррозионных деформаций земной поверхности. В таких условиях в процессе изысканий без особых затруднений могут быть установлены площади, сложенные закарстованными породами. Толща непроницаемых пород, перекрывающая карстующиеся породы, препятствует развитию процесса. Площади водоразделов и участки, покрытые мощной толщей водонепроницаемых пород, удаленных от базисов дренирования, не представляют опасности с точки зрения карстовых проявлений. В то же время толщи нерастворимых водопроницаемых пород, перекрывающих карстующиеся породы, не препятствуют развитию карста.

В России карст широко распространен в районах Западного Приуралья (закрытый гипсовый и известняковый карст), на Русской равнине (закрытый известняковый карст), в Приангарье (известняковый карст) и во многих местах Кавказа и Дальнего Востока.

На развитие карста сильно влияет рельеф. Карст встречается и на равнинах, и в горных странах. На равнинах, характеризующихся слаборасчлененным рельефом, горизонтально залегающими осадочными породами с выдержанными водоупорами, движение подземных вод замедленно, что не способствует развитию карста и проникновению его на глубину. Только на участках, прилегающих к склонам речных долин, в зоне разгрузки и разуплотнения горных пород движение подземных вод создает благоприятные условия для развития карста. В горно-складчатых районах горные породы сильно дислоцированы, трещиноваты и раздроблены. Вследствие этого скорости движения подземных вод выше (так как велики превышения областей питания над областями разгрузки), водообмен сильнее, горные породы промываются интенсивнее. Всё это способствует активному развитию карста, распространению его на глубину и созданию различных форм карстового рельефа.

**Распределение карстовых воронок в различных геоморфологических условиях
в Кунгурском районе Пермской области (по Л.В. Голубевой)**

Условия	Гипсы	Ангидриты	Известняки	Доломиты
Водоразделы	9	25	6	45
Склоны речных долин	65	7	2	11
Овраги	50	5,2	46	9
Речные террасы	8	28	—	—

Один из доминирующих факторов, влияющих на развитие карста, — уклон поверхности. Карстовые процессы интенсивно развиваются в присклоновых частях речных долин и оврагов за счет разгрузки напряжений на раскрытие трещин бортового отпора (табл. 3.4).

Заметно влияют на развитие карста трещиноватость и раздробленность горных пород. В горизонтально залегающих породах развитие карста идет преимущественно по литогенетическим трещинам, при этом возникают слои и горизонты закарстованных пород. Тектонические трещины образуют пересекающиеся системы, определяющие направление движения потоков подземных вод, растворение и выщелачивание пород и соответственно пространственное распределение глубинных форм карста. Именно по трещинам и в местах их пересечений формируются каналы, галереи, пещеры и др. Трещины разгрузки (упругого отпора), развивающиеся в бортах долин и горных склонов, располагаются более или менее параллельно обнаженной поверхности Земли; с глубиной их число и раскрытость уменьшаются. Подобные трещины способствуют формированию глубинных форм карста в присклоновых частях.

Значительно способствуют развитию карста 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 ускоряет карстовый процесс. Движения отрицательного знака, проявляющиеся в опускании территории, приводят к обратному эффекту и тормозят развитие процесса.

Гидродинамические условия определяют закономерности пространственного распространения карстового процесса. Д.С. Соколов, А.Г. Лыкошин (1962, 1968) выделили в пределах карстующихся массивов вертикальные и горизонтальные гидродинамические зоны. К вертикальным относятся зоны аэрации, сезонных колебаний, полного

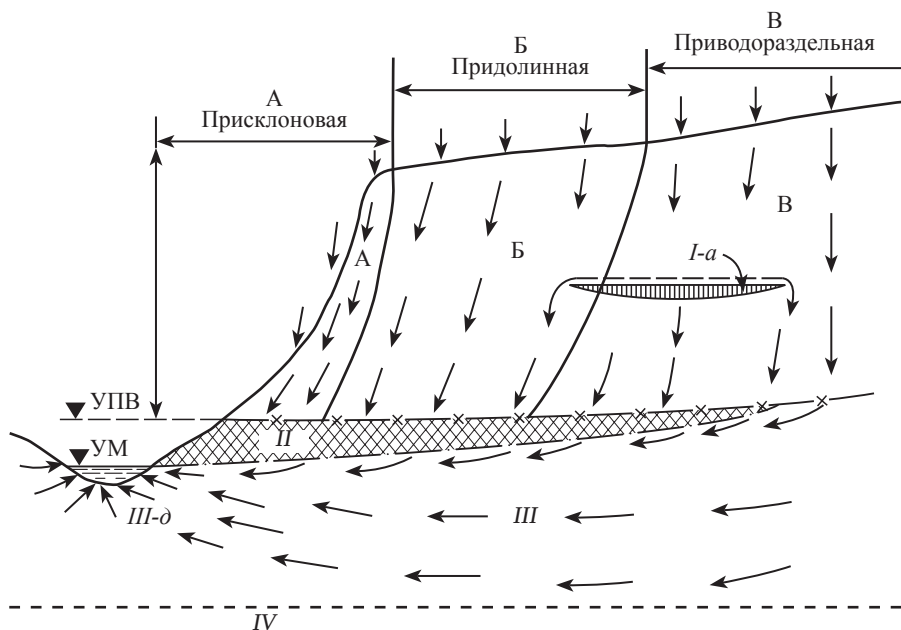


Рис. 3.35. Гидродинамические зоны карста. Вертикальные зоны (по Д.С. Соколову): *I-a* — аэрации с «висячими водами»; *II* — сезонных колебаний; *III* — полного водонасыщения; *III-δ* — подзона непосредственного дренирования водотока; *IV* — замедленного движения подземных вод с локальной разгрузкой по крупным трещинам и разрывам; *A-B* — горизонтальные зоны (по А.Г. Лыкошину)

водонасыщения, в которой выделена подзона разгрузки подземных вод в дренирующий водоток. В число горизонтальных зон входят: присклоновая, придолинная, водораздельная. Пространственное отношение зон показано на рис. 3.35.

Наиболее активно карстовый процесс развивается в зоне сезонных колебаний уровня грунтовых вод, где происходит периодическое увлажнение пород. Не менее интенсивно он проявлен в присклоновой зоне, характеризующейся большими градиентами и скоростями инфильтрации подземных вод, которые предопределяют активное взаимодействие горных пород и подземных вод. Нередко карстовый процесс активизируется в зонах непосредственной разгрузки, при условии, что дренирующие воды сохранили свою растворяющую способность. Пространственная структура рассмотренных гидродинамических зон может быть нарушена разломами и системами трещин. Они могут изменять гидродинамическую обстановку карстующегося массива, служа дренами для подземных вод

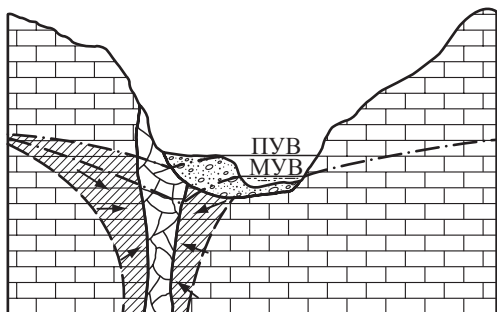


Рис. 3.36. Дренирование подземных вод тектонической зоной в борту долины реки (по А.Г. Лыкошину):

— аллювий; — известняк;
 — тектоническая зона; — зона интенсивной закарстованности; — уровень подземных вод (ПУВ — паводковый, МУВ — меженный)

— глубинный карст.

Из горных пород легче всего растворимы каменные соли и гипсы. Но они относительно мало распространены, а главное — обычно образуют лишь разобщенные залежи внутри толщ преимущественно глинистых пород. Поэтому шире всего распространен карст на карбонатных породах, причем на наиболее растворимых из них — известняках. Особенно ярко он выражен на высоких известняковых горных плато, где условия поверхностного стока и циркуляции подземных вод благоприятнее всего.

Дождевые воды, стекая по известнякам, оказывают на них значительное растворяющее воздействие. На поверхностях, близких к горизонтальным, они формируют округлые или неправильные углубления в виде ямок, ванночек, щелей, дырок, а на склонах — более или менее параллельные канавки и борозды глубиной от нескольких сантиметров до 1, реже 2 м, часто с очень крутыми, почти вертикальными стенками. Подобные образования называются каррами. Местами они сплошь покрывают большие площади, образуя карровые поля, часто трудно проходимые и покрытые тесно расположенными глубокими бороздами, которые разделены узкими крутыми гребнями.

Воронки — наиболее характерная форма карстового рельефа. Они встречаются на участках, где карстующиеся породы залегают вблизи

и предопределяя интенсивное выщелачивание пород в приконтактной зоне (рис. 3.36).

Проявления карста отражаются на характере рельефа, глубинном строении карстового массива, изменении режима поверхностных вод и формировании особого типа подземных вод — трещинно-карстовых. Карст проявляется как в образовании разнообразных форм рельефа на поверхности Земли — поверхностный карст, так и различных пустот на той или иной глубине от поверхности

поверхности и(или) перекрыты отложениями небольшой мощности. Поперечный размер воронок разный — от нескольких метров до 50–100 м и более, глубина — от 1 до 10 м, реже до 30 м. По форме воронки весьма разнообразны — круглые, эллипсовидные, неправильных очертаний; в поперечном сечении — симметричные и асимметричные (один склон — пологий, другой — крутой и обрывистый). Склоны воронки могут быть не только задернованы, но и покрыты кустарником, а в днищах находятся отверстия (поноры), поглощающие дождевые и талые воды. Воронки могут располагаться по одной и группами, вытянутыми в определенном направлении (совпадающим с направлением крупных тектонических нарушений). Число воронок, как и их размер, характеризует интенсивность закарстованности пород. Известны случаи, когда на площади 300 км² насчитывалось до 3000 воронок (район г. Дзержинск, низовья долины р. Ока). По наблюдениям И. А. Саваренского, в этом районе с 1935 по 1959 г. произошло 54 провала, один из которых достигал глубины 28 м и диаметра 90 м.

Образование воронок может происходить разными путями: выщелачиванием пород с поверхности по трещинам с постепенным их расширением и углублением (воронки выщелачивания); при проседании или провале пород в результате обрушения сводов подземных пустот — пещер (провальные воронки); при вымывании в трещины и пустоты карстующихся пород рыхлых покровных образований (воронки промывания) (рис. 3.37).

Воронки, расположенные на небольшом расстоянии друг от друга, могут соединяться, образуя вытянутую впадину — долину, балку, овраг. Замкнутые впадины больших размеров, образовавшиеся путем слияния нескольких воронок, называют карстовыми котловинами. Карстовые котловины обычно формируют цепочки вдоль трещин или днищ эрозионных ложбин. Еще более крупная форма карстового рельефа — поле — обширное замкнутое понижение, располагающееся в карстовой горной области, обычно с крутыми склонами и плоским дном. Считается, что поле образуется при слиянии карстовых котловин и имеет площадь десятки и сотни квадратных километров, а глубину — многие метры.

Внутри известнякового массива двигающиеся вдоль трещин воды постепенно выщелачивают целую систему ветвящихся ходов, одна часть которых ориентирована горизонтально или наклонно, следуя плоскостям напластования слоев известняковой толщи и нередко располагаясь в не-



Рис. 3.37. Голубое озеро карстового происхождения (провальная карстовая воронка). Площадь 180 м², глубина достигает 76 м. Озеро расположено вблизи дороги г. Пицунда—озеро Рица (Абхазия)

сколько этажей, а другая направлена вертикально, соединяя эти ярусы. Наиболее крупные из подобных подземных полостей представляют собой карстовые пещеры, состоящие иногда из многоярусной системы крупных камер и залов, достигающих сотни метров в длину и десятки метров в ширину и высоту и соединенных узкими горизонтальными и наклонными каналами и вертикальными шахтами иногда глубиной в сотни метров (рис. 3.38, 3.39).

Для этих пещер характерны натечные кальцитовые отложения, образующиеся на сводах, стенках и дне камер и залов просачивающейся через трещины водой. Капли воды, высачивающиеся сквозь трещины на потолке пещеры, теряют часть растворенной углекислоты и осаждают немного CaCO_3 , а падая затем на пол пещеры, оставляют немного углекислого кальция и там. Так постепенно нарастают свешивающиеся с потолка известковые сосульки — сталактиты, а навстречу им с пола пещеры растут поднимающиеся кверху кальцитовые столбы — сталагмиты, иногда срастающиеся вместе в виде колонн. Натечные кальцитовые образования карстовых пещер морфологически крайне разнообразны, варьируя от



Рис. 3.38. Воронцовская пещера.

Относится к Воронцовской системе пещер, которая занимает шестое место среди длиннейших пещер России. Длина системы — 11 км 720 м, перепады высот — 240 м. Расположена в верховьях р. Кудекста в Адлеровском районе г. Сочи. В Воронцовской пещере обнаружены стоянки древнего человека (поздний палеолит, поздний неолит и энеолит). В пещере проложен экскурсионный маршрут



Рис. 3.39. Тигровая пещера карстового происхождения (вид из пещеры наружу). Расположена в Лазаревском районе Большого Сочи

плотных натечных корок и карнизов до причудливых известковых занавесей, тончайших кружевных гирлянд и иголок. Общая протяженность ходов крупных карстовых пещер достигает десятков километров.

Своды крупных карстовых полостей иногда обрушиваются. Если они расположены на относительно небольшой глубине, то это может привести к образованию провалов на земной поверхности в форме провальных воронок, колодцев и шахт. Подобные провальные карстовые формы встречаются не часто, но их внезапность производит большое впечатление на местных жителей, и поэтому они пользуются известностью. Например, в 1939 г. в Татарстане под тяжестью трактора провалился свод подземной полости и образовался Акташский провал в виде шахты глубиной 52 м и сечением 3×4 м. Иногда подобные провалы заполняются водой, в результате чего образуются провальные озера небольших размеров, но часто весьма значительной глубины (см. рис. 3.37).

Крупные карстовые пустоты нередко поглощают не только временные ручьи, но и реки. Они как бы исчезают под землей в крупных понорах. Далее, они существуют в виде подземного водотока, а затем вновь выходят на поверхность. Все крупные карстовые пещеры обязаны своим происхождением именно подобным подземным водотокам, которые по мере выщелачивания новых карстовых ходов меняют направление течения, часто переходя с одного уровня на другой, более низкий.

Надземные верховья подземных водотоков разрабатывают нормальные эрозионные овраги и долины, иногда имеющие большую глубину и хорошо развитое плоское днище, но внезапно они могут кончаться перед перегораживающей их известняковой стеной, в основании которой располагается водопоглощающий попор. Малые и большие долины подобного рода получили название карстовых полей, оно произошло от хорватского слова, означающего то же, что и русское слово «поле». Действительно, в карстовых районах, в том числе в Динарских горах в пределах Хорватии, именно днища карстовых долин — единственные пригодные для земледелия угодья. Именно на них располагаются возделанные поля среди голых или поросших лесом известняковых скал.

Закарстованные известняковые массивы очень хорошо проницаемы для воды, поэтому в их пределах уровень подземных вод расположен обычно значительно глубже, чем на соседних территориях. Подземные воды в пределах таких массивов очень своеобразны. От обычных трещинных вод, распространенных в скальных породах они отличаются прежде

всего существованием упомянутых ранее подземных водотоков. Поэтому их относят к особому типу трещинно-карстовых вод. Выходы таких вод на поверхность приурочены обычно к расширенным за счет выщелачивания карстовым пустотам и отличаются водообилием. Особенно выделяются участки выхода подземных рек, протекающих по карстовым пещерам, из которых сразу рождается крупный водоток. Такого рода источники выделяются в особый тип — воклюз, названный по имени р. Воклюза во Франции, берущей начало от такого источника.

Разнообразные глубинные формы карста размещаются в толще карстующихся пород неравномерно и на разной глубине, но иногда образуют определенные горизонты и этажи (многоярусный карст). Самые мелкие формы — каверны — пустоты округлой или неправильной формы с поперечным сечением в несколько миллиметров или сантиметров. Часто они сосредоточены в одной толще пород, характеризующихся неоднородностью состава или строения, и придают ей кавернозность.

Характерное проявление карста на глубине — коррозионное расширение трещин, которые постепенно превращаются в более крупные формы — каналы, полости, галереи переменного сечения, пронизывающие породы в разных направлениях. В местах пересечения крупных трещин и тектонических разрывных нарушений образуются пещеры разной формы и размеров со сводчатыми и куполовидными потолками, с различными натечными формами (сталагмитами, сталактитами). Высота пещер, залов и гротов может достигать десятков метров. По днищам протекают русла подземных потоков, встречаются озера. При развитии различных подземных форм (пещер, галерей, каналов, проходов и др.) образуются сложные лабиринты, суммарная длина которых нередко измеряется сотнями километров, а глубина достигает 400–650 м.

Крупнейшая в России — Кунгурская карстовая пещера (Приуралье) (рис. 3.40). Она заложена в мощной толще пермских гипсов и ангидритов, разделенных прослоями известняков и доломитов. Пещера состоит из 58 гротов (залов), соединенных более узкими проходами, и имеет протяженность 5,7 км.

Крупнейшая в мире — система пещер, называемая Мамонтовой пещерой (США, шт. Кентукки), общая длина которой 563 км. Пространственное расположение пещер и соединяющих их ходов разных уровней предопределено направлением русла р. Грин-Ривер и ее притоков, воды которых поглощаются массивом известняков по трещинам и разломам.

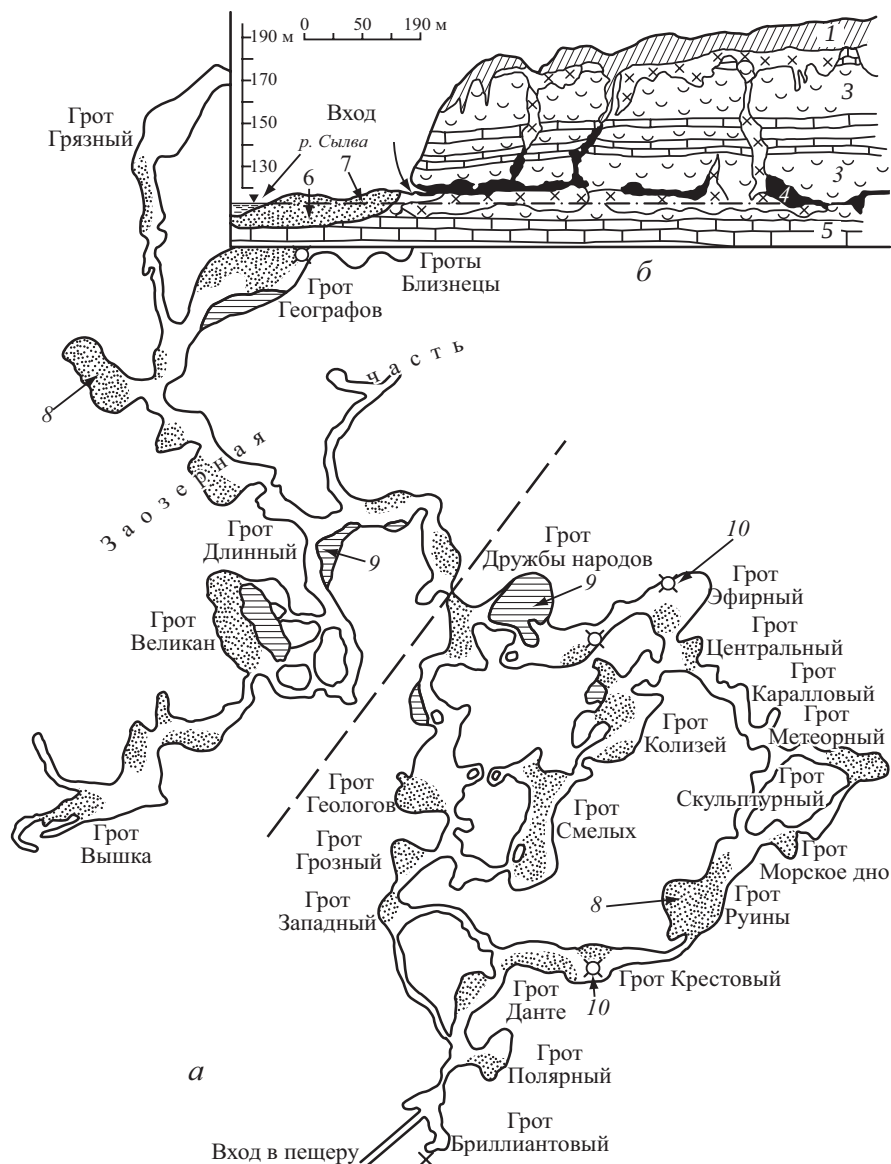


Рис. 3.40. Схема-план Кунгурской карстовой пещеры (а) и разрез (б) правого берега р. Сылта (по К.А. Горбуновой и др.):

1 — суглинки; 2 — доломиты; 3 — гипсы; 4 — карстовые пустоты; 5 — известняки; 6 — пески; 7 — уровень грунтовых вод; 8–10 — заполнители карстовых пустот (8 — песчаный; 9 — глинистый; 10 — обломочный)

Карстовые провалы известны и на территории Москвы, где они привели к разрушению отдельных зданий. Часто карстовые впадины заполнены небольшими озерами. Так, некоторые исследователи считают, что Косинские озера на востоке Москвы имеют карстовую природу. На карстовых участках нередко встречаются свежие провалы. Карстовые процессы на северо-западе столицы активизировались в 1960–1970 гг. Одна из причин этого — массовые заборы воды из артезианских скважин. С тех пор в районе образовалось более 40 карстовых воронок, расположенных на различном расстоянии от поверхности. В 1969 г. в одну из них провалился пятиэтажный дом на Хорошевском шоссе. В 1970-х годах в Хорошево-Мневниках в карстовые полости провалились несколько домов и автомобилей. В 1977 г. обрушились здания в Новохорошевском проезде. В 1987 г. около дома 17 по улице Тухачевского образовалась воронка диаметром 15 м. От повреждений дом спасла противокарстовая защита — сплошная железобетонная плита в основании. В 1996 г. на улице Куусинена ушло под землю дорожное полотно.

На юге Подмосковья, где близко к поверхности залегают каменно-угольные известняки, особенно на склонах речных долин, во многих местах можно увидеть карстовые воронки. Диаметр их часто достигает 25 м при глубине 5–7 м. Подобные воронки можно наблюдать на правом склоне долины р. Рожая, выше сел. Никитское. Несколько слившихся карстовых воронок образовали здесь настоящую карстовую котловину. Перечисленные карстовые формы обуславливают сложность строения массива карстующихся пород. Поэтому в районах распространения карста детальность и глубинность разведочных работ при региональном изучении и оценке территории, выборе участков (площадок) для строительства, изысканиях на выбранной площадке для обоснования проекта сооружений должны быть повышены.

Поверхностная закарстованность оценивается по результатам наземного обследования с использованием данных стационарных наблюдений. Она должна быть не только количественной, но и качественной. Закарстованность земной поверхности выражается в наличии понор, воронок, карстово-эрозионных впадин (котловин, слепых оврагов и долин, полей), мульд проседаний, карстовых рвов и останцов. 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 пять показателей.

1. Показатель карстовой пораженности (плотность карстовых форм) — их количество, приходящееся в среднем на единицу площади; рассчитывается по следующей формуле:

$$K_{\text{кп}}^N = \frac{N_{\Phi}}{F},$$

где N_{Φ} — количество карстовых форм на расчетном участке, шт/км²; F — площадь расчетного участка, км².

2. Площадной показатель карстовой пораженности (%):

$$K_{\text{кп}}^F = \frac{\sum_{i=1}^n F_{\Phi}}{F} 100,$$

где $\sum F_{\Phi}$ — сумма площадей карстовых форм, м²; F — площадь расчетного участка, км²; n — количество карстовых форм рельефа.

3. Объемный показатель карстовой пораженности, %, (по Н.В. Родионову):

$$K_{\text{кп}}^V = \frac{\sum_{i=1}^n V_{\text{кф}}}{V_{\text{км}}} 100,$$

где $V_{\text{кф}}$ — объем i -й карстовой формы; $V_{\text{км}}$ — объем изучаемого карстового массива; n — количество карстовых пустот.

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

$$\Pi_{\text{кп}}^V = \frac{V_{\text{р}}}{V_{\text{км}}} 100,$$

где $V_{\text{р}}$ — объем растворенной горной породы, выносимой подземными водами за 1000 лет; $V_{\text{км}}$ — объем изучаемого карстового массива.

Значение этого показателя для карбонатных пород бассейна р. Северный Донец — 0,27 %, Сочи — 0,49 %, Крыма — 0,009 %, Средней Азии — 0,001 %, гипсового карста Башкирии — 0,42–1,67 %.

5. Показатель закарстованности по гидродинамическим параметрам (водопроницаемости) определяется по данным опытно-фильтрационных

**Оценка закарстованности пород по их водопроницаемости
(по В. Д. Ломтадзе, 1977)**

Характеристика 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	> 50,0

исследований (табл. 3.5).

Площади разной степени закарстованности на карте поверхностных проявлений рекомендуется оконтуривать изолиниями удаленности точек территории от карстовых воронок. Для построения изолиний вокруг каждой воронки выбранным радиусом удаленности R_i описывается окружность. Там, где расстояние между воронками меньше $2R_r$, вычерчиваются круги, которые накладываются друг на друга, образуя единый контур; если расстояния между воронками больше $2R_r$, то получаются изолированные окружности. Границы полученных обобщенных контуров, а также изолированные окружности и будут представлять собой изолинии удаленности, т.е. линии, каждая точка которых удалена от ближайшей к ней воронки на расстояние R_r . Радиусы удаленности удобно брать кратными какому-либо модульному расстоянию (например, при модуле 25 м радиусы будут равны 25, 50, 75, ... м). Пример карты изолиний удаленности приведен на рис. 3.41.

Специальное инженерно-геологическое районирование — основа оценки закарстованных территорий. Его результаты дают возможность проектным организациям определить степень пригодности выделяемых площадей для освоения (возведения зданий и сооружений), выбрать и запроектировать наиболее эффективный комплекс защитных мероприятий. В карстовых районах предусматривают строительство зданий мало-чувствительных к неравномерным осадкам, используют фундаменты свайного типа и другие специальные конструктивные решения.

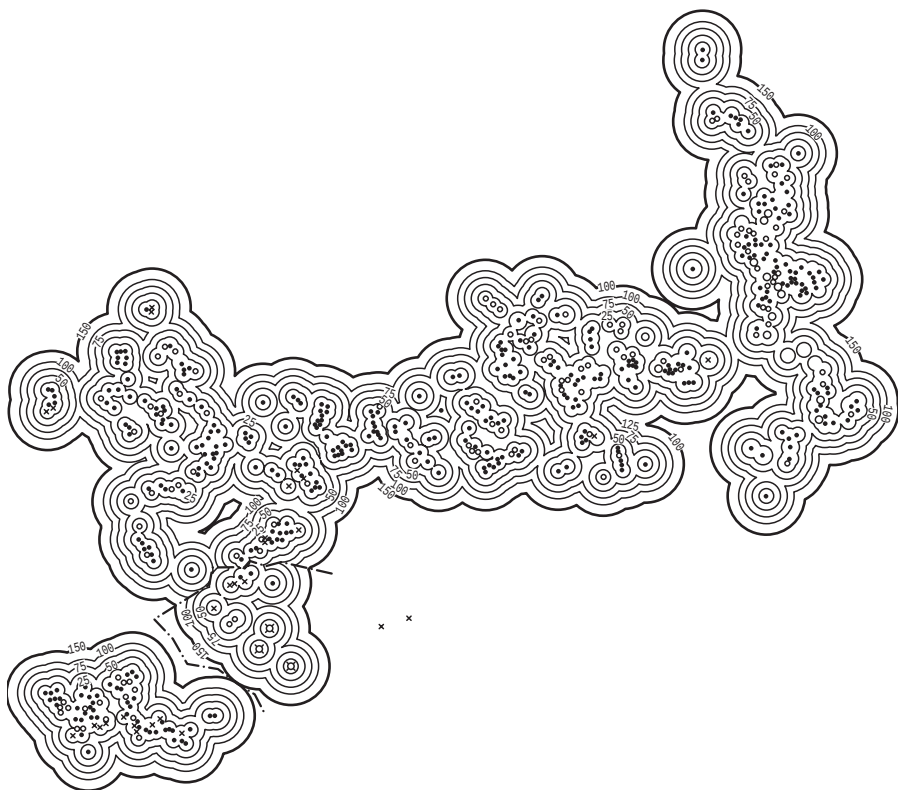


Рис. 3.41. Схема распространения карстовых проявлений с изолиниями удаленности от воронок на участке, прилегающем к восточной окраине г. Дзержинск:

 — карстовые воронки;
  — карстовые провалы;
  — изолинии удаленности от воронок;
  — границы нового быстроразвивающегося карстового поля

Для правильного проектирования зданий и сооружений в карстовых районах необходимы детальные инженерно-геологические исследования, которые должны носить комплексный характер. При этом изучают климат, растительность, гидрологию, геоморфологию, геологию местности, подземные воды и в том числе все, что связано с самими карстовыми формами. Инженерно-геологические исследования позволяют обнаружить и нанести на карту районы карстующихся пород, выделить наиболее опасные участки, где капитальное строительство практически невозможно, определить наличие карстовых форм под землей. В этом некоторую помощь могут оказать геофизические методы, в частности,

электроразведка.

Принципиальное значение имеет определение степени активности карстового процесса. Различают действующий карст, который развивается в современных условиях, и пассивный, или древний карст, который развивался в прошлом. В подобном карсте отсутствует циркуляция воды. Такие карстовые формы часто содержат делювиально-пролювиальный материал, задернованы, покрыты кустарниковой и даже древесной растительностью. При изменении базиса коррозии и других параметров пассивный карст может перейти в активную стадию. При активном карсте степень закарстованности пород продолжает возрастать. Для растущих карстовых форм характерны четкие очертания, циркуляция воды, зияние трещин, отсутствие древесной растительности. Возможности возведения сооружения в районе активного карста определяют сроком службы и особенностями его эксплуатации. В связи с этим важно установить скорость развития карстового процесса. Для приближенной оценки степени закарстованности территории и скорости развития карста существует ряд способов, в том числе длительное наблюдение за карстообразованием в данном районе.

Карстовые районы по степени устойчивости делят на пять категорий:

- 1) весьма неустойчивые — образуется по 5–10 воронок в год на 1 км²;
- 2) неустойчивые — 1–5 воронок в год на 1 км²;
- 3) средней устойчивости — одна воронка за время от одного года до 20 лет на 1 км²;
- 4) устойчивые — одна воронка за 20–50 лет на 1 км²;
- 5) весьма устойчивые, на которых отсутствуют или имеются лишь старые воронки; свежих провалов не зарегистрировано за последние 50 лет.

В процессе инженерно-геологической съемки картографируют различные формы карста (воронки, карры, поля и т.п.) с детальностью, допускаемой масштабом карты, путем составления абрисов отдельных характерных форм, зарисовки и фотографирования их. Описывая в полевом дневнике формы карста, указывают их названия, форму в плане и разрезе, размеры, ориентированность по компасу, по отношению одной к другой и по отношению к другим элементам рельефа (воронки, например, часто располагаются цепочкой по простиранию более энергично карстующегося пласта, в верховьях оврагов, близ бровки коренного склона долины, на дне поля или речной долины и т.д.). При описании карстовых форм необходимо описывать литологический состав карстующихся пород, от-

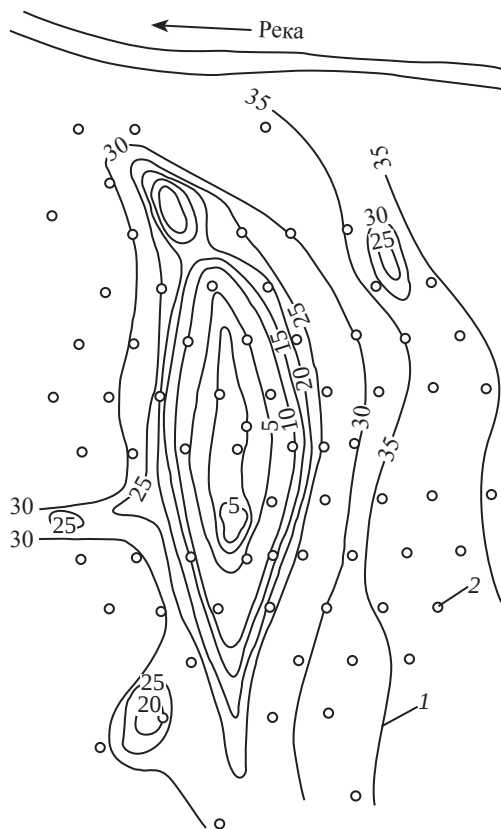


Рис. 3.42. Карта рельефа кровли свиты закарстованных известняков:

1 — горизонталь рельефа кровли свиты; 2 — скважина

мечать, к каким направлениям трещиноватости приурочены карстовые пустоты или щели, характер их заполнения (песчано-глинистое заполнение, кальцитовые прожилки, сталактиты и сталагмиты и т.п.), проявления водоносности (места поглощения воды рек и ручьев, характер поглощения воды трещинами, воронками, понорами).

Иногда удается установить, что пещеры располагаются ярусами и их устья приурочены к некоторым уровням, соответствующим высотам определенных речных террас. Ярусное расположение пещер показывает, что данный массив пережил несколько циклов карстообразования, что было связано с изменением его положения относительно базиса эрозии, т.е. относительно уреза реки.

В районах закрытого карста чрезвычайно важно из-

учить рельеф карстового массива, скрытый под толщей более молодых отложений. Для этого строят карту изогипс кровли карстующегося пласта, используя данные, полученные при съемке и бурении (рис. 3.42). Этим путем иногда удастся проследить расположение воронок, слепых долин и другие формы рельефа карстового массива, совершенно не отраженные в современном рельефе. Значение такого рода скрытых погребенных форм карста, особенно погребенных долин, для гидротехнического строительства очень велико, так как в зависимости от характера заполняющих их пород они могут быть или барьерами, преграждающими пути фильтра-

ции подземным водам, или, наоборот, каналами, по которым наиболее интенсивно движутся воды.

На аэрокосмоснимках карстовые воронки распознаются по прямым признакам. Из карстовых колодцев, шахт и входов в пещеры и гроты одни не видны на аэрокосмоснимках, другие — заметны. Это зависит от размера входа, его ориентировки и положения в рельефе, наличия или отсутствия маскирующих карниза и растительности. При дешифрировании карстовых форм рельефа следует основываться на геологических и геоморфологических картах и отчетах, подтверждающих наличие на данной территории карста или хотя бы водорастворимых горных пород. Это необходимо во избежание отнесения к карстовым воронкам внешне похожих на них (и на аэрокосмоизображении, и в натуре) различных ям и воронок искусственного происхождения.

Основной принцип проектирования водозащитных мероприятий на закарстованных территориях — максимальное сокращение инфильтрации поверхностных, промышленных и хозяйственно-бытовых вод в грунт. Не рекомендуется допускать: усиления инфильтрации воды в грунт (особенно агрессивной); повышения уровней подземных вод (особенно в сочетании со снижением уровней нижезалегающих водоносных горизонтов); резких изменений уровней и увеличения скоростей движения вод трещинно-карстового и вышезалегающих водоносных горизонтов, а также других техногенных изменений гидрогеологических условий, которые могут вызвать активизацию карстовых процессов.

К геотехническим мероприятиям относятся: 1) тампонирование карстовых полостей и трещин, обнаруженных на земной поверхности, в котлованах и горных выработках (шурфах, штольнях и т.д.); 2) закрепление закарстованных пород и(или) вышезалегающих грунтов инъекцией цементационных растворов или другими способами; 3) опирание фундаментов на надежные незакарстованные или закрепленные грунты.

В последнем случае применяют: увеличение глубины заложения фундаментов; забивные, бурозабивные или буронабивные сваи; другие фундаменты глубокого заложения; замену ненадежных грунтов и другие мероприятия.

В состав эксплуатационных противокарстовых мероприятий (мониторинга) входят:

постоянный геодезический контроль за оседанием земной 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 непустимых карстовых деформаций;

устройство (и периодическое наблюдение) глубинных марок, реперов и маяков на трещинах строительных конструкций;

контроль за 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) за взрывными работами и источниками вибрации.

3.8. Суффозия

Суффозия (от лат. *suffosio* — подкапывание) — вынос мелких минеральных частиц и растворенных веществ водой, фильтрующейся в толще горных пород. Более широкое определение процесса суффозии — выщелачивание растворимых (хлоридных, хлоридно-сульфатных, карбонатных) солей почвы, нарушение микроагрегатной структуры грунтов и вымывание в глубину с нисходящими токами воды тончайших частиц горных пород, в дальнейшем также выносимых подземными водами. Это вызывает оседание всей вышележащей толщи с образованием на поверхности замкнутых понижений: либо мелких (микрозападин, блюдеч, западин, воронок), либо более крупных (падин). Диаметр первых — до 10 м, редко 100–150 м при глубине от 10 до 150 см, вторых — 0,6–1,5 км при глубине 1,5–2 м. Суффозионные понижения особенно характерны для лёссов и лёссовидных грунтов. Они очень хорошо (лучше, чем в натуре) выделяются на аэрокосмоснимках.

Различают два вида суффозии — механическую и химическую. При механической фильтрующаяся вода отрывает от породы и выносит во взвешенном состоянии целые частицы (глинистые, пылеватые, песчаные); при химической вода растворяет частицы породы (гипс, соли, карбонаты) и выносит продукты разрушения. При одновременном действии этих двух видов иногда применяют термин химико-механическая суффозия. Такая суффозия может быть в лёссовых породах, где раство-

ряется карбонатное цементирующее вещество и одновременно выносятся глинистые частицы.

Основные причины суффозионных явлений — возникновение в подземных водах значительных сил гидродинамического давления и превышение величины некоторой критической скорости воды. Это вызывает отрыв и вынос частиц во взвешенном состоянии. Для развития суффозионного процесса необходимы определенные скорость и величины градиентов. Для вычисления скорости, отвечающей началу выноса частиц из мелкого песка в крупный (при фильтрации воды снизу вверх), применяют формулу С.В. Избаш, экспериментально уточненную Л.И. Козловой (1934):

$$V_{кр} = 0,26d_{60}^2(1 + 1000d_{60}^2/D_{60}^2) \text{ см/с,}$$

где d_{60} и D_{60} — контролирующие диаметры первого и второго слоев соответственно, мм.

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 градиенте

$$J_p = (\rho_s - 1)(1 - n) \text{ или } J_p = (\rho_s - 1)(1 - n) + 0,5n,$$

где ρ_s — плотность частиц грунта, г/см³; n — пористость грунта, доли ед.

Наиболее важное условие развития суффозионного процесса — наличие суффозионно-неустойчивых горных пород, т.е. с коэффициентом неоднородности гранулометрического состава

$$C_u = d_{60}/d_{10} > 20,$$

где d_{60} — контролирующий диаметр частиц; d_{10} — действующий или эффективный диаметр частиц.

Кроме того, суффозия часто развивается в трещиноватых скальных и полускальных породах при выносе 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. Чем больше неоднородность гранулометрического состава грунта, тем при меньших градиентах фильтрационного потока начинается суффозия.

Все суффозионные проявления подразделяются на поверхностные и подземные. Первые представляют собой, как правило, отрицательные формы рельефа, вторые — структурные элементы массива горных пород. В глубине массива мелкие частицы переносятся водой из одних пластов в другие или в пределах одного слоя. Это приводит к изменению состава пород и образованию подземных каналов. В глубине массива суффозия может возникать также на контакте двух слоев, различных по составу и пористости. При этом мелкие частицы одной породы потоком воды переносятся в поры другой породы. При суффозии на контакте между слоями иногда формируются своеобразные прослои или пустоты. Это можно наблюдать на контакте глинистых и песчаных слоев, когда соотношение коэффициентов фильтрации этих пород больше двух.

Размер пустот в лёссовых породах, в частности, на контакте с подстилающими их кавернозными известняками-ракушечниками, иногда достигает нескольких метров. Такие небольшие пещеры развиты, например, на склонах р. Темерник в г. Ростов-на-Дону (рис. 3.43). Развитие пещер нередко сопровождается провалом поверхности Земли, повреждением зданий и подземных коммуникаций.

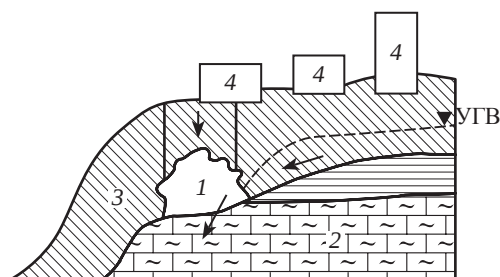


Рис. 3.43. Суффозионная полость 1 в лёссовых породах, залегающих на склоне рельефа, сложенном известняками-ракушечниками 2 и глиной 3; 4 — здания (по В.П. Ананьеву, А.Д. Потапову)

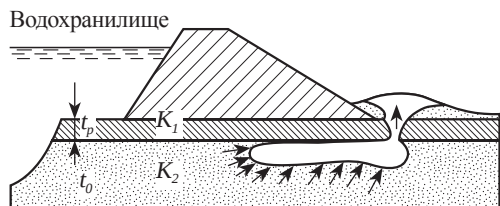


Рис. 3.44. Схема формирования суффозионной каверны под насыпной плотиной (по М. Васичу)

K_1 — водоупор; K_2 — коллектор (песок);
 t_p — гидравлическое давление в водохранилище;
 t_0 — гидравлическое давление в коллекторе

Отметим, что в лёссовых породах суффозия развивается не только на контактах, но и в самих толщах, образуя так называемый глиняный, или лёссовый, карст.

Как механическая, так и химическая суффозия активно проявляются также вблизи поверхности Земли при естественном или искусственном изменении гидродинамических условий — формировании воронок депрессии, изме-

нениях уровня подземных и поверхностных вод, откачках дренажировании. Суффозионные процессы часто возникают на склонах речных долин и откосах котлованов, на берегах водохранилищ при быстром спаде паводковых вод или сбросе лишних вод, в местах выхода на поверхность грунтовых вод, на орошаемых территориях (рис. 3.44).

В откосах строительных выемок суффозионный вынос частиц приводит к оседанию поверхности, образованию провалов, воронок и оползней. Например, в районе Волгограда многие оползни связаны с суффозионным выносом песка грунтовыми водами. На орошаемых землях дельт рек Терека и Сулака (Прикаспий) за счет инфильтрации воды и перепада ее скоростей на границе супесчано-суглинистых отложений с озерно-аллювиальными трещиноватыми глинами образуются крупные провалы, разрушается оросительная сеть и магистральные каналы. Химическая суффозия может протекать длительное время. В результате выщелачиваются не только карбонаты и другие сравнительно легко растворимые вещества, но и кремнезем. При значительном растворении пород химическая суффозия переходит в карстовый процесс.

При исследовании пород, в которых наблюдается или возможна фильтрация воды, необходимо определять их способность к суффозии. Следует учитывать, что при малом гидродинамическом давлении в породах происходит только фильтрация воды, при повышении же давления начинается суффозия. Для выявления этих свойств определяют критические градиенты и давление воды, при которых начинается суффозия. Эту работу проводят в лабораторных и полевых условиях.

Очень резко проявляется суффозия в песчано-глинистых породах, перекрывающих закарстованные толщи. Просачиваясь через них, поверхностные воды уходят в находящиеся ниже карстовые пустоты, затягивая с собой и намокшую массу породы. В результате на поверхности, над погребенными карстовыми полостями, возникают воронкообразные западины, иногда очень резкие и крутостенные. Такие формы называются суффозионно-карстовыми.

При фильтрационном разрушении горных пород происходит свободное перемещение частиц более мелкозернистого грунта в порах более крупнозернистого при пересечении потоком поверхности контакта со стороны более мелкозернистого фронта (контактная суффозия). Для реализации этого процесса требуется достаточно высокая поровая проницаемость грунтов.

Если внутри толщи горных пород или на ее контакте с искусственным образованием имеется сквозной канал, соединяющий источник поступления воды с какой-либо полостью или зоной разгрузки, то суффозия принимает вид подземной эрозии, т.е. размывания дна и стенок каналов текущей подземной водой.

При суффозионном процессе подземные воды проводят не только разрушительную работу, но и транспортируют материал, образующийся при деструкции горных пород, из одного места в другое, иногда на значительные расстояния. Транспортируемый подземным потоком материал может либо аккумулироваться в порах, трещинах и полостях горных пород, либо выноситься на земную поверхность. Механизмы и негативные последствия двух типов суффозионной аккумуляции значительно отличаются друг от друга. В.П. Хоменко предложил называть суффозионный вынос материала на земную поверхность внешней суффозией, а вынос в трещины и полости или перемещение внутри них — внутренней суффозией (табл. 3.6).

Внешняя суффозия, в процессе которой материал транспортируется вниз по склону или выносится к его подножию, существенным образом отличается от восходящей суффозии псевдовулканического характера. Первый вид суффозии принято называть присклоновой суффозией. Внутренняя суффозия, протекающая в пространстве, четко ограниченном внутренней поверхностью полостей и трещин, несопоставима по своим последствиям с суффозионным выносом в них вышележащих пород. Только во втором случае возможны проявления суффозионного процесса на поверхности в виде различных по масштабу отрицательных элементов рельефа. Причины развития суффозии достаточно разнообразны и связаны как с нарушением режима подземных вод, так и с другими причинами (табл. 3.7). Систематизируя процессы, обуславливающие развитие суффозии, В.П. Хоменко отмечает, что суффозия может возникнуть в результате природных и техногенных процессов (табл. 3.8, 3.9).

Поверхностные проявления четко выражены в рельефе и легко поддаются идентификации. В зависимости от строения земной поверхности они принимают разные формы и могут быть как аккумулятивными (конусы суффозионного выноса), так и деструктивными (поноры, провалы, оседания).

Склоновые поверхностные проявления суффозии могут быть двух типов. К первому относятся различные ниши, которые часто сопровож-

Т а б л и ц а 3.6

**Условия, необходимые для выноса и перемещения пород,
разрушенных суффозией (по В.П. Хоменко, 2003)**

Геолого-морфологическая обстановка, обеспечивающая суффозионный вынос			Вид суффозии
Характер рельефа земной поверхности	Структура массива горных пород	Гидрогеологические условия	
Наличие склона	Любая	Разгрузка подземных вод в виде нисходящего источника	Присклоновая
Любой		Разгрузка подземных вод в виде восходящего источника	Псевдовулканическая
	Наличие неза- кольматированных трещин и полостей	Наличие вертикального восходящего потока под- земных вод	Перемещение в трещины и полости пород, разрушенных восходящим потоком
		Наличие вертикального нисходящего потока под- земных вод	Перемещение в трещины и полости пород нисходящим и восходящим потоками
	Наличие закольма- тированных трещин и полостей	Наличие нисходящего или горизонтального по- тока подземных вод	Перемещение заполнителя внутри трещин и полостей

Т а б л и ц а 3.7

Причины суффозии (по В.П. Хоменко, 2003)

Фактор, инициирующий суффозию	Процессы и воздействия, способные вызвать суффозию	
	природные	техногенные
Появление потока подземных вод в неводонасыщенных суффозионно-неустойчивых породах	Затяжные дожди и сильные ливни. Бурное таяние снега и льда. Паводки и наводнения	Утечки из водонесущих коммуникаций и резервуаров. Поступление в грунты сточных и бытовых вод, жидких промышленных отходов. Гидромеханизация земляных и горных работ. Скважинная добыча нефти и газа с применением законтурного и внутриконтурного обводнения. Орошение земель. Функционирование гидротехнических сооружений
Повышение агрессивности подземных вод по отношению к простым солям*		
Увеличение скорости потока подземных вод	Засухи. Обмеление водотоков и водоемов	Строительное водопонижение, осушение грунтов и земель. Эксплуатация подземных вод. Функционирование гидротехнических сооружений
Выход области суффозионного выноса на контакт с водонасыщенными суффозионно-неустойчивыми породами	Абразия. Речная и овражная эрозия. Обвалы и оползневые процессы. Провалообразование. Карст	Разрушение берегов искусственных водотоков и водоемов. Экскавация грунтов
	Термокарст. Разрушение глинистых водоупоров над полостями. Жизнедеятельность организмов	Производство буровых работ и проходка подземных горных выработок. Деструкция подземных сооружений

*К механической суффозии отношения не имеет.

**Создание условий, необходимых для появления суффозии
(по В.П. Хоменко, 2003)**

Подготовка суффозии	Процессы и воздействия, подготавливающие суффозию	
	природные	техногенные
Накопление суффозионно неустойчивых пород	Естественный литогенез	Накопление культурного слоя. Образование грунтовых отвалов. Возведение земляных сооружений и насыпей. Намыв грунтов
Дезинтеграция скальных пород	Тектонические движения. Выветривание. Карст	Производство взрывов
Засоление дисперсных пород	Затопление территорий морскими водами. Привнос солей ветром и атмосферными осадками. Испарение высокоминерализованных грунтов вод	Поступление в грунты сточных и бытовых вод, жидких отходов. Орошение земель
Накопление нерастворимых частиц в порах и заполнителя в трещинах и полостях	Заиление дна водоемов. Разложение органики. Выветривание. Карст	Искусственный кольматаж песчаных и крупнообломочных грунтов. Тампонаж трещин, естественных и искусственных полостей. Засыпка подземных выработок. Накопление остатков разрушающихся подземных сооружений
Образование трещин и каналов, не контактирующих с водонасыщенными суффозионно-неустойчивыми породами	Тектонические движения. Землетрясения. Разгрузка напряжений в бортах понижений рельефа. Оползнеобразование. Усадка глинистых пород, морозобойное растрескивание. Выветривание. Жизнедеятельность организмов	Производство буровых работ и экскавация грунтов. Деструкция подземных сооружений
Образование полостей, не контактирующих с водонасыщенными суффозионно-неустойчивыми породами	Карст. Вулканическая деятельность. Подземные пожары. Термокарст	Подземная экскавация грунтов и строительство подземных сооружений. Добыча полезных ископаемых с помощью выщелачивания, плавления и сжигания
Выход неводонасыщенных суффозионно-неустойчивых пород на земную поверхность	Абразия. Речная и овражная эрозия. Обвалы и оползневые процессы. Провалообразование	Разрушение берегов искусственных водотоков и водоемов. Открытая экскавация грунтов

ждаются аккумулятивными формами в виде шлейфов и языков. Суффозионные ниши иногда достигают крупных размеров, тогда их называют пещерами. К второму типу склоновых суффозионных проявлений относятся оползни, которые развиваются, как правило, унаследованно на месте ниш. Суффозионные поноры обычно образуются в результате подземной эрозии и встречаются в дисперсных или сцементированных обломочных породах.

Наиболее типичные поверхностные проявления суффозионного процесса — оседания и провалы, представляющие собой замкнутые по-

Классификация суффозионных проявлений (по В.П. Хоменко)

Вид суффозионных проявлений	Геологические процессы, формирующие данный вид суффозионных проявлений		
	Суффозионные		Постсуффозионные
	выделяемые по характеру разрушения пород	выделяемые по условиям перемещения разрушенных пород	
Поверхностные			
Псевдовулканы	Механическая суффозия, кроме частичного фильтрационного разрушения	Псевдовулканическая суффозия	Склоновые, кроме обвальных
Ниши и пещеры		Присклоновая суффозия	
Оползни	Все		Склоновые, с нарушением сплошности пород
Поноры	Химическая трещинная суффозия и подземная эрозия	Присклоновая суффозия и перемещение в трещины и полости пород, разрушенных нисходящим потоком	
Провалы	Механическая суффозия, кроме частичного фильтрационного разрушения	Все, кроме перемещения заполнителя внутри трещин и полостей	
Оседания	Все		Прогиб и уплотнение пород
Подземные			
Полости	Все, кроме химической поровой суффозии и частичного фильтрационного разрушения	Все	Подземное обрушение и истечение пород
Псевдоплавунные зоны	Полное фильтрационное разрушение		
Зоны разуплотнения	Химическая поровая суффозия и частичное фильтрационное разрушение	Все, кроме перемещения в трещины и полости пород, разрушенных восходящим потоком	Отсутствуют
Зоны дезинтеграции	Химическая трещинная суффозия		

нижения земной поверхности округлой формы. Отличие между ними 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. Коническая форма провалов универсальна, так как наиболее соответствует состоянию равновесия.

Подземные проявления — это, по сути, структурные элементы массива горных пород. В.П. Хоменко подразделяет их на четыре типа

в зависимости от морфологических особенностей и происхождения. Под естественными полостями понимается замкнутое пространство в массиве горных пород, заполненное газом или жидкостью либо тем и другим одновременно. Отметим, что все приведенные в классификации В.П. Хоменко проявления, связанные с химическими взаимодействиями, к собственно суффозии отношения не имеют.

Прогноз суффозионных процессов должен быть направлен на выявление размеров будущих суффозионных проявлений и их воздействия на условия строительства и эксплуатации различных инженерных сооружений. Как любой инженерно-геологический прогноз, он может быть представлен в качественной или количественной форме. Количественный прогноз развития суффозионного процесса обычно базируется на традиционных методах прогнозирования, используемых в экзогеодинамике: прямых и косвенных инженерно-геологических аналогиях, математическом и физическом моделировании.

Для прогноза возможного обрушения дисперсных пород в результате образования суффозионных полостей В.П. Хоменко предлагает использовать следующую формулу:

$$a_{c2} = \left[\sum_{i=1}^n (\sigma'_y + \sigma''_y)_i m_i \operatorname{tg} \varphi_i + 2 \sum_{i=1}^n m_i c_i \right] / \sum_{i=1}^n \gamma_i m_i,$$

где a_{c2} — критическая полуширина суффозионной полости, обеспечивающая образование провала; n — количество слоев дисперсных пород, перекрывающих суффозионную полость; i — порядковый номер слоя, начиная от земной поверхности; σ'_y — горизонтальное нормальное напряжение в кровле слоя; σ''_y — то же в его подошве; m — мощность слоя; φ — угол внутреннего трения; c — удельное сцепление; γ — удельный вес грунта с учетом насыщения его водой и без учета направленного вверх гидростатического давления воды на водоупоры.

Важнейшая задача при прогнозе развития суффозионного процесса — прогнозирование местоположения ожидаемого провала. Для этого целесообразно использовать информацию, получаемую при динамическом и статическом испытании грунтов. Такие испытания позволяют оконтурить ослабленные зоны в грунтах, формируемых вокруг будущих провалов. В ослабленных зонах наблюдаются следующие закономерности: во-первых, на одной и той же глубине сопротивление грунта проникновению конуса тем меньше, чем ближе к провалу расположена точка

зондирования; во-вторых, при характерном нарастании сопротивления грунта проникновению конуса с увеличением глубины зондирования градиент такого нарастания уменьшается по мере приближения точки зондирования к будущему провалу (В.П. Хоменко, 2003).

Исходя из этих предпосылок, В.П. Хоменко предложил определять место ожидаемого провала на основе анализа поля параметра R^* — средней величины удельного сопротивления грунта под конусом зонда или условного динамического сопротивления зонда соответственно при статическом или динамическом зондировании. Над будущим провалом значение параметра R^* должно быть минимальным.

Последствия развития суффозионных процессов бывают катастрофическими. В результате суффозионного выноса мелких частиц горные породы разуплотняются, в них образуются зоны ослабления и оползни, нарушается устойчивость склонов. Суффозионные проявления в основании инженерных сооружений приводят к их значительным и неравномерным осадкам, потере устойчивости, вплоть до разрушения. Известный пример проявления суффозионного процесса, вызванного закрытым фильтрационным выносом песчаного материала в строящийся подземный коллектор, — провал на Большой Дмитровке в Москве (1998), в результате которого обрушилось жилое здание. Образовавшийся в 1983 г. в г. Курган суффозионный оползень, спровоцированный утечками из водонесущих коммуникаций, вызвал разрушение жилого дома и гибель людей. Более 100 зданий в одном из жилых районов Еревана испытали в 1970-х годах деформации в результате химической суффозии, причем некоторые из них пришли в аварийное состояние и были снесены.

Есть все основания полагать, что основной ущерб, обусловленный суффозией, связан не столько с крупными авариями и катастрофами, сколько с практически постоянными или периодически повторяющимися мелкомасштабными негативными воздействиями техногенных суффозионных процессов на объекты, например с разрушением асфальтовых покрытий. Отметим также еще одно важное обстоятельство: суффозия нередко представляет собой побочный результат применения мероприятий по защите от других экзогенных геодинамических процессов. Естественно, эффективность инженерной защиты при этом снижается и возникают новые непредвиденные проблемы. Довольно часто встречаются сопровождаемый провалообразованием суффозионный вынос пород в поврежденные противооползневые дренажные штольни и подземная

эрозия, активно развивающаяся на контакте пород с конструктивными элементами берегозащитных сооружений и приводящая к их разрушению. Отмечаются также образование суффозионных полостей и провалов при замачивании лёссовых пород, используемых в качестве противопросадочного мероприятия, и формирование устойчивых суффозионных каналов в цементном камне, заполняющем карстовые полости.

Суффозионные процессы отрицательно сказываются на устойчивости зданий и сооружений. С суффозией активно борются. Основа всех мероприятий — прекращение фильтрации воды. Это достигается различными путями: регулированием поверхностного стока атмосферных вод и гидроизоляции поверхности Земли; перекрытием места выхода подземных вод тампонированием или пригрузкой песком; устройством дренажей для осушения пород или уменьшением скорости фильтрации воды; упрочнением ослабленных суффозией пород методами силикатизации, цементации, глинизации, применением специально выбранных видов фундаментов, например, свайных.

3.9. Оползни, осыпи и обвалы

Горные породы, слагающие рельеф, нередко находятся в неустойчивом гравитационном состоянии. При определенных инженерно-геологических условиях под влиянием силы тяжести они начинают смещаться вниз по склонам, образуя оползни, осыпи и обвалы. Эти геодинамические процессы смещения горных пород вниз по склону получили название гравитационных или склоновых процессов.

Обвалы, как осыпи и оползни, относятся к гравитационным движениям (перемещениям), происходящим без участия воды на крутых склонах (более $45\text{--}50^\circ$). Обвалы образуются вследствие потери сцепления (в результате выветривания) или потери временной опоры (выветривание, эрозия и абразия у основания склона). Крупные блоки горных пород обрушаются внезапно, что нередко вызывается сейсмическим толчком. Обрушившиеся массы пород аккумулируются в виде завала. Горные породы, образующиеся в результате обрушения и осыпания, называются коллювием и участвуют в формировании горного делювия.

Обвалам способствует отседание склонов — отделение от склонов по трещинам отседания или трещинам бортового отпора блоков пород,

которые, постепенно расширяясь, приводят к неустойчивости блоков и их падению. В большинстве случаев обвалы происходят в периоды дождей, таяния снега, весенних оттепелей. Атмосферные и талые воды ослабляют связи в выветрелых породах, утяжеляют массу пород, оказывают давление на стенки трещин. Предвестники обвала — расширение существующих и появление новых трещин, расположенных параллельно обрыву, глухой шум, треск, иногда другие явления.

К одной из разновидностей обвалов относятся вывалы — обрушения отдельных глыб и камней из скальных пород в откосах выемок, полувыемок и отвесных склонов. Принципиально вывалы отличаются от обвалов тем, что обломки падают свободно, не скользя по склону. Вывалы возникают чаще всего в крупнозернистых породах с большим количеством слюды, значительно выветрелых полевых шпатов или в породах с ярко выраженной слоистостью. Другая разновидность — оползневой обвал — отделение массива горных пород крутого склона, который сначала оползает по некоторой плоскости, а затем опрокидывается и, разбиваясь на куски, скатывается вниз (рис. 3.45).



Рис. 3.45. Обрушение выветрелых слоистых горных пород (физическое выветривание) (правый берег р. Хоста, Хостинский район Большого Сочи)

Возникновение и развитие обвала описывается уравнениями статической устойчивости. В отличие от методов, применяемых в механике грунтов при анализе устойчивости склонов, где за потенциальную поверхность смещения чаще всего принимается круглоцилиндрическая поверхность, развитие обвальных процессов приурочено к склонам, сложенным скальными породами, в которых потенциальные поверхности смещения предопределяются ориентировкой основных систем трещин. Поэтому анализ устойчивости должен вестись на основе условия образования ниши отрыва, форма которой зависит от характера трещиноватости конкретного исследуемого склона.

Скорость падения оторвавшейся от массива части пород или отдельных глыб в момент удара о землю V определяется высотой склона H и вычисляется по формуле

$$V = (2gH)^{1/2},$$

где g — ускорение силы тяжести.

На основании статистической обработки наблюдений и многочисленных опытов по сбрасыванию глыб Н.М. Ройнишвили (1973) получил эмпирические зависимости для расчета скоростей движения, высоты подскакивания смещающихся глыб, длины перелета и силы удара о препятствие в зависимости от формы профиля склона. Расчетные скорости перемещения глыб определяются отдельно для каждого отрезка профиля склона, отличающегося по крутизне, с учетом замедления движения на пологих участках. Дальность падения глыб $L_{\text{макс}}$ на очень высоких и крутых склонах (высота H более 45 м, крутизна более 60°), согласно Н.М. Ройнишвили, рассчитывается по эмпирической формуле $L_{\text{макс}} = 0,25H + 0,5$ м.

По объему и характеру обрушения обвалы весьма различны. Это могут быть отдельные глыбы или масса пород в десятки кубических метров. Такие маленькие обвалы более свойственны строительным выемкам. В природных условиях нередко наблюдаются катастрофические обвалы, когда обрушиваются миллионы кубических метров пород. История знает много таких примеров. Гигантский обвал произошел в 1911 г. на Памире. Обрушилось свыше 7 млрд т пород, образовавших Усойский завал, перегородивший реку, что привело к возникновению большого Сарезского озера. Точно так же на Кавказе при обвале образовалось озеро Рица (Абхазия).

Осыпи, как и обвалы, относятся к гравитационным перемещениям (без участия воды) на крутом склоне при угле наклона больше угла естественного откоса, т.е. больше максимального угла откоса, при котором сыпучие горные породы еще находятся в равновесии, не осыпаясь вниз по склону. Величина естественного угла откоса зависит от состава сыпучего материала и его влажности. В отличие от катастрофического обвала осыпание заключается в постепенном скатывании или скольжении, иногда обваливании обломков в результате физического выветривания, которое постепенно проникает внутрь горной породы. В силу инерции при падении более крупных (массивных) обломков они, развивая большую скорость, откатываются к внешнему краю осыпи, в то время как мелкий материал накапливается в вершинной ее части. В связи с этим осыпи чаще всего имеют выпуклую форму (рис. 3.46, *а*), так как угол естественного откоса для крупных обломков выше, чем для мелких. При обильном питании осыпь растет в ширину и высоту, смыкаясь со смежными осыпями, и образует шлейф осыпей.

Если наклон поверхности осыпи близок к углу естественного откоса и слагающий ее материал рыхлый, то осыпь обнаруживает следы движения. Различают: подвижные, слабо подвижные, относительно подвижные осыпи.

К понятию осыпи достаточно близко понятие курум — поток каменных глыб и щебня (коллювия), медленно сползающих по склонам гор под влиянием морозного сдвига, солифлюкции и силы тяжести (гравитационных движений), лишенный растительного покрова. На каменных потоках наблюдаются валы, ориентированные параллельно его краям. Часто под глыбами действует водный поток. Неравномерное движение каменного материала вызывает образование небольших глыбовых террас на склонах. Курумы часто спускаются далеко вниз по склону, образуя так называемые каменные реки. Среди них различают активные каменные потоки, т.е. движущиеся, и неактивные — неподвижные.

В верхней части склонов в ходе осыпания образуются денудационные формы рельефа — различных размеров скальные обрывы и осыпные лотки, узкие углубления, направленные по линии наибольшего ската обломочного материала. В зоне аккумуляции, у подножия склона и на его пологих участках, сначала образуются отдельные конусы осыпания, которые затем сливаются в более широкие осыпные шлейфы и полосы осыпей (см. рис. 3.46, *б*).

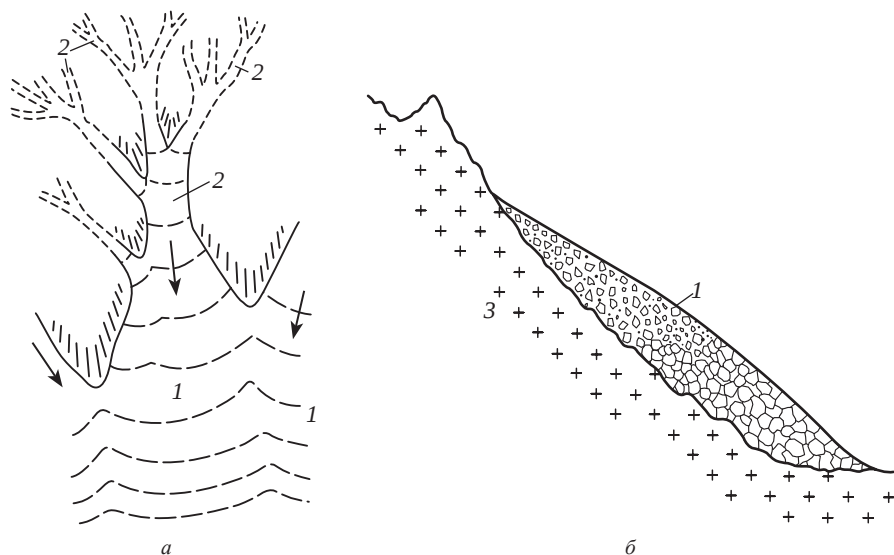


Рис. 3.46. Схема строения осыпи (по Д.С. Кизельвальтеру и др.):

a — в плане; *б* — в разрезе; 1 — осыпной шлейф; 2 — осыпные лотки; 3 — скальные породы; стрелками обозначены направления осыпания обломков, пунктиром — условные горизонталы

В составе осыпных отложений доминирующее положение занимают щебенистые грунты (рис. 3.47). Встречаются также глыбы (рис. 3.48) и дресва. Степень окатанности материала незначительна. Молодые осыпи обычно не сцементированы, а более старые могут быть скреплены песчано-глинистым материалом или кальцитовым цементом (при наличии источников минеральных вод). В последнем случае осыпной материал превращается в крепкую брекчию.

На более пологих склонах, при затрудненном удалении мелких продуктов выветривания и усилении процессов химического выветривания, среди грубого обломочного материала появляется мелкозем, начинает развиваться растительность, а лежащие на склонах массы обломочного материала становятся менее подвижными. В этих случаях движение будет происходить за счет набухания склоновых отложений во влажное время года, усыхания во время засух и при замерзании и оттаивании грунта. Усиливается движение верхних слоев весной, когда талые воды проникают в них до еще замерзших слоев, грунт сильно увлажняется и приобретает свойства пльвуна. Этот процесс тождествен солифлюкции, развивающейся в условиях многолетней мерзлоты в деятельном слое,



Рис. 3.47. Мелкощебенчатая осыпь на склоне, сложенном песчано-алевролитоглинистым флишем (сбоку от автотрассы пос. Хоста – сел. Хлебороб (Большое Сочи))



Рис. 3.48. Глыбовая осыпь на склоне, сложенном слоистой (флишеидной) карбонатно-терригенной толщей (Лазаревский район Большого Сочи)

однако при отсутствии многолетней мерзлоты процесс затухает после оттаивания грунта.

Оползень — отрыв и скользящее смещение масс горных пород вниз по склону под влиянием силы тяжести. Оползшую массу называют оползневым телом. Поверхность, по которой оползень отрывается и перемещается вниз, называется поверхностью скольжения или смещения. По ее крутизне различают следующие оползни: очень пологие (не более 5°), пологие ($5\text{--}15^\circ$), крутые ($15\text{--}45^\circ$), очень крутые ($> 45^\circ$). По глубине залегания поверхности скольжения выделяют четыре вида оползней: поверхностные — не глубже 1 м (оплывины, сплывы), мелкие — до 5 м, глубокие — до 20 м, очень глубокие — глубже 20 м.

Причины оползания могут быть различными. Это:

потеря горными породами устойчивости;

потеря горными породами упора у основания склона;

изменение физического состояния и ослабление прочности пород при переувлажнении (особенно при наличии чередования водоупорных и водоносных пород), выветривании, сейсмических толчках и т.п.;

действие гидродинамического давления подземных вод или развитие суффозии;

действие нагрузки искусственных сооружений.

Среди оползневых явлений выделяют следующие виды:

оползание блоков породы — блоковые или структурные;

оползание чехла рыхлых отложений (единовременное и быстрое) по поверхности скальных или мерзлых пород — оползни-сплывы;

оползание мелких блоков — оплывание, охватывающее весь склон или значительную его часть;

отседание склонов — смещение блоков скальных или полускальных пород.

В соответствии с этим можно рассматривать оползневые склоны блоковых смещений, оползания чехла рыхлых отложений (склоны оползней-сплывов), оплывные склоны и склоны отседания. Оползневые склоны формируются в результате взаимодействия экзогенно-климатических и неотектонических процессов. Совокупное их влияние обуславливает развитие на склонах разнообразных денудационно-аккумулятивных процессов, среди которых оползни — наиболее распространенные и неблагоприятные процессы. Яркий пример оползневых склонов — коренные склоны речных долин г. Москва. Оползни на территории Москвы

по масштабам проявления подразделяют на два типа: глубокие, характеризующиеся площадью 0,8–1,0 км² с глубиной захвата пород до 100 м; поверхностные, мелкие — площадью до 0,002 км² с глубиной захвата пород преимущественно 1–5, реже 10 м. Глубокие оползни выявлены в настоящее время на 13 участках долины р. Москва (Щукино, Серебряный бор, Хорошево-1, Фили-Кунцево, Нижние Мневники, Хорошево-2, Поклонная гора, Воробьевы горы, Коломенское, Москворечье, Сабурово, Чагино, Капотня) и на двух — в долине р. Сходня (Сходня, Тушино), что соответствует линейной пораженности долин, равной примерно 25%. По своему механизму они относятся к оползням выдавливания и развиты на склонах высотой 15–70 м, крутизной 9–17°.

Склоны, пораженные этими оползнями, имеют специфический рельеф: в верхней части — высокий крутой откос, в средней и нижней частях — терраса со специфическим бугристо-грядовым рельефом, придающим, наряду с богатой растительностью, большую живописность местности. Протяженность оползневых участков изменяется от 0,5 до 3,5 км, ширина (длина по оси движения оползня) достигает 380 м, форма в плане фронтальная, реже циркуобразная.

Оползневые склоны (блоковые или структурные оползни). Оползание происходит в виде скольжения оползневых блоков. Если сдвигающиеся блоки развиваются выше подошвы склона по отношению к нескольким базисам оползней, являясь висячими, многоярусными, или к одному базису оползня, то происходит свободное скольжение — деляпсивный или соскальзывающий оползень. В рельефе эти оползни выражаются ступенями — одной или несколькими, напоминающими террасы, иногда запрокинутые в сторону склона.

Если толща пластичных горных пород опущена ниже подошвы склона, то происходит пластичное выжимание или принудительное скольжение пород,двигающихся вверх против уклона, или выжимание в результате давления сверху — это детрузивные оползни, толкающие или выталкивающие. В рельефе они выражаются бугристыми склонами.

По отношению к структуре горных пород, слагающих склоны, структурные оползни делятся на следующие виды:

- 1) асеквентные, развитые в однородных породах;
- 2) консеквентные, происходящие по плоскостям напластования пород или по плоскостям разломов;
- 3) инсеквентные, для которых характерно пересечение плоскостями

оползания поверхностей напластования или плоскостей разломов.

Структурные оползни могут происходить на одном высотном ярусе (одноярусные) или на нескольких (многоярусные). Многоярусные оползни наблюдаются в горах и реже на равнинах, главным образом там, где высота склонов достигает 100–200 м. По времени, в течение которого происходит процесс оползания, выделяют оползни одновременные, недавние, периодические и постоянные. Можно различать оползни современные (происходившие десятки лет назад), давние (сползавшие в течение исторического времени, т.е. менее чем 3–5 тыс. лет назад) и древние, удаленные от нас геологически длительными отрезками времени.

По скорости смещения все склоновые процессы можно подразделить на три категории: медленные, смещения со средней скоростью и быстрые. Медленные смещения не являются катастрофическими. Их называют волочениями, ползучими смещениями рыхлых отложений, а также скольжением и соскальзыванием. Это, действительно, перемещение-сползание, так как скорость его не превышает нескольких десятков сантиметров в год. Специалисты по инженерной геологии хорошо знают, как распознать такое смещение (например, по искривленным стволам деревьев, растущих на склоне, изгибанию пластов и поверхности, так называемому смятию пластов, и с помощью чувствительных приборов). К таким медленным смещениям относится солифлюкция — движение массы грунта, имеющего вязко-текучую консистенцию, т.е. способностью растекаться толстым слоем. Опасность медленных смещений заключается в том, что они могут постепенно перейти в смещение быстрое, а затем и катастрофическое. Многие крупные оползни начинались оползанием рыхлого материала или медленным скольжением блоков горных пород.

Смещения средней скорости происходят со скоростью метров в час или метров в сутки. К ним относятся большинство типичных оползней. Оползневой участок состоит из зоны отрыва, скольжения и фронтальной, или зоны аккумуляции. В зоне отрыва различимы основная трещина отрыва и плоскость скольжения, по которой тело оползня отделилось от подстилающей породы.

Под быстрыми понимают смещения, скорость которых достигает нескольких десятков километров в час. В этих случаях к смещающей силе добавляется сила инерции, а раздробленные породы по поверхности смещения дают «дополнительную смазку» и уменьшают силы сцепления.

Склоны оползней-сплывов. Оползни-сплывы возникают в условиях низко- или плоскогорного рельефа, там, где залегают коренные породы скального типа, которые сами по себе не способны образовать блоковые оползни. Сползать здесь может только покрывающий чехол суглинисто-щебнисто-глыбовых рыхлых отложений. Он сплывает по поверхности коренных пород. Крутизна склонов, на которых происходят оползни-сплывы, изменяется от 15 до 30°. Коренные породы служат водопором, на поверхности которого рыхлые отложения, более или менее насыщенные водой и утратившие связность, в определенный момент переходят нижний предел текучести и связь между ними и коренным основанием ослабевает.

В случае подрезания рекой блок, подстилаемый коренными породами, над которыми грунт насыщен водой, отрывается и по наклонной поверхности сплывает в русло. Лишившись упора снизу, теряет устойчивость лежащий выше по склону блок. Он сплывает вслед за предыдущим. Последовательно то же самое происходит с остальными блоками, расположенными выше по склону. Таким образом, на склоне появляется полоса, лишенная рыхлого материала. Полоса вытянута по склону в направлении максимального уклона. У подошвы склона, чаще всего прямо в русле, нагромождаются массы сплывшего материала с беспорядочной бугристой поверхностью. Будучи раздробленными, они быстро размываются водным потоком. По отношению к соседним участкам склона полоса, с которой произошел спływ, углублена в общую поверхность склона на 2–5 м, в соответствии с мощностью обломочного чехла. В плане оползни-сплывы имеют линейно вытянутую форму. Обычно ширина полосы 15–20 м, длина же достигает 50–150 м. Случаются оползни-сплывы больших размеров.

Оползни-сплывы повторяются то в одной, то в другой части склона. Однако участки, соседние с тем, который был захвачен оползнем-сплывом, вовлекаются в движение не сразу, а через несколько лет или даже десятков лет. Это происходит потому, что полосы склона, прилегающие к полосе, где произошло сплывание, оказываются несколько лучше дренированными, поскольку возникшее понижение служит естественной дренажной. Следующий по времени оползень происходит на расстоянии 30–50 м от предыдущего. Экспонированная на поверхность коренная порода выветривается быстрее, чем прикрытая щебенисто-валунным суглинком, и в ней вновь формируется чехол рыхлых отложений.

Опывинные склоны. Опывины представляют собой мелкие блоковые оползни, при которых часто сохраняется даже сплошность дернины. Они развиваются на поверхности достаточно плотных водоупорных пород, причем опыванием захватывается толща породы всего на 0,3–1,5 м. В отличие от оползней-сплывов, опывание происходит постепенно. Причиной его служит избыточное увлажнение верхнего слоя грунта, иногда только почвенного слоя.

Морфологически опывинные склоны отличаются от других типов склонов микроступенчатостью. На склонах с обильным выпасом скота опывание возникает и без сильного увлажнения при слабопластичном состоянии грунта, а иногда и просто при сыпучих грунтах, скрепленных на поверхности дерниной. Перемещаясь по террасовидным площадкам, шириной в несколько десятков сантиметров, животные в пределах площадок временно увеличивают нагрузку на грунт, что способствует его смещению. В результате получается микрогфрика склона, носящая название «козьих троп».

Склоны отседания. Отседание склонов очень близко оползанию, но совершается не в рыхлых, а в магматических, метаморфических или достаточно прочных осадочных породах. Состоит оно в отделении блока породы объемом в десятки, сотни и тысячи кубических километров, постепенном изменении положения отделившегося блока и последующем его обрушении. Собственно обрушение — это уже процесс обвальнo-осыпной.

Отседание приурочено к глубоко расчлененным плато, сложенным скальными и полускальными породами, и к горным районам. В высоких горах отседание быстро переходит в обваливание и поэтому рассматривается как начало обвального процесса. В типичном случае вдоль бровок крутых склонов первоначально появляется узкая трещина, которая постепенно расширяется и заполняется мелкоземом, осыпающимся в нее со стенок. Последний обычно насыщен водой и пропускает часть воды к основанию блока, увлажняя подстилающую породу.

Постепенно кровля пласта, подстилающего вертикально трещиноватые прочные породы, приобретает некоторый уклон в сторону долины, поэтому блок получает наклон, а трещины, разделяющие блоки в верхней части, все более раздвигаются. В рельефе они выражены в виде рвов глубиной 3–10 м со скальными или задернованными стенками. Затем блок, получая ещё больший наклон, опрокидывается и при этом

дробится. Дальнейшее передвижение обломков, возникших в результате его разрушения, осуществляется в ходе других склоновых процессов.

Для протекания процесса отседания необходимы следующие условия:

1) первое условие — наличие высоких и крутых склонов. При глубине долин или высоте береговых уступов 150–300 м и более давление на горные породы в основании ничем не компенсируется со стороны долины (или водоема). И если порода в основании хотя бы слабо пластична, то она понемногу расплющивается давлением, а ее поверхность приобретает некоторый наклон в сторону долины (водоема).

2) второе условие — присутствие в основании склона пород, способных к существенной деформации под давлением. К таким породам относятся весьма слабoplastичные алевролиты, аргиллиты, песчаники с глинисто-кремнистым цементом, реже — закарстованные породы (известняки, доломиты, гипсы, каменная соль). Наличие последних может привести к отседанию склонов благодаря их пластичности и без растворения;

3) третье условие — преобладание среди горных пород, слагающих территорию, прочных, но в то же время хрупких и вертикально-трещиноватых песчаников, доломитов, известняков, диабазов, долеритов, базальтов. Участие подземных вод в ходе процесса не обязательно. Но при лучшем увлажнении основания склона создаются условия для более активного течения процесса.

Давление материала, попавшего в разошедшиеся трещины, разделяющие блоки породы, также играет существенную роль в развитии процесса. Если трещина на глубину 100 м заполнена щебнистым суглинком, то этот заполнитель действует наподобие клина. В верхних горизонтах щебнистых суглинков, заполняющих трещины, давление на стенки особенно возрастает при промерзании грунта и увеличении его объема. Давление на стенки может иметь не только эффект расклинивания трещин, но и эффект «сталкивания» отделившихся блоков породы по поверхности подстилающих слоев. Последнее обстоятельство может резко усилить ход процесса отседания.

Морфологическое выражение явления отседания склонов не везде одинаково. Наиболее характерны рвы отседания. Глубина рвов (10–40 м) превышает их ширину (считая от бровки до бровки).

Выявление оползневых склонов. Оползневые процессы влияют на устойчивость инженерных сооружений. Но угроза с их стороны может

быть как преувеличена, так и преуменьшена. Соответственно и перестраховка, и неучёт опасности, какую представляют собой эти процессы, может стоить дорого. Морфологически слабо выраженные стертые формы оползней в отличие от свежих и резких указывают на малую активность процесса в настоящее время. Однако если размеры оползней, а следовательно, и масштабы явлений значительны, то стертость форм никак не говорит о слабой угрозе. И наоборот, резкие формы при малом масштабе явлений служат благоприятным фактором.

Большое значение имеет анализ возможного инженерного воздействия на естественный ход процесса. Поэтому каждое условие и причину, определяющие процессы оползания, оплывания и отседания, необходимо анализировать в отдельности, одновременно имея в виду, что каждый из них влияет в совокупности.

В результате движения оползня возникают специфические формы рельефа. В пришовной части оползневой террасы (а их может быть несколько) может сохраняться пришовная ложбина, создающая наиболее благоприятные условия для постоянного смачивания поверхности смещения. В плане оползни нередко имеют циркуобразную форму. В верховьях оврагов, где часто происходит разгрузка подземных вод, постоянно наблюдаются циркуобразные оползни — ендовины.

Для выявления оползневых склонов первостепенное значение имеет изучение их морфологии. Наличие беспорядочной бугристости в основании склона, трещин, террасовидных уступов, особенно с обратным уклоном, свежих стенок отрыва и других форм, чуждых обычному склону долины или берега озера, указывает на развитие оползневых процессов. Иногда на наличие оползня указывают и бугристые нагромождения на дне долины. Бывают случаи, когда огромные слабоподвижные оползневые блоки склонов глубоких и крутосклонных долин, смещаясь, постепенно сжимают узкую долину реки, едва не перегораживая ее. Движение их восстанавливается лишь по мере среза рекой нагромождений у основания оползня. Практика показывает, что накопленная фактическая информация при проведении стационарных работ чаще всего связана не с изучением возможности образования новых оползней (хотя имеются и такие исследования), а направлена на оценку возможности, времени, частоты и скорости активизации развивающихся или старых оползней.

Устойчивость склона (или степень устойчивости) определяется соотношением сил, стремящихся столкнуть массу пород вниз по склону, и

сил, которые сопротивляются этому процессу. Устойчивость земляных масс на склонах выражается уравнением

$$T = N \operatorname{tg} \varphi + CF,$$

где T — сдвигающая составляющая массы массива; N — нормальная составляющая массы; C — сцепление; F — поверхность скольжения оползня; $\operatorname{tg} \varphi$ — коэффициент внутреннего трения.

Степень устойчивости склона определяют коэффициентом

$$K_{\text{уст}} = (N \operatorname{tg} \varphi + CF)/T.$$

Числитель отражает сумму сил, которые сопротивляются возникновению сползания, знаменатель — сталкивающие силы. Сопротивление оползню оказывают сцепление и внутреннее трение пород. К сдвигающим силам относят массу пород, расположенных на них зданий и сооружений, гидростатические и гидродинамическое давление подземных вод и т.д. При $K_{\text{уст}} > 1$ склон находится в устойчивом состоянии; при $K_{\text{уст}} = 1$ в предельном равновесии; при $K_{\text{уст}} < 1$ — в неустойчивом положении и даже происходит оползание. Чтобы склон стал неустойчивым и земляные массы начали сползать, необходимо дополнительное воздействие. Сползание может возникнуть под действием природных процессов или от производственной деятельности человека.

Часто интенсивность развития оползней оценивают по коэффициенту площадной оползневой пораженности K_n , отражающему сложившееся на исследуемой территории соотношение между общей площадью развития пород данного геолого-генетического типа и суммарной площадью зафиксированных в его границах оползней. По коэффициенту площадной пораженности каждый регион разбивается на оползневые районы с выделением участков пяти категорий:

- 1) не затронутые оползневыми процессами ($K_n = 0$);
- 2) слабо пораженные оползнями ($K_n = 0,001 \div 0,01$);
- 3) пораженные оползнями ($K_n = 0,01 \div 0,05$);
- 4) весьма пораженные оползнями ($K_n = 0,05 \div 0,12$);
- 5) интенсивно пораженные ($K_n > 0,12$).

Интенсивно пораженные районы характеризуются самой высокой площадной предрасположенностью к развитию оползней. Дальнейшее разделение территории по степени оползневой опасности проводится по крутизне склонов и механизму смещения пород. На их основе внутри каждого региона и района выделяются оползневые участки. Число

категорий в них может быть неравнозначным, так как оползневая опасность разных геолого-генетических типов пород проявляется на склонах по-разному.

Противооползневые и противообвальные сооружения и мероприятия. К оползнеопасным относятся территории, на которых возможны оползневые смещения в период строительства и эксплуатации объекта. На оползнеопасных территориях отдельно выделяют оползневые зоны, где имеются или ранее были активные оползни. Границы оползнеопасных территорий устанавливают по данным комплексных инженерных изысканий с использованием расчетов устойчивости склонов и материалов сравнительного инженерно-геологического анализа применительно к особенностям рельефа, геологического строения, гидрогеологических и сейсмических условий, характера растительного покрова и климата.

При проектировании инженерной защиты от оползневых и обвальных процессов следует рассмотреть целесообразность применения следующих мероприятий и сооружений, направленных на предотвращение и стабилизацию этих процессов:

- изменение рельефа склона для повышения его устойчивости;
- регулирование стока поверхностных вод с помощью вертикальной планировки территории и устройства системы поверхностного водоотвода;
- предотвращение инфильтрации воды в грунт и эрозионных процессов (рис. 3.49);
- искусственное понижение уровня подземных вод;
- агролесомелиорация;
- закрепление грунтов (в том числе армированием);
- устройство удерживающих сооружений;
- прочие мероприятия (регулирование тепловых процессов с помощью теплозащитных устройств и покрытий, защита от вредного влияния процессов промерзания и оттаивания, установление охранных зон и т. д.).

Если применение мероприятий и сооружений активной защиты полностью не исключает возможность образования оползней и обвалов, а также в случае технической невозможности или нецелесообразности активной защиты следует предусматривать мероприятия пассивной защиты (приспособление защищаемых сооружений к обтеканию их оползнем, улавливающие сооружения и устройства, противообвальные галереи и др.). С целью постоянного контроля и прогнозирования динамики оползней организуют геодезический мониторинг с использованием геодезической

наблюдательной сети. Для установки опорных реперов выбирают легкодоступные места, с хорошей видимостью, расположенные на устойчивых участках — на бровках и межоползневых гребнях. Это возможно в верхних частях оползня, в области его цирка, так как в данных зонах преобладают отрицательные формы рельефа и гребни возвышаются над оползневыми цирками.

В нижних частях оползней, в области его языка, в связи с преобладанием положительных форм рельефа, устойчивые полосы у бортов оползня часто расположены ниже тела оползня, поэтому видимость бывает недостаточной. Кроме того, на оползневых косогорах отдельные оползни часто хорошо разграничены в области цирков, разделены гребнями, которые можно использовать для установки опорных реперов. В нижних частях косогоров сползающие земляные массы отдельных оползней обычно сливаются и найти устойчивые участки бывает трудно.

При размещении опорных реперов следует учитывать будущую схему наблюдений, в частности предварительно надо наметить расположение створов, определить, где должны находиться оползневые знаки, чтобы обеспечить надлежащие условия их видимости, и т.д. Иногда на некотором отдалении от оползня возвышаются пункты (останцы, выступающие участки бровки, искусственные сооружения и т.д.), на которых прекрасно виден оползень; естественно, что такие пункты надо использовать при разбивке опорной сети. Однако следует учесть, что длинные визирные лучи не столь ценны и засечки с таких точек имеют незначительный вес. Наоборот, в качестве ориентирных пунктов такие точки удобны, так как угловая погрешность визирования на отдаленные точки уменьшается; особенно удобны они при проектировании пунктов на фоне неба. При камеральной обработке результатов измерений интересны опорные реперы, имеющие общую ориентирную точку.

Створы лучше располагать поперек движения оползня. На одном конце таких створов размещаются опорные реперы, на других — ориентирные. Рекомендуется располагать створы вдоль оползневых террас, учитывая лучшие условия видимости поперек оползней в таких местах. Опорные пункты створов используют для угломерных наблюдений методом лучей и комбинированным створно-угломерным методом. В последнем случае с них наблюдают оползневые знаки, по высоте расположенные ниже данного створа.

При створных наблюдениях расположение ориентирных пунктов

диктуется расположением створов. Естественно, что такие ориентирные пункты должны быть общими для створных и угломерных наблюдений с данного опорного репера. При двустворном методе удобнее располагать опорные реперы на верхней бровке, за пределами оползневого тела, вследствие лучшей обзримости оползня сверху, а ориентирные пункты закладывать на террасе, которая служит базисом оползания, или на противоположном берегу реки, если она неширокая.

После того как намечена опорная сеть, назначают оползневые знаки. Необходимо, чтобы наблюдательная сеть соответствовала строению изучаемого оползня и методу наблюдений. Поэтому предварительно необходимо тщательно осмотреть оползень и установить основные его блоки. Если программа изучения оползня предусматривает трещинную съемку, то полезно эту съемку закончить до разбивки знаков оползневой сети. Трещинная карта оползня позволяет выявить отдельные блоки, на которые распадается оползень, и помогает выбрать участки, где желательно установить оползневые знаки. Однако такую схему нельзя осуществить в поле, так как условия видимости и необходимость получения хороших засечек часто заставляют переносить оползневые знаки. Вместе с тем предварительная рекогносцировка имеет большое значение для правильной расстановки оползневых знаков.

При выборе места для оползневых знаков необходимо стремиться, чтобы лучи, идущие от опорных реперов к данной оползневой точке, были короткими и пересекались под углами, близкими к прямым. Вопрос об углах пересечения многих лучей не всегда удастся решить сразу, поэтому желательно, чтобы оползневая точка могла наблюдаться большим количеством лучей для последующего отбора. Оползневые знаки на выбранных створах можно назначать несколько чаще, чем это принято для всей сети в целом; это объясняется простотой и точностью таких работ. Как правило, на створе должно быть не менее 4–5 оползневых знаков. Как отмечалось ранее, оползневые точки следует располагать не точно на самом створе, а приблизительно на 1,8–1,9 м выше створа. При использовании метода лучей это расстояние можно увеличить. Для размещения оползневых знаков следует выбирать такие точки на створах, которые удобно засекать с соседних опорных реперов. Это позволяет получить выгодную комбинацию для створных и угломерных наблюдений.

Рекомендуется сначала не устанавливать окончательно опорные

реперы в выбранных пунктах, а закреплять их временными кольями, так как при размещении знаков оползневой сети может оказаться, что они не видны с некоторых опорных реперов и требуется небольшое их смещение. Следует предусмотреть будущее смещение оползневого знака и назначать их положение таким образом, чтобы при своем смещении они не выходили за пределы видимости. После того, как окончательно выбраны и выверены положения опорных, ориентирных и оползневых знаков, можно приступить к их установке.

Опорная и оползневая сеть должны быть рассчитаны на несколько лет работы. В течение этого времени могут произойти различные непредвиденные события, в частности, повреждение или даже уничтожение опорных знаков. Последующее восстановление опорных знаков и их дальнейшее использование для получения непрерывности результатов смещений возможно только в том случае, если можно вычислить поправочные углы, которые должны служить для приведения новых рабочих направлений к старым. Чтобы не терять точности в работе, поправочные углы должны вычисляться с повышенной точностью (до секунд), а для этого необходимо знать точные координаты опорных и даже ориентирных знаков и координировать их аналитическим методом.

Все опорные реперы связываются между собой и создают наблюдательную опорную сеть, состоящую из геодезических четырехугольников, треугольников или центральных систем, которую вычисляют известными геодезическими методами. Желательно наблюдательную сеть привязать к государственной или к городской опорной триангуляционной сети, однако сети для наблюдений за оползнями могут быть свободными.

После закрепления пунктов наблюдательной сети, проводят пробное наблюдение. Наблюдают все видимые опорные и оползневые знаки независимо от того, сколько направлений приходится на данную точку. Таким образом, во всех треугольниках, образованных одними только опорными реперами, будут измерены все три угла, а в треугольниках, в которые входят оползневые точки, — только по два угла. Для каждого опорного репера выбирают свой ориентирный пункт, на который и берут начальное направление. Ориентирные пункты должны быть хорошо видны и достаточно удалены для уменьшения погрешности визирования. Затем определяют координаты всех пунктов опорной сети, пользуясь известными в геодезии аналитическими методами. Для вычисления приращения координат пунктов оползневой сети можно воспользоваться

номограммой.

По полученным координатам составляют схематический план расположения опорной сети, очертаний оползня и необходимой ситуации в сравнительно мелком масштабе (1:5000). Для удобства пользования таким планом его копируют на кальку и вычерчивают сетку координат. При дальнейшей обработке вычисляют дирекционные углы всех ориентирных направлений и определяют дирекционные углы и логарифмы сторон треугольников опорной сети.

При изучении морфологии и динамики оползней широко используют аэрокосмические изображения и аэрокосмический мониторинг. Важное значение при этом имеет возможность автоматизированного дешифрирования систем трещин в горных породах, в целом характеризующих степень их раздробленности и предрасположенности к гравитационным смещениям (А.Т. Зверев, В.А. Малинников, В.В. Донов, 2007).

Дешифрирование оползней обычно не вызывает затруднений. Открытые оползни выделяются на аэроснимках в виде волнистых как бы запрокинутых бугров, разделенных продольными извилистыми более темными впадинами. Заметны обрывистые стенки срыва в верхних частях молодых оползней. На поверхности плато или косогора выше оползней иногда просматриваются свежие трещины, почти параллельные его бровке. Старые оползни — более сглаженные, без обрывов в верхних частях, на теле таких оползней заметны борозды размыва. Замаскированные лесом оползни распознают по светлой полоске стенки срыва и наклоненным деревьям «пьяного леса».

На аэрокосмоизображениях легко дешифрируются осыпи и каменные реки. Фототон осыпей зависит от ряда факторов (цвета горных пород, экспозиции склона, времени съемки и др.), но чаще всего осыпи характеризуются светлыми тонами, а также меньшей резкостью очертаний и крутизной, чем скалы. Структура фоторисунка осыпей гладкая или «кrapчатая» (последняя — чаще в нижних частях и у крупнообломочных осыпей). Каменные реки выделяются в виде светлых полос, приуроченных к ложбинам и повторяющих все их повороты. Очертания достаточно резкие, но поскольку каменные реки на аэрокосмоснимках внешне похожи на лавинные желоба и селевые русла, при дешифрировании нужно учитывать косвенные признаки, в частности, проследивать откуда начинаются те или иные формы.

3.10. Ледники, лавины

Ледники и снежники в горах образуются выше снеговой границы (линии) — поверхности, лежащей на определенной для каждой точки Земного шара высоте, на уровне которой существует равенство между количеством выпадающих и стаивающих твердых осадков в течение года. Снеговая линия отвечает нижней границе хιονосферы — части тропосферы, в которой при соприкосновении с земной поверхностью, возможно зарождение и существование снежников и ледников.

Различают климатическую и орографическую снеговые линии. Климатическая, или теоретическая, снеговая линия характеризуется нулевым балансом атмосферных осадков, определяемым средним состоянием метеоусловий за много лет на горизонтальной и незатененной поверхности, где количество выпадающих твердых осадков едва стаивает за лето и выше которой они уже накапливаются. Орографическая (истинная или местная) снеговая линия зависит от пересеченности местности, экспозиции (освещенности или затенения) склонов, местных метеоусловий данного года. Разновидность снеговой линии — фирновая линия, которая делит ледник летом на две части: верхнюю, постоянно покрытую снегом, и нижнюю, где обнажается лед, лишенный снежного покрова.

Положение снеговой границы во времени непостоянно: она то опускается, то поднимается. Понижение снеговой границы в результате увеличения влажности и понижения средней годовой температуры называется депрессией снеговой границы. Наиболее значительная депрессия снеговой линии отмечается в четвертичный (антропогенный) период, в эпохи оледенений. Это видно по реликтовым циркам и карам, в настоящее время расположенным ниже современной снеговой линии.

Накопившийся снег производит нивацию, а ледники — экзарацию.

Нивация (от лат. *nivis* — снег) — снежная эрозия, разрушительно действующая на подстилающие горные породы за счет усиленного морозного выветривания в условиях попеременного замерзания и оттаивания. Нивация способствует образованию склоновых ниш и каров. Экзарация (от лат. *exaratio* — выпаживание) (ледниковое выпаживание) — разрушение ложа ледника вмерзшими в лед обломками горных пород и вынос продуктов разрушения в виде валунов, гальки, песка и глины к краю ледника, которые объединяются под названием морены. В результате экзарации в горах возникают трог (ледниковые долины), а на равнинах — бараньи лбы, курчавые скалы, ледниковые борозды, шрамы,

царапины, штриховка. Наряду с разрушением горных пород происходят сглаживание, ледниковая полировка и штриховка.

Самостоятельное рельефообразующее (геодинамическое) значение снег приобретает в горах при движении лавины — массы снега, падающей или соскальзывающей с крутых склонов гор аналогично обвалу и обладающей большой разрушительной силой. Область питания лавин находится в воронко- или циркообразных углублениях на склонах. Путь лавины обозначен рытвинами, поваленными, сломанными или погнутыми деревьями. В области аккумуляции отложения лавин называются лавинным конусом, на месте которого после ее стаивания остаются обломки горных пород разного размера. Различают зимние лавины (или сухие, пылеватые) и весенние (мокрые, пластовые или основные), ледниковые и градовые.

Наибольшее разрушительное действие оказывают лавины первого типа, состоящие из масс сухого рыхлого снега, с огромной скоростью скатывающегося по склонам гор. На своем пути такая лавина ломает и вырывает с корнями деревья, делает в лесах огромные просеки, захватывает части скал и камни, попадающиеся на ее пути, производит мощные удары о встречные препятствия, дробя скалы и прорывая на своем пути глубокие борозды. Разрушительное действие сухих лавин усугубляется сильнейшим вихрем, сопровождающим их. На крутых и длинных склонах вихрь обгоняет тело лавины. Часто разрушения, произведенные вихрем (предлавиной воздушной волной), превышают разрушения самой лавины.

Лавины второго типа движутся медленнее, сильными вихрями не сопровождаются и, как правило, производят меньшие разрушения. Пластовые лавины способны сносить со склонов большие массы камней и щебня, прорывать борозды на склонах, отрывать от скал обломки и дробить породы. Таким образом, снежные лавины — один из важных факторов преобразования рельефа гор. Лавины перемещают снег с вершин и горных склонов в понижения и долины, где он сильно уплотняется, смерзается и сохраняется многие годы, а при постоянном пополнении дает начало леднику.

Для превращения в лед снег должен пройти ряд преобразований. На первой стадии рыхлая снежная масса постепенно уплотняется и подвергается перекристаллизации, которая осуществляется путем таяния снега на поверхности, проникновения и последующего замерзания об-

разующейся воды в толще снега, а также за счет сублимации водяных паров на снежных кристалликах путем испарения мелких снежинок и роста за их счет более крупных кристаллов льда. В результате этих процессов снег приобретает зернистое строение и его называют фирном. При дальнейшем разрастании и уплотнении зерна фирна смерзаются, но между ними еще остаются отдельные поры с пузырьками воздуха, благодаря которым лед получает название пузырчатого. Впоследствии пузырьки воздуха удаляются и образуется зернистый плотный (глетчерный) лед.

Из области накопления лед в силу присущей ему пластичности, находясь под действием собственной силы тяжести и под давлением проникающей и замерзающей в трещинах воды, движется к месту стаивания. Стаивание начинается ниже снеговой границы, но место окончательного таяния ледника во многом зависит от размеров ледника и микроклиматических условий той территории, по которой ледник движется. Именно поэтому языки даже соседних ледников могут заканчиваться на разных высотах. В полярных странах большие ледники не успевают растаять на суше, спускаются в море, от их края отрываются большие массы льда, которые уносятся морскими течениями. Такие плавающие по морю обломки ледников называют айсбергами.

Скорость движения ледников весьма различна: от нескольких сантиметров до 500 м в год. Движение ледников неравномерно в различных их частях. У горных долинных ледников наибольшие скорости наблюдаются в их осевой части, где меньше сказывается влияние трения о борта и дно ледникового ложа. У ледяных покровов Антарктиды наибольшие скорости наблюдаются там, где скопившиеся массы льда выходят к морю (выводные ледники). Неравномерность движения ледника сопровождается появлением в его теле больших напряжений и образованием трещин. Многочисленные трещины возникают и там, где ледник движется по неровному ложу. Наиболее характерны для горных ледников трещины, возникающие на месте перехода льда через скальные пороги — ригели; здесь образуются ледопады.

Поперечные профили рельефа поверхности горных долинных ледников зависят от того, в какой части ледника его изучают. В области питания поперечные профили поверхности ледника имеют вогнутую форму, у места пересечения ледником снеговой линии — прямолинейную, в области таяния — выпуклую. Последнее объясняется тем, что в этой

области наиболее быстро тают края ледника, так как они оказываются вблизи нагретых солнечными лучами горных склонов.

Движение ледников вниз по склонам ограничено высотой, где солнечного тепла достаточно для полного таяния льда. Для Кавказа, например, эта высота на западе составляет 2700 м, а на востоке — 3600 м. Скорость движения горных ледников также различна. На Кавказе она равна 0,03–0,35 м/сут, на Памире — 1–4 м/сут, а у пульсирующих ледников значительно больше.

Пульсирующие ледники стали объектом гляциологии сравнительно недавно — с 1963 г., когда группа сотрудников Института географии АН СССР детально исследовала только что произошедшую подвижку ледника Медвежьего на Памире. С тех пор регулярные работы ведутся на пульсирующих ледниках Памира, Аляски, Кавказа, Альп, Шпицбергена и ряда других ледниковых районов. Ледниковые пульсации имеют периодический характер и обусловлены динамической неустойчивостью самих ледниковых систем. Автоколебания ледников приводят к скачкообразному перераспределению вещества без изменения его общей массы. Резкое увеличение скорости движения льда в стадию подвижки деформирует тело ледника и существенно меняет его морфологический облик, что обнаруживается с помощью повторных космических съемок, иногда в сочетании с аэро- и наземными съемками.

В настоящее время льды занимают 10 % поверхности суши; 98,5 % ледниковой поверхности приходится на полярные области и лишь 1,5 % — на высокие горы. Общая площадь современных ледников — около 16,3 млн км² (10,9% площади суши). Ледники делятся на наземные ледниковые покровы, шельфовые и горные. Ледниковые покровы (щиты) образованы слиянием льдов из нескольких центров оледенения. В центральной части форма не зависит от подледного рельефа. Во время потепления, при потере ледниковым покровом связи с центрами питания, образуются большие участки мёртвого льда. Пример ледниковых покровов материковых льдов — льды Гренландии и Антарктиды, толщина которых в Гренландии достигает 1,5–2 км, в Антарктиде средняя толщина составляет 1720 м, а максимальная — более 4300 м.

Шельфовые ледники Антарктиды, Гренландии, островных архипелагов Арктики дают начало айсбергам — отколовшимся от ледника массивам различной формы. Айсберги могут быть на плаву или «сидеть» на мели. Высота над поверхностью воды достигает 70 м в Арктике и

100 м в Антарктиде, большая часть объема находится под водой. Среди горных долинных ледников в зависимости от характера дифференциации области питания и области стока (языка в трогe) различают следующие типы: альпийский (питание из цирков и каров), туркестанский (питание долинное), переметный (на горных перевалах) и др.

При движении лед истирает и вспахивает поверхность Земли, создавая котловины, рытвины, борозды. Эта разрушительная работа совершается под действием тяжести льда. При толщине льда 100 м каждый квадратный метр ложа ледника испытывает давление 920 МПа. При большей мощности льда давление резко возрастает. В лед вморазывают обломки пород, которые при движении ледника оказывают разрушающее действие на поверхность земли. В результате обработки льдом поверхности пород образуются своеобразные округленные формы скал, получившие наименование «бараньих лбов», «курчавых скал», «штрихованных валунов» и т.д.

Двигаясь по ущельям или другой какой-либо наклонной плоскости, ледники захватывают продукты разрушения путем вмораживания их в лед. Наличие трещин способствует проникновению обломков внутрь и в нижнюю часть ледников. Таким способом обломочный материал передвигается вместе с ледником. При таянии льда весь обломочный материал отлагается. Образуются значительные по мощности ледниковые отложения. Обломочный материал, который находится в движении или уже отложился, носит название морены. Средидвигающегося моренного материала различают морены поверхностные, боковые, срединные, внутренние, донные и конечные (рис. 3.50, 3.51). Отложившийся материал получил название береговых и конечных морен. Береговые морены представляют собой валы обломочного материала, расположенные вдоль склонов ледниковых долин. Конечные (фронтальные) морены образуются там, где происходит полное таяние ледников.

Моренные отложения представляют собой грубый, неоднородный, плохо отсортированный, неслоистый обломочный материал. Чаще всего это — валунные опесчаненные красно-бурые суглинки и глины или серые разнородные глинистые пески с валунами. Морены залегают покровами и характеризуются мощностью в десятки метров. Конечные моренные гряды имеют высоту до 40 м. Среди их обломков присутствуют представители всех пород, по которым прошел ледник. Донные морены состоят из неслоистых и неоднородных по составу валунных глин и

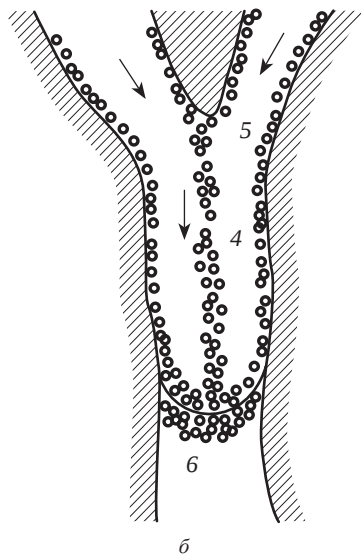
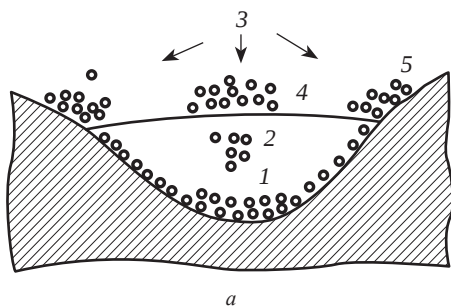


Рис. 3.50. Морены горного ледника:

а — язык ледника в поперечном разрезе; *б* — то же, в плане; 1 — донная; 2 — внутренняя; 3 — поверхностная; 4 — срединная; 5 — боковая; 6 — конечная (фронтальная)



Рис. 3.51. Системы ледников северного склона Кавказа.

Хорошо видны области питания — цирки и кары, моренные гряды, трещины на ледниках и флювиогляциальные отложения ниже фронтальной моренной гряды. В связи с потеплением климата, которое началось в начале XX в., значительная часть ледника растаяла

суглинков.

При таянии ледника образуются постоянные потоки талых вод, которые размывают донную и конечную морены. Вода подхватывает материал размываемых морен, выносит его за пределы ледника и откладывает в определенной последовательности. Вблизи границ ледника остаются крупные обломки, дальше осаждаются пески, еще дальше — глинистый материал. Такие водно-ледниковые отложения получили название флювиогляциальных.

Когда наступает или отступает ледник, то последовательно смещаются зоны накопления материала по его крупности. Так, если на глины накладываются пески и более крупные обломки, то ледник наступал, продвигался вперед, область оледенения расширялась. Наложение на крупные обломки и пески глинистых осадков свидетельствует о периоде отступления ледника. Флювиогляциальные отложения отличаются сравнительной отсортированностью и слоистостью. Они обычно представлены толщами песка, гравия, галечника, а также глинами и покровными суглинками, которые широко распространены как в пределах ледниковых отложений, так и далеко за границами оледенения. Мощность покровных суглинков достигает многих метров.

Геодинамическая деятельность льда велика и обусловлена, главным образом, его движением, несмотря на то, что скорость течения льда примерно в 10 000 раз медленнее, чем воды в реках при тех же условиях. Современное потепление климата вызывает таяние ледников. Из-за этого за последние 30 лет уровень океана поднялся на 11 см. Если потепление будет продолжаться, то растают все ледники, что приведет к подъему воды в океане на 68 м. При этом 1,5 млн км² плодородных, наиболее заселенных прибрежных равнин окажутся под водой, а общая площадь суши на Земле уменьшится на 1 %.

Потепление климата связывается с парниковым эффектом (оранжевый эффект) в атмосферах планет (Земли, Венеры и других планет с плотными атмосферами), обусловленным прозрачностью атмосферы для основной части излучения Солнца (в оптическом диапазоне) и поглощением атмосферой основной (ИК) части теплового излучения поверхности планеты, нагретой Солнцем. В атмосфере Земли излучения поглощаются молекулами воды (H₂O), углекислого газа (CO₂), оксидов азота, метана и других газов. Парниковый эффект повышает среднюю температуру планеты, смягчает различия между дневными и ночными

температурами. В конце XX–начале XXI в. его влияние увеличилось за счет дополнительного поступления больших объемов техногенных парниковых газов, образующихся при сжигании топлива в промышленности, на транспорте и т.п.

Антиподом парниковых газов выступают аэрозоли — дисперсные системы, состоящие из жидких или твердых частиц, находящихся во взвешенном состоянии в воздухе. К аэрозолям относятся дымы, пыли, смог, туман, копоть и т.п. Они не пропускают солнечные лучи и тем самым способствуют снижению температуры земной поверхности и приземных слоев атмосферы. Количество аэрозолей в атмосфере, как и количество парниковых газов, в последние десятилетия значительно увеличилось в связи с интенсивным ростом промышленности, сельского хозяйства и транспорта (наземного и авиационного). Какой фактор оказывает более сильное воздействие на тепловой режим атмосферы — техногенные парниковые газы или техногенные аэрозоли — пока до конца не ясно. Но в любом случае при рассмотрении температурного режима атмосферы и поверхности Земли необходимо не забывать об естественных (вековых) причинах изменения климата. В изменении климата после последней эпохи материкового оледенения, которая закончилась 11 тыс. лет назад, наблюдается определенная направленность. После таяния ледника, температура росла и около 5 тыс. лет назад достигла максимума. Этот период характеризовался не только относительно высокими среднегодовыми температурами, но и повышенной влажностью, т.е. большим количеством осадков.

Последние 4 тыс. лет в среднем происходило некоторое похолодание, более медленное, чем до этого потепление, со скоростью 0,2– 0,3 °C за 1000 лет. Постепенно возрастала сухость климата — уменьшилось количество осадков, обусловленное снижением контраста температур между полюсом и экватором и ослаблением циркуляции воздуха в атмосфере. На эту общую линию изменения климата накладываются его многочисленные колебания — изменения температуры и влажности в сторону их уменьшения или увеличения. Продолжительность самых длительных подобных колебаний (циклов) составляет 1850 лет. Последнее резкое похолодание и увеличение влажности климата известно под названием малой ледниковой эпохи. В Европе она закончилась к середине XIX в., а на севере Сибири — лишь в конце XIX в.

В этом цикле различают три максимума похолодания: 1650, 1750 и

1850 гг. В эти годы зимой замерзали Балтийское море и Датский пролив, соединяющий его с Северным морем, замерзали реки, каналы и озера в северо-западной части Европы, которые обычно не замерзают. Голландцы и другие жители Западной Европы, к великой своей радости, могли кататься на коньках на природном льду. На 1850-летние циклы накладываются более короткие 300–500-летние циклы колебания среднегодовых температур и влажности воздуха. Так, в малую ледниковую эпоху минимум температуры приходился на XIII–XV и XVII–XIX вв. Резкое похолодание этих 300-летних циклов сопровождалось ростом количества жидких и твердых осадков. В 1850-летних и 300–500-летних циклах выделяют вековые циклы продолжительностью 60–120 лет. В свою очередь, в вековых циклах выделяют внутривековые циклы, например, четко проявленные 35- и 11-летние циклы изменения среднегодовой температуры и влажности воздуха.

Основные причины климатических изменений — изменение солнечной радиации, связанное с общим ходом эволюции Солнца и 11-летними циклами солнечной активности; изменение циркуляции атмосферы, вызванное сокращением или увеличением площади льдов, снежной и водной поверхности; изменение прозрачности атмосферы, обусловленное наличием в ней аэрозолей — пыли, дыма и других жидких и твердых частиц, попадающих в атмосферу естественным или искусственным путем. Увеличение радиации ведет к потеплению климата, а уменьшение прозрачности атмосферы, связанное с ростом содержания в ней аэрозолей, наоборот, вызывает похолодание. Изменение циркуляции атмосферы обуславливают в основном колебания климата продолжительностью от нескольких лет до нескольких десятилетий. Все эти причины, действуя совместно, вызывают разнообразие многовековых, вековых и внутривековых климатических циклов.

Режим ледников. Инженерно-геодинамическая роль ледников во многом обусловлена их режимом. Под режимом ледников понимаются процессы их питания и раскола льда. Ледники в полярных странах образуют непрерывные поля на тысячах и миллионах квадратных километров, а в горных странах умеренных и низких широт они разорваны на отдельные языки, хотя смена интенсивности процессов от одних групп ледников к другим подчинена общим закономерностям, характерным для оледенения данной горной страны. Поэтому путем интерполяции между данными для отдельных групп ледников могут быть построены общие

поля характеристик режима ледниковых систем и составлены карты.

Карты режима ледников показывают интенсивность и особенности питания и расхода отдельных ледников, а также закономерности изменения этих процессов в пределах ледниковых систем. Данные о режиме не только характеризуют сами ледники, но и служат основой оценок ледникового стока и откалывания айсбергов. Они являются также наиболее надежным индикатором суммарных осадков и стока в ледниковых зонах высокогорий и полярных стран. Поэтому карты режима ледников предназначены для суждения о процессах в самих ледниках, оценки потенциала ледников как источников пресной воды и индикации климатических и гидрологических условий в ледниковых зонах.

При характеристике режима ледников используют следующие понятия: аккумуляция, абляция, баланс массы и скорость движения ледников.

Аккумуляция (от лат. *accumulation* — собирание в кучу, накопление) — это суммарное поступление вещества на ледник (его питание) за год, если не указан другой срок. Она включает в себя главным образом выпавшие и переотложенные осадки. Повторно замерзшие внутри ледника или на его поверхности талые воды и жидкие осадки называются внутренним питанием. В области питания ледника часть отложенного в текущем году снега, который не успевает растаять за лето, называется снежным остатком, а сумма его с величиной внутреннего питания дает годовой прирост вещества.

Абляция (от лат. *ablatio* — отнятие) — суммарный расход вещества с ледника, включающий в себя жидкий сток, испарение и механический откол льда (обвалы, откалывание айсбергов). Расход вещества с поверхности ледника, равный сумме таяния и испарения, представляет собой поверхностную абляцию. В большинстве случаев в пределах точности карт поверхностная абляция равна таянию. В областях питания ледников сток равен разности поверхностной абляции и внутреннего питания. В областях абляции поверхностная абляция и ледниковый сток практически равны. Разность аккумуляции и абляции составляет баланс массы ледника.

В зависимости от характера превращения снега в фирн и далее в лед на ледниках различают несколько зон льдообразования: 1) снежную — таяния в ней не бывает и льдообразование происходит в результате уплотнения снега под собственной тяжестью; 2) снежно-фирновую — таяние невелико и талые воды не проникают глубже слоя накопления текущего года; 3) холодную фирновую — талые воды замерзают в толще снега

и многолетнего фирна и не попадают в сток, а в леднике сохраняются отрицательные температуры; 4) теплую фирновую — фирновая толща полностью насыщается талыми водами и в течение всего года имеет нулевую температуру; 5) фирново-ледяную — одновременно с сохранением отрицательных температур в толще ледника имеется сток из фирна, а мощность фирновой толщи остается относительно небольшой; 6) зону ледяного питания — снег за один год превращается в лед в результате замерзания в порах талой воды.

Находясь под большим давлением, лед приобретает пластические свойства и начинает перемещаться. Степень пластических деформаций зависит от температуры и давления; они особенно проявляются в мощных толщах глетчерного льда в областях питания, откуда и начинается его движение. В горных ледниках, где уклоны подледного ложа очень крутые, кроме вязкопластичного течения, в движении ледников существенное значение имеет и сила тяжести (гравитационный фактор).

Скорости движения ледников различны и непостоянны во времени. Горные ледники Альп движутся со скоростью 0,1–0,4 м/сут, иногда до 1 м/сут. У некоторых крупных ледников Памира и Гималаев скорости достигают 2–4 м/сут. В отдельных случаях наблюдалось быстрое увеличение скорости движения ледников. Так, ледник Блэк-Рапидс на Аляске в конце 1936 г. начал быстро расти и его язык стал двигаться со скоростью 34 м/сут, а максимальная скорость достигла 60–70 м/сут. Хорошо известно катастрофическое продвижение в 1963 г. ледника Медвежьего, спускавшегося с западного склона хр. Академии Наук на Памире со скоростью до 50 м/сут (в отдельные моменты до 100–150 м/сут), разрушая все на своем пути. За относительно короткий срок он продвинулся более чем на 6,5 км. Некоторые выводные ледники Гренландии, спускающиеся в фиорды, движутся со скоростью от 5 до 25 м/сут, хотя во внутренних районах основного ледника скорость составляет всего десятые и сотые доли сантиметров.

Известно, что глетчерный лед, несмотря на пластичность, реагирует на кратковременные напряжения как твердое хрупкое тело, в котором возникают трещины и сколы. Так, при движении горного ледника по долине его средние части перемещаются быстрее, а краевые, менее мощные и испытывающие трение о борта долины, — медленнее, в результате возникает система трещин (рис. 3.52). Скорость движения ледников изменяется и в продольном направлении. Трещины и сколы возникают

также из-за неровности подледного рельефа, изменения мощности льда и других причин. В результате нередко отмечается скольжение отдельных ледниковых блоков относительно друг друга, происходят сдвиговые и надвиговые деформации. Иногда образуются чешуйчатые надвиги.

Возникшие на поверхности ледника трещины расширяются, разрабатываются талыми водами ледника, образующимися под влиянием солнечных лучей на его поверхности. Талые воды стекают в трещины и движутся по ним. Так возникают надледниковые каналы, достигающие иногда значительной глубины, а также внутри- и подледниковые каналы, по которым вода движется с большой скоростью, производя существенную работу по переносу и аккумуляции продуктов разрушения.

Динамика материковых покровных ледников существенно отличается от динамики горных. По несколько идеализированной схеме Е.В. Шанцера она представляется следующим образом (рис. 3.53). В центральной части ледника располагается область питания. Нижние слои льда под давлением верхних приобретают пластичность и движутся по радиусам от областей питания к краевым частям ледникового покрова. По мере движения льда его масса и мощность уменьшаются в результате абляции — таяния, испарения и механического разрушения. Из рис. 3.53 также видно, что в области питания происходит главным образом разрушительная деятельность ледника, а в областях абляции — придонная ледниковая аккумуляция.

Положение краевых и концевых частей ледника не постоянно. Иногда

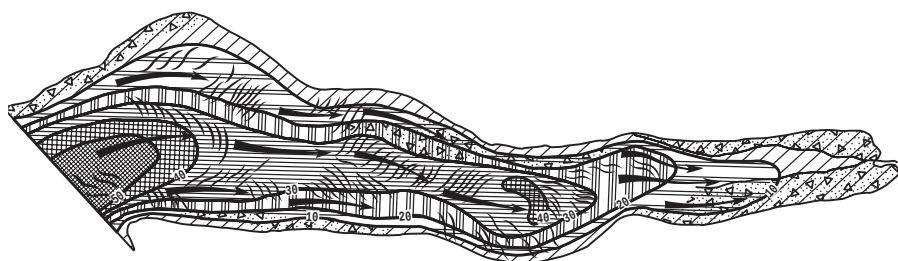
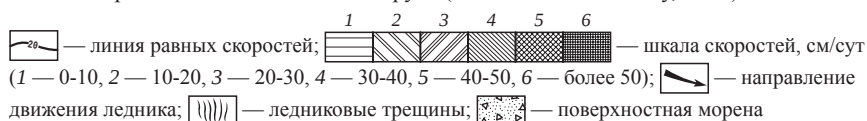


Рис. 3.52. Схема распределения среднесуточных поверхностных скоростей движения ледника Ирик на южном склоне Эльбруса (по Ю.Ф. Книжникову, 1961):



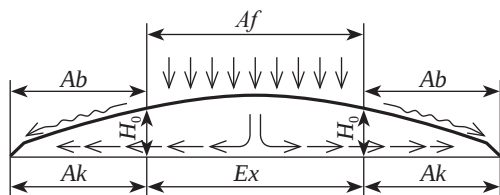


Рис. 3.53. Схема динамики ледникового материкового покрова (по Е.В. Шанцеру):

Af — область питания ледника; Ab — область абляции; Ex — зона экзарации; Ak — зона ледниковой аккумуляции; H_0 — максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены; — приход снежных осадков; — поверхностное таяние; — направление движение льда

наблюдаются незначительные колебания положения края ледника — осцилляции (от лат. *oscillatio* — колебание, качание). Однако при существенном увеличении количества выпадающего снега или уменьшении интенсивности стайвания мощность ледника возрастает и его край продвигается вперед. В этом случае принято говорить о наступании ледника. В случае уменьшения питания или роста абляции мощность ледника

уменьшается и происходит его отступление. При неизменном соотношении питания и абляции отмечается длительное стационарное положение края ледника.

При изображении ледников на современных картах применяют горизонтали и знаки, проводимые голубым цветом. На ледниках показывают крупные трещины и ледопады. Рисунок горизонталей должен точно передавать формы поверхности ледника или фирнового бассейна, так как это важно для определения положения снеговой линии. На ледниках условным знаком каменной россыпи показывают морены. Для изображения древнего ледникового рельефа специальных условных знаков нет. Только путем тщательной рисовки горизонталей, грамотного применения условных знаков скал, каменных россыпей и осыпей достигается правильная передача специфики каров, трогов, моренного рельефа в горах и на равнине. При чтении карт необходимо хорошо знать особенности ледникового рельефа, чтобы распознать его на карте и установить границы распространения ледников.

При изучении и картографировании ледников и ледниковых отложений широко используются аэрокосмические изображения. Полнота и степень достоверности дешифрирования ледников и их динамики во многом зависят от профессионализма дешифровщика и знания изучаемого объекта. Покровные ледники отличаются огромными площадями, выпуклой щитовидной формой, большой мощностью, совмещением

области питания и области стока, радиальным течением льда — от центра к краям материка (ледники Антарктиды, Гренландии, островов Северного Ледовитого океана — Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля и др.). При погружении в море от края ледника отделяются огромные ледяные поля, которые превращаются в плавающие острова — айсберги. На аэрокосмоснимках покровные ледники — это обширные пятна белого или почти белого тона в сочетании с черными дугообразными линиями и полосами — выступами горных пород.

Развитые горные ледники состоят из двух неравных частей, условно разделяемых фирновой линией: фирнового поля (бассейна) — области питания ледника и медленно сползающего вниз по склону ледникового языка (области сокращения ледника). Если аэрокосмосъемки выполнены в оптимальные сроки, то фирновое поле и ледниковый язык четко отличаются друг от друга. Фирновое поле — ярко-белое, округлой или неправильной лопастной формы. Оно обычно приурочено к котловинообразному понижению, так называемому кару (ледниковый цирк). Иногда среди фирна возвышаются заметные на аэрокосмоснимках скалы-останцы. По внешнему периметру фирнового поля местами наблюдаются краевые трещины. Краевая трещина — важный дешифровочный признак горных ледников, так как снежники ее не имеют. Ледниковые языки летом, как правило, лишены снежного покрова, поэтому на аэрокосмоизображениях они заметно темнее фирновых полей и снежников.

На ледниковом языке наблюдаются темно-серые полосы срединной морены. Иногда значительная часть языка покрыта довольно темной поверхностной мореной — обломочным каменистым материалом. В местах резких перегибов языка видны ледниковые трещины, иногда почти параллельные. Крупные трещины на планах показывают двойными линиями и даже линиями с «шипам» зеленого цвета. Вычерчивают их по аэрокосмоизображениям.

Внешние границы фирнового поля и примыкающих к нему снежников показывают на плане по аэрокосмоизображениям редкими крупными точками зеленого цвета за исключением мест, где такими границами служат естественные рубежи — скалы или обрывы. При показе границ ледникового языка, когда они замаскированы лавинными снежниками или мореной, допускается прерывать или вообще не проводить участки границ языка. В отдельных случаях последние могут быть нанесены по косвенным признакам: краевой ложбине, низшие точки которой как раз

подчеркивают границу; более темному тону поверхностной морены; месту выхода водного потока из-под морены, а также наличию заметных на ней следов ледниковых трещин.

Наряду с развитыми долинными ледниками в горах довольно много сравнительно небольших каровых, висячих, шлейфовых и других ледников, у которых короткий ледниковый язык. Такие ледники, в отличие от снежников, также имеют краевые трещины и пятна льда в нижнем конце ледника.

Существенно облегчает дешифрирование ледников и особенно выделение маленьких ледников среди похожих на них снежников использование «Каталога ледников» и других материалов каталогизации (схематических карт и т.п.).

Большие пространства территории РФ в той или иной степени сложены ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями и сохранили ледниковые формы рельефа. Эти отложения на европейской части прослеживаются по долине Днепра, по Дону до устья р. Медведицы, развиты в Западной, Средней и Восточной Сибири и во всех горных странах на большей или меньшей высоте над уровнем моря. Множество инженерных сооружений возводится на грунтах ледникового и водно-ледникового происхождения. Для этих грунтов характерны частая смена литологического состава, наличие разрозненных, лежащих на разных уровнях горизонтов подземных вод, часто встречаются близко залегающие к поверхности Земли горизонты верховодки и большие заболоченные пространства, образующиеся на водоупорных моренных суглинках и дериватах (продуктах перемыва и переотложения) морен. Все эти особенности требуют тщательного изучения и учета при проектировании и возведении ответственных инженерных сооружений и удорожают проведение изысканий.

Особого внимания заслуживают мероприятия по организации лавинопредотвращающих сооружений в местах проживания населения и развития горнолыжного спорта. Снегоудерживающие сооружения размещают в зоне зарождения лавины непрерывными или секционными рядами до боковых границ лавиносбора. Верхний ряд сооружения устанавливают на расстоянии не более 15 м вниз по склону от наиболее высокого положения линии отрыва лавин. Ряды снегоудерживающих сооружений располагают перпендикулярно направлению сползания снегового покрова. Высоту снегоудерживающего забора, стенки и т.д. и расстояние между их рядами определяют в зависимости от расчетной

высоты снегового покрова, дополнительной высоты снегового покрова от метелевого переноса, сползания снегового покрова и натекания его на забор, а также с учетом соскальзывания пласта снега между рядами снегоудерживающих сооружений, крутизны склона и характера его поверхности.

Опорную поверхность снегоудерживающего сооружения располагают перпендикулярно поверхности склона или отклоняют вниз по склону до 15° от перпендикуляра к склону. Опорную поверхность из сеток допускается отклонять до 30° . Снежные мосты устанавливают горизонтально или поднимают до 15° к горизонту. Сооружения проектируют с учетом массы снежной призмы между его поверхностью и перпендикулярной к горизонту (в отдельных случаях — к склону) поверхностью.

Террасирование склонов применяют как самостоятельное средство для предотвращения лавин обычно на менее крутых участках зон зарождения с углом наклона склона до 30° . На более крутых склонах террасы применяют как вспомогательное средство с посадкой деревьев между рядами снегоудерживающих террас. Ширину полок террас следует делать не менее 1,5–1,8 расчетной высоты снежного покрова (большее значение для сыпучего снега). Расстояние по горизонтали между террасами (от верхней бровки нижней террасы до нижней бровки верхней) должно быть не более ширины террасы. Застройка склона лавинопредотвращающими сооружениями сопровождается мероприятиями агролесомелиорации с посадкой быстрорастущих деревьев в зонах зарождения лавин в пределах естественного распространения лесной растительности в данной местности.

3.11. Криогенная геодинамика

Криогенез (от греч. *kryos* — холод, мороз, лед) — совокупность физических, химических, биохимических и других процессов, происходящих в пределах криосферы и сопровождающихся образованием льда. Криосфера — прерывистая оболочка Земли в пределах теплового взаимодействия атмо-, гидро- и литосферы, характеризующаяся наличием или возможностью существования льда. Простирается от верхних слоев земной коры до нижних слоев атмосферы. В криосфере выделяют криолитозону — часть криосферы в пределах верхних слоев земной коры. Она характеризуется наличием отрицательных температур и возможностью существования подземных льдов. Выделяют деятельный слой (сезонная

мерзлота) и многолетнюю криолитозону. Нижняя граница криолитозоны — изотермическая поверхность 0°C . Глубина ее залегания изменяется от нескольких метров в умеренных широтах до нескольких километров в высоких. Криолитозона отвечает зоне многолетнемерзлых пород (ранее называлась зоной вечной мерзлоты) — толще горных пород в земной коре с отрицательной температурой, устойчивой в течение длительного времени (десятков, сотен лет и более) независимо от состояния воды, заключенной в горных породах в виде льда или жидкой фазы.

Формирование мерзлых горных пород и температурный режим их верхних горизонтов (10–15 м) определяются факторами, связанными с климатическими условиями и геолого-географической обстановкой региона. К этим факторам относятся: рельеф, состав пород, влажность (льдистость) и теплофизические свойства пород, температура воздуха, составляющие внешнего тепло- и массообмена, осадки, характер снегонакопления, колебания климата и растительные покровы, обводненность поверхности и т.п.

С точки зрения теплофизики процессов промерзания — протаивания температурный режим верхних горизонтов горных пород обусловлен теплообменом в приземном слое атмосферы и породах, распространением тепла в мерзлой и талой зонах, а также закономерностями движения границы раздела этих зон. Результирующими характеристиками температурного режима верхних горизонтов пород служат среднегодовая температура на подошве сезонноталого и сезонномерзлого слоев и температура на глубине нулевых годовых колебаний. Первая отражает современный теплообмен верхних горизонтов горных пород с атмосферой, а вторая, кроме внешнего теплообмена, связана с особенностями формирования мерзлых толщ на заключительной стадии и зависит от размеров однородных природных комплексов. Анализ этих характеристик позволяет раскрыть закономерности температурного режима верхних горизонтов пород в зависимости от сочетания различных природных факторов.

Основные параметры климата, от которых зависит температурный режим, следующие: температура воздуха, соотношение составляющих теплового баланса на поверхности, характер снегонакопления, количество осадков за теплый период и ветровой режим. Прямой зависимости между среднегодовыми температурами пород и воздуха не существует. Так, южная граница распространения многолетнемерзлых пород на территории Западно-Сибирской плиты соответствует изотерме $-2,0^{\circ}\text{C}$

в ее юго-западной части и $-3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ — в юго-восточной. В зоне тайги и лесотундре это различие при определенном сочетании природных факторов увеличивается до $4-6\text{ }^{\circ}\text{C}$, а на севере, в зоне тундры, наоборот, сокращается до $1-3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Многообразие и изменчивость факторов, влияющих на многолетнюю мерзлоту, делают это явление подвижным. Часто достаточно изменить один из них, чтобы вызвать значительное понижение уровня и даже полное исчезновение на данной территории многолетней мерзлоты, что наблюдается при выжигании и вырубке леса, осушении и распашке местности, искусственном снегозадержании и т.д.

В районах криолитозоны Западной Сибири развит широкий спектр криогенных геодинамических процессов и явлений, характерных для природно-территориальных комплексов, сложенных мерзлыми, промерзающими или оттаивающими песчано-глинистыми и торфяными отложениями. Наиболее интенсивно криогенные геодинамические процессы протекают в верхних (10–20 м) слоях пород. Чаще всего распространены следующие процессы:

а) связанные с оттаиванием пород, в том числе вызываемые оттаиванием (термокарст, солифлюкция) и сопровождаемые оттаиванием (термоэрозия, термоабразия, эоловая дефляция);

б) связанные с промерзанием пород, в том числе вызываемые промерзанием (новообразование многолетнемерзлых пород, криогенное пучение, криогенное растрескивание и рост полигонально-жильных льдов, наледеобразование) и сопровождаемые промерзанием (заболачивание, аккумуляция эоловых отложений).

Кроме перечисленных, протекают и другие процессы — осыпи, обвалы, аккумуляция аллювиальных, озерных и морских отложений. Криогенные геодинамические процессы развиваются в определенных сочетаниях друг с другом, т.е. наблюдается их парагенезис. Последний зависит от условий конкретного природно-территориального комплекса — геосистемы, которой он принадлежит. Поэтому границы распространения типов каждого отдельного процесса и сочетаний процессов совпадают с границами природно-территориальных комплексов (Геокриология СССР, 1989).

Термокарст. На севере криолитозоны термокарст — один из основных криогенных процессов, который выражается в образовании провальных форм рельефа при вытаивании внутригрунтового (сегрегационного и

залежеобразующего) льда под влиянием изменения условий теплообмена на поверхности. Последнее происходит за счет естественного саморазвития рельефа: образования отрицательных микроформ рельефа с повышенным снегонакоплением; смены растительных ассоциаций; пучения и(или) накопления торфяников на окружающей территории и др.

Хасыреи — дренированные озерные котловины — развиты столь же широко. Их размеры, форма и глубина аналогичны существующим обводненным котловинам. Днища плоские, заболоченные, иногда с открытыми зеркалами воды. Характерны бугры и площади пучения (новообразования многолетнемерзлых пород).

Плоскозападинные образования — сухие или заболоченные западины, блюдца диаметром от 3 до 50–70 м, глубиной от 0,2 до 1,0 м. Днище плоское, форма в плане круглая, реже — овальная. Полигонально-ячеистые образования — сухие или слабозаболоченные западины в центре полигонов. Диаметр их от 3 до 15 м, глубина 0,2–0,5 м, форма округлая.

Весьма многообразны формы остаточного-полигональных образований. Плоскополигональные их формы — система заболоченных межполигональных понижений шириной от 1–2 до 30 м, глубиной 0,5–1,5 м. Борта понижений пологие, днища плоские. Западинно-бугристые образования представляют собой систему бугров и понижений, расположенных в правильном (шахматном) порядке. Высота бугров — 1–5 м, диаметр 5–20 м, ширина понижений 1–20 м. Блочные образования — это система блоков, размером до сотен метров, высотой до 3 м и понижений шириной до 50 м, образующих в плане полигональную сеть. Скрытополигональные образования — обширные плоскодонные заболоченные понижения шириной от 30 до 100 м и более и глубиной до 1 м. Борта пологие, форма в плане неправильная («фестончатая»). Заключительная стадия развития плоскополигонального рельефа. Полигонально-западинные образования обычно представлены сухими или обводненными западинами и воронками на месте сочленения повторно-жильных льдов. Их ширина 1–10 м, глубина — до 3 м, форма — от круглой до сильно вытянутой. Провально-котловинные образования имеют диаметр от десятков метров до первых километров и глубину от 3 до 30 м.

Термокарстово-эрозионные формы также встречаются широко и развиваются по разным типам подземных льдов. Полигонально-долинные образования — это долины и русла небольших ручьев, часто меняющих направление под прямым углом (по полигональным трещинам). Русла

узкие (0,5–2,0 м), глубина ручьев — 1–2 м, берега крутые, часто отвесные.

Полигонально-сетчатые образования представляют собой систему заболоченных, четко выраженных понижений (глубина от 0,6 до 2 м, ширина 1–3 м) и полигонов, в плане образующих правильную сеть. Развиты на поверхностях, имеющих уклон.

Полигонально-овражные образования — овраги на участках распространения повторно-жильных льдов. Глубина — от 2 до 10 м, ширина — от 3 до 50 м, длина — до сотен метров. Устье оврагов открывается обычно в долины водотоков или глубокие озерные котловины. Днища сухие или заболоченные.

Полигонально-ложбинные образования — обычно это ложбины, протягивающиеся на сотни метров по периферии торфяников. Ширина — от 10 до 100 м, глубина не превышает 1,5 м; днища сильно заболочены.

Преобладание тех или иных морфогенетических разновидностей термокарстовых форм, тенденция их развития, мощность приуроченных к ним таликов подчиняются определенным зональным закономерностям. В соответствии с этим, например, территория Западно-Сибирского региона по условиям развития термокарста делится на три зоны (рис. 3.54): Южную (южнее $61^{\circ}30'$ с.ш.); Центральную (от $61^{\circ}30'$ до $71^{\circ}30'$ с.ш.), в которой выделяются три подзоны; Северную (севернее $71^{\circ}30'$ с.ш.). Выделенные зоны и подзоны (рис. 3.54) связаны с геокриологической зональностью Западно-Сибирской плиты, так как развитие средне- и позднеголоценового, а также современного термокарста определяется зональными теплофизическими факторами (уровнем инсоляции, распределением снежного покрова и пр.).

Северная зона — преимущественно позднеголоценовые термокарстовые образования в минеральных грунтах. Ее территории свойственно сплошное распространение многолетнемерзлых пород (ММП). Верхние сингенетические горизонты мерзлых толщ характеризуются высокой сегрегационной и льдоцементной льдонасыщенностью и содержат мощные мономинеральные залежи льда (повторно-жильного, инъекционного, инъекционно-сегрегационного). Потенциальная осадка пород при оттаивании верхней 10-метровой части — более 5 м, на участках развития пластовых льдов возможны катастрофические тепловые осадки. Существующие условия теплообмена на дневной поверхности (малая инсоляция; низкие среднегодовые температуры воздуха — от -10 до -12°C ; незначительная мощность снежного покрова, не превы-

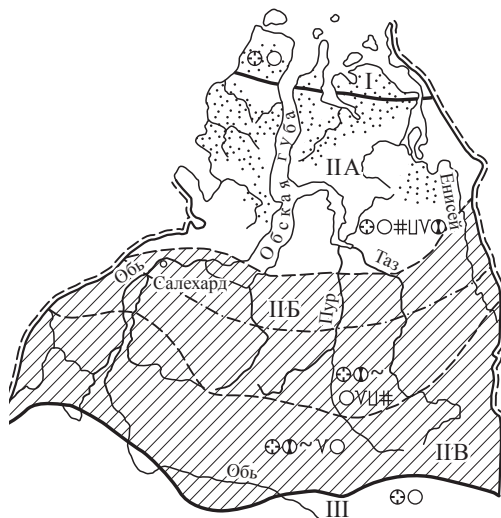


Рис. 3.54. Схема распространения термокарстовых образований Западно-Сибирской плиты (составила И.И. Шаманова):

— территория наиболее активного развития современного термокарста;
 — термокарст по пластовым льдам;
 — границы зон (I — преимущественно позднеголоценового термокарста в минеральных грунтах; II — современного и позднеголоценового карста; III — средне- и позднеголоценового (реликтового) термокарста преимущественно в торфяниках);
 — границы подзон развития термокарста (IIA — преимущественно в минеральных грунтах, IIB — в торфяниках и минеральных грунтах, IIBB — в торфяниках);
 — южная граница развития современного термокарста по повторно-жильным льдам.

Виды термокарстовых образований:

	— озера;
	— хасырей;
	— плоские западины;
	— остаточных полигональных;
	— провально-котловинных;
	— овражных;
	— ложбинных

шающая, как правило, 0,4 м), а также низкие среднегодовые температуры мерзлых пород (до -9°C) неблагоприятны для развития современного термокарста. Основные морфогенетические разновидности термокарстовых форм, распространенных в этой зоне, — озера и хасыреи — это преимущественно позднеголоценовые образования, сформировавшиеся во время исторических потеплений климата.

Из современных форм наблюдаются лишь ограниченное проявление термокарста гидротермического типа и термоабразивное разрушение берегов термокарстовых озер. К наиболее типичным современным термокарстовым формам, образовавшимся в результате увеличения глубины сезонного протаивания (при отрицательной среднегодовой температуре грунтов), относятся плоскозападинные, полигонально-ячеистые и полигонально-западинные. Из категории термокарстово-эрозионных образований в Северной зоне распространены преимущественно полигонально-овражные формы, современные и позднеголоценовые. Талики под просадоч-

ными образованиями отсутствуют, лишь под крупными озерами (диаметр более 1 км) возможны сквозные талики, а под озерами диаметром 0,1–1,0 км в зависимости от глубины и возраста озера распространены несквозные талики мощностью 30–100 м и более. В пределах обширных мелководий (глубина до 1 м) отмечается слой сезонного протаивания мощностью 0,5–2 м и более.

Центральная зона — зона развития современных и позднеголоценовых термокарстовых образований. Она подразделяется на три подзоны: северную, центральную и южную. Северная подзона характеризуется распространением современных и позднеголоценовых термокарстовых образований преимущественно в минеральных грунтах. Многолетнемерзлые породы в этой подзоне распространены практически повсеместно и характеризуются высокой льдистостью, особенно в северной части, где широко развиты сингенетические мерзлые толщи. Максимальная тепловая осадка сингенетических сильнольдистых морских суглинков за счет льдов может достигать 2,5–3,5 м; при вытаивании повторно-жильных льдов мощностью 9–11 м величина осадки возрастает до 7–8 м; при наличии залегающих близ поверхности пластовых льдов могут развиваться катастрофические тепловые осадки. В южной части подзоны, на участках распространения малольдистых эпигенетических мерзлых толщ, тепловая осадка, как правило, не превышает 1 м.

Южная зона представляет собой зону средне- и позднеголоценовых (реликтовых) термокарстовых образований преимущественно в торфяниках. Просадочные формы рельефа представлены здесь реликтовыми образованиями — озерными котловинами и обширными заболоченными депрессиями. Существование крупных озер свидетельствует о большой льдонасыщенности горизонтов верхнеплейстоценовых мерзлых толщ. По-видимому, эти горизонты содержали значительное количество повторно-жильных льдов, поскольку вытаивание лишь сегрегационных льдов, содержащихся в песках, широко распространенных в данной зоне, не могло бы привести к столь значительным по площади и глубине тепловым осадкам грунтов.

Льдистые грунты, залегающие у поверхности, оттаивают за счет температурных колебаний в период потепления климата и в результате техногенных нарушений, связанных с частичным или полным удалением надпочвенных растительных покровов, со срезкой (выемкой) грунта, а также с эксплуатацией тепловыделяющих сооружений.

Тепловые просадки в результате оттаивания льдистых отложений S , м, определяют по формуле

$$S = \frac{\Delta h}{1 - \delta} - \Delta h,$$

где Δh — предполагаемое увеличение глубины оттаивания грунта, м; δ — относительная просадка льдистого грунта при оттаивании.

Солифлюкция — течение оттаивающих пород на склонах. Развито достаточно широко и происходит в основном в супесчано-суглинистых образованиях в условиях их избыточного увлажнения, которое связано с широким развитием неглубокозалегающих надмерзлотных вод в пределах сезонноталого слоя. Наиболее активно солифлюкция развивается на склонах крутизной $5\text{--}20^\circ$ при мощности талого слоя $0,4\text{--}1,0$ м.

По скорости протекания процесса солифлюкцию можно разделить на два типа: быструю и медленную; в соответствии с этим различаются и образуемые ей формы микрорельефа. Большинство факторов, влияющих на сезонное промерзание и протаивание, а также на избыточное переувлажнение верхнего слоя горных пород, таких, как распределение и мощность снежного покрова, растительность, мощность сезонноталого слоя, подчиняются природной зональности. Так, увеличение мощности сезонноталого слоя при движении с севера на юг и смена тундровой растительности на таежную неблагоприятно сказываются на развитии солифлюкции и значительно уменьшают ее удельный вес в ряду склоновых процессов в южных частях криолитозоны Западной Сибири.

Область значительного развития медленной солифлюкции приурочена к подзоне средней тундры и тундровым районам Зауралья. При течении грунта на склонах образуются характерные формы микрорельефа — террасы, потоки, валы, гряды, покровы. Солифлюкционные языки и террасы имеют ширину в несколько метров или первые десятки метров, а высота фронтального уступа не превышает 2 м. В долинах ручьев и малых рек района встречаются солифлюкционные языки, имеющие длину до 100 м при ширине 25–30 м, а высоту фронтального уступа порядка 1–1,5 м. Солифлюкционные подвижки наблюдаются в период дождей весной и осенью.

Область умеренного проявления медленной солифлюкции характерна для подзоны северной и южной тундры, лесотундры и севера северной тайги. Уменьшение проявления солифлюкционных процессов в севе-

ротундровых районах объясняется сокращением мощности сезонного протаивания. Солифлюкционные формы микрорельефа представлены мелкими террасками, покровами, иногда образующими в нижних частях склонов уступы и валы.

Термоэрозия. Наиболее активна термоэрозия, связанная с деятельностью временных водотоков. Она выражается в образовании промоин, эрозионных врезов, оврагов и балок на различных геоморфологических уровнях. Скорость роста термоэрозионных оврагов на начальной стадии составляет в длину 5–20 м/год, в ширину попереху — 2–6 м/год, причем наибольшая часть годового прироста приходится на весенний период снеготаяния. Размеры наиболее крупных оврагов составляют: длина — от 0,3 до 1 км и более, глубина — от 20 до 30 м, ширина попереху — 30–50 м.

Овражная эрозия в естественных условиях проявляется крайне неравномерно. По данным Б.Ф. Косова и Г.С. Константиновой, зоны лесотундры и тайги — практически безовражные территории с густотой овражной сети до 0,01 км/км² и плотностью не более двух оврагов на площади 100 км². Причем овраги встречаются в основном по берегам крупных рек, а водораздельные пространства практически безовражны. К наиболее заовраженной относится северная часть Западной Сибири, совпадающая с зоной тундры. Здесь овраги распространены не только вдоль крупных и средних рек, но и по берегам озер, мелких рек и на водоразделах.

В северных районах Западной Сибири ряд условий способствует развитию овражной эрозии. Хотя количество осадков в теплый период (160–350 мм) здесь меньше, чем в южных районах, но выпадают они в течение 3,5–4 мес, что вместе с наличием близко залегающего мерзлого водоупора обеспечивает интенсивный поверхностный сток. Ливневые дожди редки и роль их в развитии оврагов невелика, однако затяжные дожди средней интенсивности могут иметь существенное значение в эрозионных процессах.

На севере Западной Сибири термоэрозия развивается во взаимодействии с другими геодинамическими процессами, которые активизируют или тормозят развитие оврагов, определяют их морфологические особенности. Так, криогенное растрескивание грунтов способствует овражной эрозии. На участках с повторно-жильными льдами термоэрозия может сопровождаться термокарстом, что приводит к формированию характерного эрозионно-полигонального рельефа, представляющего собой

систему преимущественно прямоугольных полигонов, размером 15×20 и 20×30 м, разделенных межполигональными понижениями глубиной 0,6–2,0 и шириной 1,0–3,0 м.

Эоловые процессы могут способствовать развитию эрозионных процессов. В результате дефляции нарушается растительный покров на склонах и в прибрежных частях водоразделов, образуются линейные формы выдувания, по которым за счет концентрации поверхностного стока зарождаются и развиваются эрозионные формы, представленные промоинами, канавами и небольшими оврагами. Длина их обычно изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров, редко достигая 150–200 м, ширина изменяется от 0,5 до 20 м, глубина – от 0,2 до 6 м. Поперечный профиль этих эрозионных образований обычно V-образный, крутизна склонов достигает 30–40°. Дефляция может также способствовать прекращению эрозии в результате заполнения небольших эрозионных форм эоловыми песками.

На подмываемых берегах моря, губ, озер и рек постоянно существуют условия для зарождения и активного развития оврагов. За счет подмыва берега и, следовательно, смещения базиса эрозии в сторону водораздела происходит постоянная активизация эрозии оврагов, на таких участках, нередко развиваются висячие устья. Длина оврагов здесь достигает 100 м, реже — 300 м, глубина вреза — 50 м, ширина поверху — 50 м и более. Поперечный профиль их в нижней и средней частях обычно V-образный, продольный уклон тальвега значительный.

Термоабразия. Значительная протяженность морской береговой линии и большое число озер на территории криолитозоны Западной Сибири служат предпосылкой широкого развития в регионе термоабразии — комплексного теплового и механического процесса, который вызывается волновым воздействием на берега, сложенные ММП. Термоабразия тем интенсивнее, чем больше льдонасыщенность мерзлой породы. Наиболее интенсивно она протекает на берегах, сложенных ледовым комплексом или породами, содержащими повторно-жильные и пластовые льды.

Сведения о скорости термоабразии берегов немногочисленны. Непосредственные наблюдения за разрушением 4-километрового участка западного берега Ямала проводились в районе полярной станции Марре-Сале. По данным этих наблюдений, скорость термоабразии составляет в среднем 2 м/год. Это совпадает с данными по скорости разрушения берегов в Карском море.

По наблюдениям за разрушением берегов термокарстовых озер в лесотундровой зоне, а также по положению береговой линии в разные годы путем сравнения аэрокосмоснимков разных лет для северотаежной зоны средняя скорость отступления берегов небольших в плане озер (сотни метров в поперечнике) не превышает 10–20 см/год. При этом скорость разрушения отдельных мысов может достигать 1–2 м/год. Скорость разрушения берегов больших озер (десятки километров в поперечнике) в среднем составляет 1–2 м/год. В местах выхода пластовых льдов она возрастает до 7–10 м/год.

Сезонное криогенное пучение проявляется весьма широко в различных по составу породах (от глин до тонкозернистых песков). Процессами сезонного пучения обусловлено образование пятен-медальонов, мелкобугристого рельефа и сезонных бугров пучения. Пятна-медальоны распространены на относительно дренированных участках, мелкобугристый рельеф — на плоских участках террас и междуречий, безлесных или занятых угнетенными лиственничными лесами. В пределах низинных болот, пойм и хасыреев встречаются сезонные бугры пучения высотой до 1 м.

Пространственная и временная изменчивость основных компонентов геокриологической обстановки приводит к тому, что интенсивность криогенного пучения изменяется от участка к участку в весьма больших пределах, а на отдельных однородных участках оно проявляется по площади не равномерно, а как случайный процесс. Криогенное сезонное пучение пород широко развито на всех геоморфологических уровнях. В пределах высоких уровней большая часть территории характеризуется интенсивным и весьма интенсивным криогенным пучением. Это объясняется тем, что сезонноталый (сезонномерзлый) слой здесь сложен пылеватыми суглинками, супесями и пылеватыми песками. В условиях равнинного рельефа при близком залегании кровли многолетнемерзлой толщи породы сезонноталого слоя, как правило, осенью увлажнены почти до полной влагоемкости и часто обводнены с поверхности. На более низких уровнях (I–III террасы) интенсивность пучения уменьшается. Поймы сложены преимущественно песчаными породами, поэтому криогенное пучение здесь развито локально.

Результаты многолетних режимных наблюдений позволили установить закономерности сезонного пучения. Процесс пучения начинается уже при промерзании самых верхних (3–5 см) горизонтов и продолжается в течение всего периода промерзания. При промерзании сезонноталого

слоя пучение наблюдается и после того, как мерзлотомер отмечает смыкание промерзшего слоя с многолетнемерзлыми образованиями. Суммарная величина пучения в каждой точке не постоянна, а изменяется по годам, что связывается, прежде всего, с соответствующим увеличением или уменьшением мощности сезонноталого (сезонномерзлого) слоя. Причем средняя по глубине интенсивность пучения — величина более устойчивая во времени, характерная для данного типа криогенного пучения и не зависящая от мощности сезонноталого слоя. Это позволяет рекомендовать следующую эмпирическую формулу:

$$h_{\text{пуч}} = 0,1\xi - 30,$$

где h — суммарная величина пучения, мм; ξ — глубина сезонного оттаивания, мм.

Процессы *многолетнего криогенного пучения* приводят к возникновению сегрегационных минеральных и торфяно-минеральных бугров, площадей и гряд пучения, выпукло- и крупнобугристых торфяников, а также инъекционных бугров — гидролакколитов.

Среди сегрегационных бугров пучения преобладают бугры высотой до 2–5, реже — 8–10 м. В поперечнике размеры их изменяются от 15 до 100 м. Бугры пучения сложены сильнольдистыми суглинками, глинами и реже супесями. При наличии напора в водоносном горизонте, залегающем на глубине 10–15 м, сегрегационные бугры пучения достигают максимальной высоты. Такие бугры прослеживаются в основном в пределах поймы, 1-й надпойменной и реже 2-й надпойменной террас рек. В пределах промерзающих хасыреев, сложенных супесчано-суглинистыми отложениями с линзами ранее обводненных песков, образуются бугры, высота которых в настоящее время обычно не превышает 3–4 м и увеличивается по мере промерзания. В этих буграх льдистые породы образуют линзы в верхней части разреза.

Наряду с одиночными буграми встречаются их скопления, образующие гряды и площади пучения. В пределах площадей пучения, достигающих 0,1–0,5 км², бугры расположены хаотично. Высота отдельных бугров — 3–5, реже — 8–10 м. Часто гряды пучения возникают вдоль тылового шва пойм и надпойменных террас, где их длина может достигать нескольких километров. Большинство бугров, площадей и гряд пучения — реликтовые и в настоящее время не растут. Местами отмечается разрушение одиночных бугров пучения. Одновременно происходят также

формирование и рост как минеральных, так и торфяных сегрегационных бугров и площадей пучения на низинных болотах, в поймах рек и хасыреях. О росте бугров пучения свидетельствует довольно резкая смена растительных ассоциаций на склонах бугров.

Площадное пучение болот вызывает к образованию выпукло- и крупнобугристых торфяников. В пределах выпукло-бугристых торфяников размеры отдельных бугров в плане не превышают 30–35 м. Средняя высота бугров составляет 1,5–2, максимальная — 3,5 м. Размеры поперечников отдельных бугров крупнобугристого торфяника могут достигать 250–300 м. Высота их в среднем составляет 2,5–3 м, но может достигать 6–8 м. Крупнобугристые торфяники приурочены в основном к северо-таежной подзоне изучаемой территории. В южной лесотундре небольшие массивы крупнобугристых торфяников встречаются на днищах хасыреев, на IV и III озерно-аллювиальных равнинах. Выпукло-бугристые торфяники распространены только в северной тайге. Они образуют незначительные по площади массивы в долинах малых рек и в пределах заболоченных тыловых частей пойм долин крупных рек. Выпукло-бугристые торфяники образуются в настоящее время из грядово-мочажинных болот.

Особо следует выделить гидролакколиты, которые нередко относят к буграм пучения. В отличие от сегрегационных бугров пучения, возникновение которых обусловлено миграцией влаги и образованием линз и прослоек льда, гидролакколиты растут за счет внедрения напорных вод. Гидролакколиты, возникшие при промерзании замкнутых таликов в хасыреях, достигают 150–200 м в поперечнике при высоте 15 м и более. Ледяные ядра их залегают на глубине 0,8–4 м от поверхности. Мощность ядер изменяется от 3–5 до 10 м и более. Наиболее широко гидролакколиты этого типа встречаются в лесотундре и на юге тундровой зоны в хасыреях озерно-аллювиальных равнин на левобережье р. Пур, севернее р. Ямсовой и в южной части п-ова Ямал.

Наиболее крупные гидролакколиты (высотой до 25–30 м), образующиеся в местах разгрузки напорных подземных вод, приурочены к положительным тектоническим структурам, где обнажаются или залегают близко к поверхности породы палеогена. Наиболее известный гидролакколит в Западной Сибири – это сопка Парны-Седэ, расположенная в тыловой части 2-й надпойменной террасы р. Пур.

При новообразовании ММП, особенно при росте сегрегационных бугров пучения скорость, криогенного пучения весьма велика. С уве-

личением мощности ММП она постепенно уменьшается. Так, в год образования бугра скорость криогенного пучения достигает 200–250 мм в год. При увеличении мощности мерзлых пород до 3 м она уменьшается до 60 мм/год, при 8 м — до 7–10 мм/год. В подзоне северной тайги рост одиночных бугров пучения, расположенных среди талых пород, прекращается при мощности вновь возникших мерзлых пород 10–15 м. Скорость криогенного пучения при площадном новообразовании ММП значительно меньше, чем при росте одиночных бугров пучения. В северной тайге она составляет 5–15 мм/год.

Криогенное растрескивание — процесс образования и роста трещин в мерзлом грунте вследствие понижения его температуры в зимнее время ниже 0 °С. Криогенные трещины имеют протяженность от нескольких метров до нескольких десятков метров, глубину — от полутора до нескольких метров и ширину раскрытия — до нескольких сантиметров. Как правило, мерзлый однородный массив разбивается сетью криогенных трещин на прямоугольные в плане блоки — «полигоны». Формирование подобных полигонов сопровождается развитием полигонально-жильных структур, развитых практически повсеместно севернее южной границы лесотундры.

Образование криогенных трещин зависит как от физико-механических свойств грунтов, так и от их температурных условий, важнейшие из которых следующие: средняя минимальная температура поверхности грунта под снегом за самый холодный месяц t_{01} ; амплитуда короткопериодных (с периодом 11–14 сут) температурных колебаний на поверхности грунта под снегом t_{02} ; средняя годовая температура грунта на подошве слоя нулевых годовых амплитуд t_{cp} . Перечисленные характеристики температурного режима пород оказывают решающее влияние на образование криогенных трещин, их глубину и размеры полигонов при прочих равных условиях. Расчетным способом, скоррелированным с натурными данными, установлено, что в условиях Западной Сибири криогенные трещины образуются в песчаных отложениях при средней минимальной температуре поверхности грунта t_{01} около –20 °С и ниже, глинистых — при температуре t_{01} около –13 °С и ниже, торфах — при t_{01} около –16 °С и ниже.

Наледеобразование. Наибольшее число наледей обнаружено в лесотундре в долинах рек и ручьев, прорезающих песчаные отложения озерно-аллювиальных равнин. Наледе приурочены к местам слияния

ручьев или к участкам впадения в ручьи оврагов с временными водотоками, а также к верховьям рек, вытекающих из озер. Долины рек и ручьев на этих участках имеют довольно широкие (по сравнению с размерами водотоков) плоские днища и крутые слабозадернованные склоны. Под руслами этих рек прослеживаются талики мощностью до 2–3 м.

Наледи начинают образовываться в октябре. При изливов воды на поверхность речного льда и прирусловую часть днища долины образуются наземные наледи. В формировании этих наледей участвует снег, сдуваемый в долины рек. Он пропитывается водой и увеличивает объем наледи. Иногда под наземной наледью прослеживается подземная. Ширина наледей в зависимости от ширины днища водотока изменяется от 30 до 100 м, а длина достигает 500–600 м. Толщина льда в наледи может превышать 2 м.

Наземные и большая часть подземных наледей относятся к сезонным и разрушаются в июне – начале июля. Часть подземных наледей, образовавшихся под участками поймы, покрытыми растительностью, консервируется и в летнее время не разрушается. Наиболее широко наледи распространены в поймах небольших рек и ручьев на междуречье рек.

Заболачивание. Равнинность территории, суровость климата, низкая испаряемость при большом количестве осадков, широкое распространение супесчано-суглинистых пород, отрицательные неотектонические движения — все это делает заболачивание (постоянное переувлажнение) одним из активнейших процессов криолитозоны. Как и прочие процессы, оно подчиняется зональным закономерностям развития, а его активность нарастает с севера на юг.

Наименьшая заболоченность характерна для северной тундровой части зоны сплошного распространения ММП. Здесь в тундре площадное заболачивание протекает на молодых засоленных болотах низменных побережий морей и травяно-кустарничково-сфагновых болотах; локально — на плоских и вогнутых полигонах полигональных болот и в трещинах, плоско-бугристых торфяников. В лесотундре заболачивание заметно возрастает, захватывая на одних водоразделах 30–40 % площади, а на других — до 70 %. Наиболее характерны урочища «лапта» — сложные сочетания полигональных болот, плоскобугристых торфяников и незначительных площадей влажных моховых тундр. Интенсивное заболачивание идет по пораженным термокарстом разрушающимся полигонам плоскобугристых торфяников.

В зоне прерывистого распространения ММП массивы низких и выпуклобугристых торфяников занимают большие части водоразделов, а у южных границ этой зоны появляются первые массивы аапа (болота, у которого центральная часть низинного типа, а окраинная – верхового) и верховых болот. Заболачивание активно протекает на разрушенных термокарстом низких торфяниках и в мочажинах между буграми выпуклобугристых торфяников. Заболачивание водоразделов достигает 90 %.

В зонах островного и редкоостровного распространения ММП (южная половина северной тайги и средняя тайга) заболачивание достигает своего максимума: верховые болота нередко совместно с аапа болотами плащом покрывают водоразделы (более 90 % площади). Незаболоченными остаются только узкие дренированные приречные полосы. Заболачивание имеет здесь черты агрессивности, особенно в районах активных неотектонических опусканий.

Территория севера находится в условиях высокой техногенной нагрузки. Интенсивное воздействие на окружающую среду оказывают промышленные разработки запасов нефти и газа и трубопроводный транспорт углеводородного сырья. Разработка рудных и нефтегазовых месторождений и лесных ресурсов сопровождается сокращением площадей, занятых лесами, интенсивным загрязнением рек и озер, подземных вод, атмосферного воздуха, почвы. Как следствие, активизируются негативные для человека геодинамические процессы – оползни, просадки, термокарст, эрозия почв, подтопление, заболачивание, деградация растительного и почвенного покровов.

Предупреждение природных и природно-техногенных аварий должно основываться на новых методологических разработках в изучении функционирования природно-технических систем (ПТС), которые позволяют придать исследованиям прогностно-оценочный характер. Именно аэрокосмический мониторинг совместно с наземным техническим и геодезическим контролем инженерных сооружений обеспечивают получение базы данных для оценки устойчивости ПТС и принятия управленческих решений по ее стабилизации.

Аэрокосмический мониторинг применим на всех стадиях создания и функционирования инженерных сооружений. С его помощью обосновываются природоохранные мероприятия и вырабатываются рекомендации по обеспечению устойчивости ПТС и окружающей среды при разработке ОВОС (оценка воздействия на окружающую среду), природоохранных

разделов проектов, схем инженерной защиты сооружений, мониторинга ПТС. Аэрокосмический мониторинг вместе с результатами наземных исследований наполняет базу данных ГИС численной информацией о параметрах форм и масштабах взаимовлияния всех факторов в системе взаимодействия природы и техногенеза при изысканиях, строительстве и эксплуатации сооружений.

3.12. Эоловая геодинамика

Эоловая (*Эол* — в древнегреческой мифологии повелитель ветров) *геодинамика* обусловлена воздействием ветра на земную поверхность. Как и в любой геодинамической системе, в эоловой геодинамике присутствует носитель энергии (ветер), воздействие на окружающую среду (дефляция и коррозия), движение (транспортировка захваченного материала) и прекращение движения (аккумуляция захваченного материала).

Дефляция (от лат. *deflatio* — сдувание или развевание) — разрушение рыхлых пород и почв под воздействием ветра, выражающееся в развевании и выдувании рыхлого (песчаного и алевритового) материала. Различают выдувание площадное, или плоскостное, понижающее поверхность со скоростью до 3 см в год, и локализованное, которое приурочено к углублениям в рыхлых лёссовидных породах и пухлых солончаках, образующее солончаково-дефляционные впадины. С дефляцией связано образование ребристых и сетчатых поверхностей в горных породах пестрого литологического состава. Рельеф так называемых аккумулятивных пустынь наполовину обязан своим существованием дефляции, так как аккумулятивные песчаные формы возникают за счет песка, выдутаго с какой-либо поверхности, на которой после выноса образуются углубления. Выдутый песок либо аккумулируется поблизости, либо переносится на большие расстояния и может быть наваян на любой субстрат (например, на склоны гор). Одновременно с развеванием песка на большие расстояния выносятся алеврит. Не находя условий для оседания в пустынях, он выносятся за ее пределы и отлагается в предгорьях, давая материал для образования лёссов. Наиболее эффективна дефляция в пустынях, но она может происходить на любых широтах.

Коррозия (от лат. *corrado* — скоблю, соскребаю) механическое истирание горных пород обломочным материалом, перемещаемым ветром, (водой, льдом и др.) по поверхности Земли, а также обтачивание самих обломков. В пустынях коррозия производится песком, несомым ветром.

Совместно с дефляцией коррозия производит эоловую денудацию (эоловую эрозию) — разрушительную работу ветра, выражающуюся как в выдувании и раздувании рыхлого песчаного и алевроитового материала (дефляция), так и в коррозии, которая производится ветроструйным песчаным потоком (воздушным потоком, насыщенным песком), реже мелким щебнем. Ветер поднимает песок на высоту до 10 см, в бурю — до 2 м и переносит его волочением и скачками, пыль поднимается на высоту до 2–3 км. Ветроструйный поток подрезает деревянные опоры, столбы, выгачивает ниши и борозды, разделенные гребнями, обтачивает грибообразные и другие экзотические скалы, высверливает ячеи и др.

Количество переносимых ветром песка и пыли иногда бывает очень велико. В 1863 г. на Канарских островах в Атлантике выпала пыль из Сахары, масса которой составляла 10 млн т. Общее количество эолового материала, переносимого с суши в море, превышает 1,6 млрд т в год.

Среди эоловых отложений выделяют глинистые, пылеватые и песчаные. Песчаные эоловые отложения чаще всего образуются близко от областей дефляции и коррозии — у подножия обнаженных гор, в нижних частях речных долин, в дельтах и на морских побережьях. Глинистые и пылеватые эоловые отложения могут осаждаться на значительном удалении от области развевания. Гораздо реже встречаются карбонатные, солевые и гипсовые эоловые отложения. Эоловые отложения часто имеют не параллельное, а косое или волнистое напластование. Такие отложения называют косослоистыми. По направлению косых слоев можно определить направление ветра, их образовавшего, так как косые слойки всегда наклонены в направлении движения ветровых струй. Скорость накопления эоловых отложений различна. Однажды на палубе полузатонувшего судна обнаружили слой пыли мощностью 1,76 м. Он образовался за 63 года, т.е. в среднем отлагалось около 3 см в год.

Процесс накопления эоловой пыли в степной и саванной зонах с густым естественным травянистым растительным покровом сменился в историческое время для ряда районов противоположным процессом развевания плодородных почв благодаря распашке легких и малосвязных почв. Особенно вредны его последствия весной, когда свежераспаханные поля еще не покрылись всходами и пашни оголены. В это время сильные ветры поднимают с них мощные тучи пыли. Известны случаи, когда подобными пыльными бурями за 3–4 года уносился весь гумусовый горизонт в 20–30 см мощностью и обнажался твердый и бесплодный карбонатный горизонт вмывания.

В РФ и в Украине сильные пылевые бури разразились весной 1960 г., когда полезащитные лесные полосы и некоторые селения засыпались черноземными осадками на 2–2,5 м. В засушливых западных штатах США этот процесс погубил миллионы гектаров прежних пшеничных полей и потребовались десятки лет для прекращения этого бедствия. Борьба с песчано-пылевыми бурями систематически ведется во всем мире.

Основные количественные характеристики ветровой эрозии — скорость и интенсивность процесса. Скорость ветровой эрозии $v_э$ определяется как отношение уменьшения высоты образца Δh за счет выдувания частиц к интервалу времени Δt , в течение которого происходило воздействие воздушного потока:

$$v_э = \Delta h / \Delta t.$$

Интенсивность ветровой энергии грунта $I_э$ рассчитывается как отношение массы грунта m , выдуваемой с единицы площади его поверхности S в единицу времени t :

$$I_э = m / St.$$

Эоловая денудация и эоловая аккумуляция относятся к эоловым процессам — процессам рельефообразования, обусловленным ветром. В результате эоловых процессов возникают эоловые формы рельефа и эоловые отложения, связанные с дефляцией и аккумуляцией. К дефляционным формам эолового рельефа относятся ниши, ячеи, соты, солончаково-дефляционные впадины и др. К аккумулятивным формам эолового рельефа — барханы, дюны, грядовые и бугристые пески, лёссовые покровы и др. Образование той или иной аккумулятивной формы эолового рельефа зависит от господствующего направления ветра, характера рельефа и грунтов поверхности, от степени увлажненности грунтов и степени закрепленности (подвижности) песка и алевритов (рис. 3.55).

Бархан — подвижная песчаная форма рельефа пустынь и полупустынь, поперечная к направлению ветра; формируется из незакрепленных (сыпучих) песков. Он образуется у небольших препятствий, создавших в приземном слое потока зону затишья высотой не менее 20 см, заполненную песком. Сформировавшийся бархан представляет собой асимметричный холм (высота от 1–10 до 150–200 м) с пологим наветренным и осыпавшимся подветренным склонами, образующими острый гребень на их стыке. Крутизна склона осыпания соответствует углу естественного откоса 28–38°. Одиночный бархан, образующийся на не песчаной (глинистой)

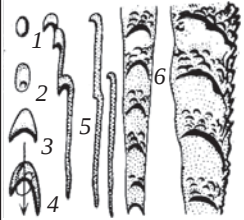
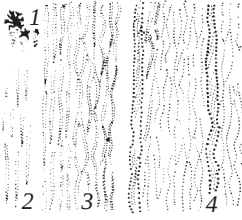
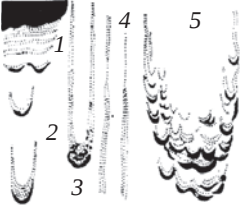
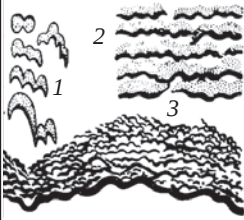
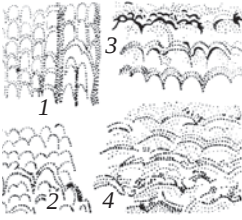
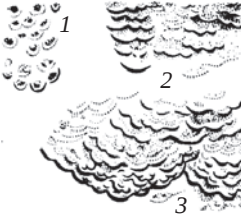
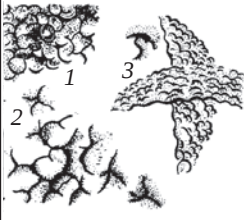
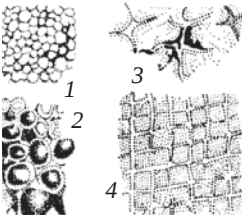
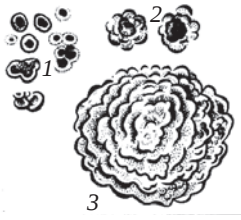
Типы режима ветров	Типы рельефа песков		
	<i>А</i> — Барханные пески преимущественно тропических пустынь	<i>Б</i> — Полузаросшие пески преимущественно внетропических пустынь	<i>В</i> — Дюнные пески преимущественно впустынных зон
<i>I</i> Пассатный тип ↓			
<i>II</i> Муссонно-бризовый тип ↕			
<i>III</i> Конвекционный и интерференционный типы ↕			

Рис. 3.55. Типы эолового рельефа. (составил Б.А. Федорович, 1960).

А. I. При ветрах одного или близких направлений: 1 — песчаный щит; 2 — эмбриональный бархан; 3 — серповидный симметричный бархан; 4 — несимметричный бархан; 5 — продольные ветру барханные гряды; 6 — комплексные продольные барханные гряды. *II.* При ветрах противоположных направлений: 1 — групповые барханы; 2 — простые барханные цепи; 3 — комплексные барханы. *III.* При системе равномерных ветров и при ветрах поперечных направлений: 1 — цирковые барханы; 2 — пирамидальные барханы; 3 — скрещенные комплексные барханы.

Б. I. 1 — прикустовые косички; 2 — мелкие грядки; 3 — грядовые пески (продольные ветру); 4 — грядово-крупногрядовые пески. *II.* 1 — грядово-лунковые пески (при сильном преобладании ветров одного направления); 2 — лунковые пески; 3 — гребневидные поперечные гряды (при незначительном преобладании ветров одного направления); 4 — поперечные асимметричные гряды. *III.* 1 — ячеистые пески; 2 — крупноячеистые пески; 3 — пирамидальные пески; 4 — решетчатые пески.

В. I. — 1 приморский вал; 2 — параболические дюны; 3 — шпильковидные дюны; 4 — парные продольные дюны; 5 — комплексные параболические дюны. *II.* 1 — полукруглые мелкие дюны; 2 — полукруглые крупные дюны; 3 — полукруглые комплексные дюны. *III.* 1 — одиночные мелкие кольцевые дюны; 2 — групповые кольцевые дюны; 3 — комплексные циркульные дюны

поверхности, имеет серповидную (дугообразную) форму с выдающимися вперед (по направлению господствующего ветра) рогами.

Бархан подвижен благодаря существованию поверхностей естественного откоса, обращенных в подветренную сторону (склон осыпания бархана), и способности песчинок перекаатываться по поверхности с наветренной стороны на подветренную. Чередование процессов накопления песка у гребня и сползания избытков его по откосу приводит к наращиванию длины бархана в направлении действия ветра за счет материала, вынесенного с лобового склона. Скорость движения бархана по плотной подстилающей поверхности при скорости ветра 15–16 м/с может достигать 7–10 м в сутки.

Барханы многосложные (комплексные барханные цепи) — крупные формы (до 30–40 м высоты) относительно древнего песчаного рельефа, сложенные барханами и барханными цепями. На подветренном склоне часто образуется единый склон осыпания, высотой в несколько десятков метров. Многосложные барханы распространены в районах с сильными ветрами и соответствующей им ветровой эрозией (денудацией) и аккумуляцией.

Гряды барханов располагаются перпендикулярно по отношению к направлению ветра, образуя поперечные цепи. Нередко встречаются и продольные цепочки барханов, следующие друг за другом. Барханная гряда в целом иногда имеет серповидную форму. Длина ее 3–5 км, но известны гряды длиной 20 км при ширине 1 км. Расстояние между грядами — от 1,5 до 2 км, высота — до 100 м.

Дюны — песчаные холмы, возникающие в результате деятельности ветра в районах развития слабозакрепленных песков на берегах морей, рек, озер. Образуются на различных широтах (включая тундру) независимо от климатических условий, чем отличаются от барханов, специфичных лишь для аридных условий. Продольный профиль дюны асимметричный: подветренный склон — до 35°, наветренный — до 15°. Высота дюн — от 5 до 30 м, но известны дюны высотой 100 м. Характерно отсутствие рогов барханного типа. Формируются дюны из песчаного материала, доставляемого действием абразии и волноприбойных волн на побережье морей, озер и рек. Из этого песка вдоль пляжей образуется несколько дюнных гряд. После выпадения дождей или росы вершины дюн высыхают быстрее, чем основания их склонов. Поэтому песок здесь раньше начинает перевеваться ветром и быстрее перемещаться вперед по сравнению с краями, что приводит к образованию параболических и

шпильковидных дюн. Известен случай в 1889 г. на побережье Балтийского моря, когда дюна во время своего перемещения полностью перекрыла церковь, а через 30 лет, передвинувшись, освободила ее развалины.

Дюны кольцевые — подковообразно изогнуты песчаные валы в пустынях, окаймляющие дефляционные котловины диаметром 30–40 м с той стороны, откуда дуют преобладающие ветры. Комплексная циркулярная дюна состоит из нескольких кольцевых дюн. Образуется при действии встречных ветров четырех взаимно перпендикулярных направлений. Наветренные склоны крутые. При преобладании какого-либо из направлений ветра она может перемещаться в этом направлении (рис. 3.56).

Кучевые (кустовые) пески представляют собой песчаные беспорядочно разбросанные холмы. Они образуются вблизи каких-либо преград, кустиков растений, больших камней и т.п. Форма их округлая, слабо вытянутая по направлению движения ветра. Склоны симметричны. Высота зависит от размера преград и составляет 1–10 м.

Пески бугристые — мелкохолмистый рельеф заросших и полузаросших песков, состоящих из беспорядочно расположенных холмов неправильной формы, высотой, редко превышающей 10 м. Образование

данного типа бугристых песков не связано с закономерностями построения форм рельефа определенного типа, а обязано неравномерному закреплению или раздуванию песчаной поверхности. Это результат роста кучевых песков, зарастания барханных или расчлененных ячеистых, а чаще грядовых и пологоволнистых песков. В пустынях бугристые пески данного типа покрывают значительные площади, обычно осложняя другие типы рельефа, будучи насажены на грядовые и другие пески.

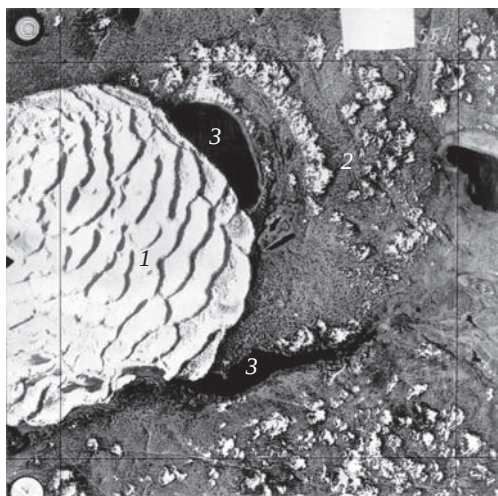


Рис. 3.56. Изображение азональных эоловых форм рельефа:

1 — наветренный склон дюны; 2 — массивы песков; 3 — термокарстовые озера

Грядобразные валы (грядовые пески) — длинные симметричные песчаные валы с пологими склонами. Валы вытянуты в направлении движения ветра постоянного направления. Длина их измеряется километрами, а высота изменяется от 15 до 30 м. В Сахаре высота некоторых гряд достигает 200 м. Гряды отстоят друг от друга на расстояние 150–300 м, а иногда на 1–2 км. В межгрядовом пространстве песок не задерживается, проносится вдоль него, производя дефляционное углубление межгрядового пространства, поэтому превышение гряд над межгрядьями дополнительно возрастает. Поверхность гряд иногда осложнена цепочками продольных барханов. Происхождение гряд — аккумулятивное или эрозионное. Первые целиком сложены эоловыми песками, вторые — коренными песками и обычно прикрыты эоловым наносом. Для образования эолово-аккумулятивных гряд необходимо преобладание двух противоположных направлений ветра, угол между которыми составляет от 0 до 90°. Ветер каждого направления выносит с незакрепленных поверхностей любого для него склона материал на вершину, где образуются барханные цепи. Обарханенность — неперемнное условие роста гряд в высоту и длину. Отсутствие ее означает старение гряды или ее участка. Основным источником питания песком должен лежать вне района образования гряд: развевание подстилающей поверхности ведет к формированию бугристо-барханного (при интенсивном выносе песка) или ячеистого рельефа. Грядовые пески — одна из главных комплексных форм рельефа песчаных пустынь мира.

Пески ячеистые — образованные мелкими, соприкасающимися котловинками — ячейками округлой или слегка вытянутой овальной формы с поперечником в несколько десятков метров; обычно закреплены растительностью. Глубина котловин относительно разгораживающих их перемычек изменяется от 3–5 до 10–15 м. Ячеистые пески образуют дефляционно-аккумулятивные формы на поверхности «коренных» (не эоловых) песков более или менее значительной мощности. Они широко распространены в песчаных пустынях.

Пески лунковые состоят из рядов котловинок выдувания, ориентированных по направлению господствующих ветров. Котловинки-лунки резко асимметричны, и этим они отличаются от котловинок-ячей. У лунок склоны, обращенные в сторону, откуда дуют преобладающие ветры, — пологие, а противоположные — гораздо круче. В лунковых песках иногда небольшие лунки как бы нанизаны на крупные котловинки и тем самым

несколько «маскируют» наличие разделяющих их гряд. Лунковые пески обычно закреплены или полужакреплены растительностью.

Грядово-ячеистые и грядово-лунковые формы рельефа образуются при сочетании постоянно дующих ветров, формирующих продольные гряды, с циклонными ветрами, образующими песчаные перемычки в междюговых пространствах и лунки выдувания.

Процессы эоловой денудации и аккумуляции нередко представляют собой большую угрозу для человечества. Ветровая эрозия происходит в любое время года и при любой силе ветра. Однако наиболее интенсивна она весной при сильных ветрах (15–20 м/с), так как почва взрыхлена и на ней еще не появились всходы. Особенно подвержены этому виду эрозии почвы засушливых районов. При очень сильных ветрах бывают пыльные или черные бури. Они перемещают мелкие почвенные частички в воздушном потоке. Такие бури повторяются через 3–5, 10–12 лет, захватывают огромные территории и за 1–2 дня сносят слой почвы толщиной 1–2 и даже 5 см, уничтожая и засыпая посевы.

Подвижные пески опасны своим движением. Перемещаясь, они заносят поля, оазисы, каналы, дороги, здания, селения и даже города, например, в Средней Азии или на побережье Франции, где под песками погребены деревни и города. Подвижные пески часто появляются при уничтожении травянистого покрова, когда пасется скот. Оживлению перемещения песков способствуют также движение транспорта, стройки, работа землеройных машин, распашка территории и т.п. Строительство и эксплуатация зданий и сооружений, а также сельское хозяйство требуют постоянной борьбы с подвижными песками. Для этой цели используют:

установку на пути движения песков деревянных щитов, подобных тем, которые ставят зимой против снежных заносов; этот метод не всегда эффективен в районах, где ветер часто меняет свое направление; против выдувания песка щиты можно укладывать на землю;

безотвальную обработку почвы (обработка почвы без переворачивания верхнего пласта), уменьшающую ветровую эрозию;

полезащитные лесополосы — эффективный способ борьбы с любым видом эрозии; они уменьшают скорость ветра, задерживают снег и влагу на полях и в садах;

посадку растительности на перемещающихся песках (дюнах, барханах и т.п.), закрепляющей своей корневой системой верхние слои песка; обработку песков различными растворами и веществами — битумом,

цементом, жидким стеклом, глинистыми суспензиями и т.д.; эти методы дорогостоящие, к тому же защитные корки недолговечны и сравнительно легко разрушаются при скорости ветра более 20 м/с;

применение геосинтетических материалов (сеток, пленок, ячеистых каркасов и т.п.);

проектирование «безаккумуляционных» форм сооружений, которые облегчают пропуск движущегося песка, не давая ему возможности накапливаться в пределах сооружения (например, на дорогах).

При изучении эоловых геодинамических систем широко используют аэрокосмические изображения, которые позволяют выявить их характерные морфологические формы, а на основе применения материалов съемок разного времени — изучить их динамику и оценить исходящую от них потенциальную угрозу. Это позволяет принять своевременные меры по предотвращению или уменьшению возможного их неблагоприятного развития для человека и экосистемы в целом.

В «Руководстве по дешифрированию аэроснимков при топографической съемке и обновлении планов масштабов 1:2000 и 1:5000» (1980) эоловые формы рельефа подразделяются на ровные, бугристые, дюнные, грядовые, лунковые, ячеистые, барханные и комплексные и даются их дешифровочные признаки и места распространения.

Ровные пески преимущественно наблюдаются по берегам рек, озер и водохранилищ в виде пляжей. Для них на аэрокосмоснимках типичен светлый тон, по мере зарастания песков тон делается более темным; относительно темным выделяются и влажные их участки.

Бугристые пески встречаются сравнительно редко. Они обычно закреплены растительностью и приурочены к окраинам пустынь. На аэрокосмоизображениях выделяются мозаичным, крапчатым с преобладанием серых и темно-серых тонов (на участках развевания — светлые пятна).

Дюны дешифрируются по характерной форме — преимущественно продолговатые или дугообразные валы и цепи, вытянутые поперек направления господствующих ветров вдоль берегов морей, озер и крупных равнинных рек, чаще всего в несколько рядов. Некоторые дюны не закреплены растительностью и медленно перемещаются. Наряду с береговыми дюнными валами встречаются дюны серповидные, параболические, циркульные. У серповидных и параболических дюн крутые склоны выпуклы по направлению господствующих ветров, а «рога» зарастают быстрее, отстают при движении и потому как бы оттянуты назад.

Грядовые пески — скопления почти параллельных песчаных гряд, чаще всего вытянутых по направлению господствующего ветра либо по равнодействующей ветров. Грядовые пески, как правило, дешифрируются по прямым признакам.

Ячеистые пески представлены густо расположенными округлыми или овальными западинками выдувания, разделенными бугристыми перемычками. В отличие от лунок склоны ячей относительно симметричные. Чисто ячеистые пески (у них валы-перемычки не ориентированы) встречаются нечасто перед препятствиями. Эти пески, как правило, заросшие.

Барханные пески состоят из холмов серповидной или полулунной формы. Выпуклые наветренные склоны их широки, пологи и покрыты ветровой песчаной рябью. Узкие подветренные стороны представляют собой полукруглые в плане крутые ($32\text{--}34^\circ$) откосы осыпания песка. «Рога» серповидных барханов направлены вперед по ветру, левый «рог» нередко длиннее правого. Одиночные и групповые барханы высотой от 0,5 до нескольких метров обычно встречаются на плотных грунтах (такырах, плато и т.п.). Барханы, как правило, не закреплены растительностью. В районах сплошных песков барханы сливаются. Барханы дешифрируются по прямым признакам.

ГЛАВА 4. КОМПЛЕКСНАЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА И АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

4.1. Комплексная инженерно-геологическая съемка

Для характеристики инженерно-геологических условий района, определяющих выбор места строительства, тип и конструкцию сооружения и различные мероприятия, связанные с его осуществлением, требуется достаточно полное и всестороннее геологическое изучение района. Основные вопросы, которые возникают при проектировании тех или иных сооружений на той или иной стадии проектирования, относятся прежде всего к исследованиям физико-технических свойств горных пород, их несущей способности, водопроницаемости и степени разрушенности, а также к исследованиям устойчивости горных пород и земляных масс в различных условиях рельефа, исследованиям водоносности горных пород, состава воды и характера ее циркуляции.

Для всего этого необходимо иметь достаточно полное представление о последовательности напластования слоев пород, их мощностях, составе, характере залегания (горизонтальные, смятые в складки, разорванные), распространении на поверхности и на глубине, степени их разрушенности (трещиноватость, разрыхление вследствие выветривания). Необходимо также знать, как выходящие на земную поверхность слои горных пород сочетаются с формами рельефа. Чрезвычайно важен при этом вопрос о водоносных горизонтах, их количестве и характерных особенностях. Не менее важны с точки зрения строительства и сведения о геодинамических явлениях района (карсте, оползнях, просадках и др.).

Таким образом, инженерно-геологическая съемка требует проведения разнообразных и разносторонних наблюдений и исследований — геологических, геоморфологических и гидрогеологических, а также инженерно-геологического изучения горных пород как путем непосредственных наблюдений в поле, так и с помощью соответствующих лабораторных исследований. Инженерно-геологическая съемка представляет собой комплексное исследование изучаемого района, складывающееся из геологических, геоморфологических, гидрогеологических и других наблюдений, направленных для разрешения определенной инженерной задачи. При выполнении всех указанных наблюдений применяют приемы и способы, установленные для производства геологической и других съемок, но получаемые при этом результаты обрабатывают сразу, в процессе инженерно-геологической съемки, для возможного использования их в инженерных целях.

Подготовка к полевым работам начинается с изучения существующих геологических описаний района (опубликованных и находящихся в фондах различных учреждений), топографических и геологических карт. В результате такого изучения необходимо составить ясное представление о природных условиях и геологическом строении района работ; при этом особое внимание необходимо уделить изучению:

- 1) форм рельефа и гидрографической сети района;
- 2) стратиграфической и литологической характеристики пород, слагающих район;
- 3) тектонической схемы района;
- 4) гидрогеологических условий;
- 5) геодинамических явлений, характерных для района.

При чтении литературного и фондового материалов нужно составить краткие конспекты по указанным выше вопросам, а также сделать выкопировки карт и геологических разрезов. Перед выездом в поле знакомство с районом работ начинается с беседы с геологами, ранее работавшими в этом районе. На месте работ полезно осмотреть в соответствующих отделениях краеведческих музеев образцы горных пород и полезных ископаемых, типичных для района. Инженерно-геологическая съемка ведется в масштабе, отвечающем тем целям, ради которых она проводится.

Для более детального и глубокого изучения геологии выполняют съемку в крупном масштабе; для общего или рекогносцировочного изучения геологии ведут полудетальные съемки или съемки мелкого

масштаба. И в том, и в другом случаях основой для ведения инженерно-геологической съемки служит топографическая карта соответствующего или более крупного масштаба. Нанесение на карту пунктов обнажений, расчисток, шурфов, скважин, существующих колодцев, родников или мест распространения геодинамических явлений осуществляется при мелкомасштабной съемке глазомерно, а при крупномасштабных съемках — инструментальным путем. Наличие топографической основы более крупного масштаба, чем масштаб инженерно-геологической съемки, значительно облегчает работу в поле, так как чем крупнее масштаб карты, тем больше на ней показано деталей рельефа, тем яснее общая ситуация местности и тем легче ориентироваться по такой карте. Чаще всего отчетная и инженерно-геологическая карта составляется в масштабе той топографической карты, которая служит основой для инженерно-геологической съемки.

Полевые геологические рекогносцировочные обследования местности ведутся в целях ознакомления с общими чертами геологического строения и топографическими условиями района для выработки подробного плана основных работ по инженерно-геологической съемке. Рекогносцировочное обследование выполняется путем объезда района по нескольким наиболее интересным в геологическом отношении маршрутам (например, по берегам рек, вдоль крупных оврагов и т.п.). В процессе обследований следует обращать внимание на то, где находятся крупные обнажения горных пород и чем они интересны; нужно осмотреть колодцы и родники, выходящие в обследуемом районе, а также наиболее характерные геодинамические явления.

После рекогносцировочного обследования составляют план детальных полевых работ, определяют основные маршруты, которые намечают на топографической карте. Основные объекты наблюдений во время полевых работ — естественные обнажения горных пород, искусственные выработки в виде закопшек, расчисток, канав, шурфов, скважин, штолен и т.д., естественные выходы подземных вод, искусственные вскрытия подземных вод в виде колодцев, шахт и скважин, геоморфологические элементы (террасы, плато, склоны и т.п.) и, наконец, геодинамические явления. К числу последних относятся оползни, размывы, просадки, карстовые воронки, пещеры, поноры и т.п.

Обнажение представляет собой выход горных пород на дневную поверхность. В залесенных и задернованных районах обнажения обычно

можно наблюдать в береговых обрывах рек, на склонах возвышенности, в оврагах, в порожистых местах дна рек и т.д. В горных районах за счет рельефа горные породы обнажены лучше, чем на равнине. Нередко в горных районах можно встретить полностью обнаженные стены ущелий, склоны и вершины возвышенностей.

Местоположения описываемых при съемке обнажений наносятся условными знаками на топографическую карту с указанием номера обнажения. В полевой книжке под этим номером дается описание каждого номера обнажения и, кроме того, зарисовывается план-схема расположения обнажений на местности. В полевой книжке записываются также показания барометра-анероида, взятые у характерных точек обнажений для высотной привязки последних. Барометрическая нивелировка позволяет увязывать обнажения с другими характерными точками местности: урезом воды в реке; бровкой пойменной или надпойменной террас; отдельными характерными пунктами водоразделов; с имеющимися в районе геодезическими знаками (реперами, триангуляционными знаками) и постоянными сооружениями.

Горные выработки (расчистки, шурфы, канавы и траншеи) также должны быть нанесены на топографическую карту условным знаком с соответствующим им порядковым номером. В полевой книжке дается описание горных выработок и отмечается их плановое и высотное положения. При описании обнажений в полевом дневнике необходимо обязательно отметить:

- 1) местонахождение обнажения и его абсолютную или относительную отметку;
- 2) литологический состав горных пород, характерные внешние признаки породы (цвет, структура, текстура, включения, кавернозность и т.д.), наличие фауны и флоры и предположительное стратиграфическое положение слоев, залегающих в обнажении, трещиноватость пород;
- 3) характер залегания горных пород (определение элементов залегания и нарушений).

Описание обнажений должно сопровождаться зарисовками и фотографированием. Местоположение обнажения описывается в полевой книжке кратко, но в то же время совершенно отчетливо и ясно, чтобы обнажение можно было легко найти. Каждое обнажение описывается под определенным порядковым номером, который сразу проставляется на карте. Например, обнажение № 12 находится на левом берегу р. Белой

непосредственно над ее уровнем, в 400 м ниже впадения балки Липовой. Высота обрыва над урезом реки 50 м, протяженность обрыва 100 м; или обнажение № 20 находится на правом берегу р. Лабы на высоте 10 м над урезом последней, на расстоянии 150 м к северо-востоку от моста железной дороги Армавир–Туапсе. Высота обрыва 20 м, протяженность 65 м.

При обработке материалов по изучению трещиноватости составляются различные графики трещиноватости, позволяющие наглядно выявить и проследить закономерности в ориентировке и других особенностях развития трещин. Наиболее часто применяются следующие способы графического изображения трещиноватости:

- 1) графики в прямоугольной системе координат;
- 2) розы-диаграммы;
- 3) круговые диаграммы;
- 4) карты трещиноватости.

Графики в прямоугольной системе координат. График строится следующим образом: по оси абсцисс как графике откладываются азимуты или углы падения трещин, по оси ординат — количество трещин в абсолютных величинах или в процентах.

Розы-диаграммы. Наиболее употребительные и наглядные диаграммы трещиноватости — розы трещин, составляющиеся аналогично построению розы ветров. Для построения розы используются азимуты простираций трещин, азимуты падения и углы падения.

Круговые диаграммы и розы-диаграммы составляются отдельно для каждой толщи или массива пород (известняков, песчаников, гранитов и пр.), так как часто их трещиноватость различна и по интенсивности, и по господствующим направлениям.

Круговые диаграммы (по Ефимову). На круговые диаграммы наносятся линии простираения трещин. При этом линии простираения наносятся в одном из румбов с таким расчетом, чтобы при прибавлении к азимуту простираения 90° получить азимуты их падения. Если, например, трещина падает на СВ, то линия простираения показывается в северо-западном румбе, если же трещина падает на ЮЗ — то в юго-восточном румбе. Длина линии простираения на диаграмме определяется углом падения трещины. Концентрические окружности на диаграмме указывают углы падения трещин.

Карты трещиноватости обычно составляются следующим образом. На топографическую основу наносят простираения наиболее

характерных систем трещин. Длина линий простираения показывается в принятом масштабе, пропорциональной числу трещин. Указываются также направление и угол падения трещин. Кроме того, на карте трещиноватости нужно показывать основные тектонические элементы: оси складок, линии разрывов и т.п.

Геодинамические явления — карст, нарушения устойчивости склонов (т.е. обвалы, оползни, оплывины), просадки, смыв и пр. — часто осложняют условия сооружения и эксплуатации сооружений. В период строительства и эксплуатации сооружений эти явления могут активизироваться и нарушить нормальную их работу, если не будут предусмотрены специальные предупредительные и защитные мероприятия. Поэтому уже на первой стадии изысканий необходимо установить, какие геодинамические явления развиты в районе и в какой степени, и дать прогноз их развития в новых условиях, которые будут созданы при строительстве.

Съемщик должен закартографировать и описать наблюдающиеся в районе геодинамические явления, выяснить их происхождение, возраст и причины образования, а также нанести их на инженерно-геологическую карту. По содержанию инженерно-геологические карты делятся на два вида.

Аналитические:

1) частные (инженерно-геологических условий; инженерно-геологического районирования);

2) общие (инженерно-геологических условий);

3) специализированные.

Синтетические:

1) специализированные (инженерно-геологического районирования);

2) общие (унифицированные инженерно-геологические карты).

К аналитическим инженерно-геологическим картам относят карты, на которых показан один или несколько естественных факторов, характеризующих инженерно-геологические условия без суммарной оценки совокупности этих факторов. Такие карты можно разделить на частные, общие и специализированные. На частных картах изображен один или несколько факторов. Они не исчерпывают всех особенностей инженерно-геологических условий и направлены на решение отдельных задач.

Частные инженерно-геологические карты можно в свою очередь разделить на карты инженерно-геологических условий и карты инженерно-геологического районирования. К частным картам инженерно-

геологических условий, например, относятся карты трещиноватости горных пород, просадочности лёссовых пород и др. Такие карты помогают анализировать закономерности изменения отдельных инженерно-геологических факторов, выявлять зависимость одних естественных факторов от других (например, зависимость степени трещиноватости пород от тектонических условий), но они не дают возможности, как отмечалось ранее, провести суммарную инженерно-геологическую оценку отдельных частей изучаемой территории.

К частным картам инженерно-геологического районирования относятся такие карты, на которых выделяются районы или участки с более или менее одинаковыми частными инженерно-геологическими особенностями. К ним можно отнести карты, где выделены участки, одинаковые, например, по степени просадочности, трещиноватости пород и т.п.

На общих аналитических инженерно-геологических картах отображены все естественные факторы, характеризующие инженерно-геологические условия изучаемой территории, но не дана их суммарная оценка (например, не выделены одинаковые по всем условиям районы или участки). Используя такую карту, исследователь в каждом отдельном случае должен выбрать и оценить по этой карте те данные, которые влияют на условия строительства и устойчивость конкретного сооружения. Однако эта карта имеет и существенные недостатки:

- 1) она не содержит обобщенных данных об инженерно-геологических условиях всей территории и отдельных ее частей, и поэтому в каждом отдельном случае приходится выделять наиболее существенные для данного сооружения факторы и оценивать их совместное влияние на сооружение;

- 2) она содержит очень большое число факторов, не подразделенных на важные, первостепенные и не играющие существенной роли для оценки инженерно-геологических условий;

- 3) не все изображенные на карте естественные факторы используются для инженерно-геологической оценки строительства и эксплуатации тех или иных конкретных сооружений, поэтому возникает необходимость выбора факторов, нужных для конкретных целей;

- 4) за счет обилия природных факторов и стремления удовлетворить нужды всех видов строительства легенда карты становится громоздкой, а сама карта трудно читается.

Специализированные аналитические инженерно-геологические кар-

ты — это такие же общие аналитические карты, но на них отражаются только те естественные факторы, которые необходимы для проектирования определенного вида строительства (дорожного, гидротехнического и т.д.).

Синтетические инженерно-геологические карты содержат (или дают возможность выполнить) суммарную оценку естественных факторов, определяющих инженерно-геологические условия изучаемой территории. В настоящее время определились два типа синтетических инженерно-геологических карт, принципы составления которых отличаются друг от друга: 1) специализированные — карты инженерно-геологического районирования; 2) общие — унифицированные инженерно-геологические карты. Эти инженерно-геологические карты составляются в соответствии с требованиями проектирования отдельных видов строительства — гидротехнического, дорожного, гражданского и промышленного и т.п., поэтому на них отображаются только те естественные факторы, которые необходимы для обоснования проектов конкретных видов сооружений.

К специализированным синтетическим картам относят и карты последовательного инженерно-геологического районирования, принцип которого разработан И.В. Поповым. Основывается он на том вполне доказанном в инженерной геологии положении, что инженерно-геологические условия местности определяются естественными геологическими условиями. Учитывая природные зональные и региональные закономерности, определяющие инженерно-геологические условия, И.В. Попов предложил выделять при изучении территории следующие инженерно-геологические единицы.

1. Инженерно-геологические регионы, соответствующие геоструктурным областям (различные части платформ, складчатые области и т.д.), которые характеризуются разными инженерно-геологическими условиями: характером, мощностью, условиями залегания пород, их тектонической раздробленностью и т.д.

2. Инженерно-геологические области, выделяемые в пределах инженерно-геологических регионов по геоморфологическим признакам. Геоморфология местности тесно связана с тектоникой, новейшими тектоническими движениями и климатом, что в свою очередь определяет и инженерно-геологические условия. И.В. Попов при выделении инженерно-геологических областей в качестве геоморфологических признаков предлагает учитывать: абсолютную высоту местности; рельеф и его

характер; строение долин и водораздельных пространств; современные геодинамические явления и т.п.

При расчленении регионов по геоморфологическим элементам могут быть выделены области первого, второго, третьего и других порядков. Области делятся на инженерно-геологические районы, подрайоны и участки, как формулирует И.В. Попов, на основании характера пород, оцениваемых как строительные грунты, и условий их залегания (мощные однородные толщи, переслаивание пластов и линз в неоднородных породах, мощность этих пластов, гидрогеологические свойства и т.д.).

В зависимости от целей инженерно-геологической оценки местности выбирают основные признаки с их помощью выделяют районы; остальные признаки (второго, третьего и других порядков) используют для выделения подрайонов и участков. И.В. Попов отмечает, что регионы, области, районы и участки должны быть выделены таким образом, чтобы в их границах условия изысканий, строительства и эксплуатации сооружений были в известных пределах одинаковы и сходны.

Инженерно-геологическая карта сопровождается инженерно-геологическими разрезами. Инженерно-геологический разрез — вертикальное сечение участка земной коры с изображением на нем геологических факторов, собранных и охарактеризованных в соответствии с требованиями, которые ставит проектирование и строительство инженерных сооружений. Инженерно-геологический разрез, кроме показа геологического строения, должен характеризовать основные инженерно-геологические факторы (состав и условия залегания пород, гидрогеологические условия, геодинамические и физико-технические свойства горных пород) и — что является главным и определяющим для инженерно-геологического разреза — отражать изменения этих факторов в пространстве. Поэтому выбирать направление разреза надо не механически (например, направление, по которому разрез пересекает наибольшее количество типов пород), а на основании результатов анализа всех отмеченных факторов. Поэтому часто инженерно-геологические разрезy составляют не только по прямым, но и по ломаным линиям, что позволяет наиболее полно отразить изменение в пространстве всех основных факторов, влияющих на инженерно-геологическую оценку местности.

Когда инженерно-геологические разрезy составляются для характеристики естественных оснований конкретных сооружений (при разведке), кроме сказанного, при выборе их направления учитывается также

размещение сооружения и его отдельных ответственных частей. Так, при составлении разрезов на участках оснований шлюзов учитывается необходимость освещения инженерно-геологических условий вдоль оси шлюза и вдоль перпендикулярных к оси шлюза поперечников, приуроченных к отдельным, конструктивно отличающимся друг от друга частям сооружения (камеры, головы шлюза).

Для изображения инженерно-геологических условий в какой-либо одной точке наблюдения составляют инженерно-геологические колонки — вертикальное сечение земной коры в какой-либо одной точке наблюдения с изображением на ней геологических факторов, отображенных и охарактеризованных в соответствии с требованиями, которые ставят проектирование и строительство инженерных сооружений. При сложной инженерно-геологической обстановке составления инженерно-геологических карт, разрезов и колонок может быть недостаточно для отображения инженерно-геологических условий на больших площадях. В таких случаях следует составлять сводный документ, аналогичный сводной стратиграфической колонке и отражающий все инженерно-геологические условия большого района или его отдельных частей.

Сводная инженерно-геологическая колонка — это вертикальное сечение земной коры с изображением на нем всех геологических факторов, наблюдаемых в изучаемом районе, отобранных и охарактеризованных в соответствии с требованиями, которые ставит проектирование и строительство инженерных сооружений, а также изменение этих факторов в пространстве. Графики, зарисовки и фотографии используются для сокращения текстовой части отчета, повышения наглядности приводимых данных и установления тех или иных закономерностей. В качестве графических приложений чаще всего приводятся:

1) схемы размещения сооружений и отдельных его частей, дающие наглядное представление об их взаимоотношениях и конструкции сооружения. Такие схемы полезно наносить на инженерно-геологические карты, так как в этом случае получается наглядное представление об инженерно-геологических условиях строительства и эксплуатации сооружения и отдельных его частей;

2) схемы размещения опытных узлов: скважины для опытных откачек, нагнетаний и опытных нагрузок; места отбора проб, расположение горных выработок, чертежей тех или иных приборов (впервые или редко применяемых в практике), станков, фильтров и т.п.;

3) графики механического состава и рассеяния, компрессионные кривые, диаграммы состава подземных вод, графики колебания уровня подземных вод и т.п;

4) зарисовки и фотографии — в тех случаях, когда словами трудно передать те или иные детали наблюдения (в силу их многообразия, причудливости конфигурации, постепенности переходов, различия в цветах и т.п.) или необходимо выделить и подчеркнуть характерные детали разреза, явлений, процессов, производственных моментов и т.д. Чаще всего такие зарисовки или фотографии снабжаются линейным или предметным (вместе с объектом изучения фотографируются предметы известных размеров: коробка спичек, карандаш, геологический молоток и т.п.) масштабами. Для создания объемного впечатления об изучаемой местности, геодинамических явлениях и т.п. полезно делать перспективные зарисовки или фотопанорамы.

4.2. Аэрокосмический мониторинг геологической среды

Решение задач инженерно-геодинамического мониторинга невозможно без использования материалов аэрокосмических съемок. Требования к космическому геодинамическому мониторингу изложены в методическом письме «Основные положения по организации и проведению работ на полигонах аэрокосмического мониторинга геологической среды» (1986). Под аэрокосмическим мониторингом геологической среды (АКМГС) понимается система регламентированных периодических дистанционных наблюдений за состоянием геологической среды и её пространственно-временными изменениями под влиянием природных и техногенных факторов. Геологическая среда — это верхняя часть литосферы, находящаяся под воздействием человека. Она рассматривается как многокомпонентная динамическая система.

Объект АКМГС — изменяющаяся часть геологической среды, прямо или косвенно отражающаяся на материалах дистанционного зондирования. К ней относятся: физико-механические прочностные свойства горных пород и почвогрунтов; минерализация и глубина залегания грунтовых вод; закономерности наиболее широко распространенных на данной территории как природных (оползни, заболачивание, обвалы, сели, карст, суффозия, пучение, термокарст, наледи и т.д.) геодинамических процессов, так и процессов, вызванных техногенными нарушениями (переработка берегов водохранилищ, заболачивание, мульды проседания,

техногенный карст и др.). Большое внимание должно быть уделено образованию новых техногенных территорий (под влиянием мелиорации, горнодобывающей промышленности, сооружений, крупных водохранилищ и др.). При изучении подземных вод особое внимание уделяется их загрязнению и истощению.

Природные и антропогенные факторы, влияющие на изменение геологической среды и её современное состояние, также подлежат постоянному наблюдению при АКМГС. Цель АКМГС — оперативное слежение, контроль за состоянием геологической среды, использование дистанционной информации для локальных и региональных прогнозов её изменений под влиянием природных и антропогенных факторов.

Разработка АКМГС включает в себя:

выделение основных научных и научно-прикладных проблем и задач исследований;

анализ ситуации на основании ознакомления с существующими знаниями в этой области и имеющимся опытом. Анализ должен охватывать как предметную (объекты исследования, технические средства), так и деятельную области (методику, технологию);

постановку опытных работ на специально выбранных для этой цели полигонах с получением первичной информации;

обработку и анализ полученной первичной информации; преобразование к форме, удобной для геологической интерпретации;

обобщение полученной информации совместно с ранее накопленными данными и имеющимися знаниями;

оценку используемых технических средств, подготовку рекомендаций по их совершенствованию и созданию новых технических средств и их комплексов;

составление предварительных рекомендаций по методике и технологии наблюдений, созданию автоматизированного банка информации и съемочных материалов долговременного хранения;

создание предельно ориентированной автоматизированной системы обработки дистанционных данных;

разработку в первом варианте нормативной базы;

формирование технического задания на создание АКМГС.

Создание АКМГС начинается с разработки технологических основ мониторинга, которые, главным образом, решаются с помощью экспериментальных и опытно-методических производственных исследований на

полигонах. Особенно большое значение полигоны имеют для разработки методики АКМГС. Под полигоном АКМГС понимается специально выбранная территория, на которой ведутся отработка методов и апробация технических средств АКМГС. Полигоны располагаются в пределах сферы влияния важного народнохозяйственного объекта, вызывающего неблагоприятные изменения геологической среды, или в пределах площадей с высокой степенью подверженности интенсивному воздействию опасных природных геодинамических процессов. Им свойственна типичность сочетаний природных условий и характера хозяйственной деятельности, обеспечивающей возможность широкой экстраполяции основных положений разрабатываемых методик. Полигоны имеют достаточную для постановки методических работ геологическую изученность, обеспечены материалами дистанционных съемок, а также сетью режимных наземных станций и наблюдательных пунктов.

Обязательное условие для эффективного функционирования полигона — наличие организаций, заинтересованных в получении данных мониторинга, а также конкретных организаций, которые могли бы проводить в пределах полигона исследования по программе АКМГС. Опытно-методические полигоны АКМГС подразделяются на межотраслевые (в том числе, опорные) и отраслевые.

Межотраслевые полигоны располагаются в основном на территориях сложившегося интенсивного освоения или подлежащих комплексному хозяйственному освоению. На таких территориях проявляется комплексное влияние сочетаний различных видов хозяйственной деятельности: градопромышленной, горнодобывающей, мелиоративной, гидротехнической, транспортной, сельскохозяйственной и др. Поэтому в работе на полигонах АКМГС участвуют организации различных заинтересованных отраслей, ведомств и организаций. Отраслевые полигоны расположены на территориях, которые интересны для определенных видов строительства (трасс, шоссе и железных дорог, газо- и нефтепроводов, водохранилищ, мелиоративных систем и т.д.), или на территориях с опасными геодинамическими процессами, влияющими на хозяйственную деятельность (районы интенсивного проявления неотектонических движений, сейсмичности, вулканизма и др.).

На межотраслевых полигонах АКМГС:

проводится оценка возможностей использования новых видов технических средств и методов дистанционных съемок и их наземного

обеспечения;

определяется рациональный комплекс дистанционных и наземных методов для решения конкретных задач мониторинга геологической среды;

разрабатываются приемы унифицированной методики для типовых природно-техногенных комплексов (технологии проведения дистанционных съемок, специальных наземных исследований, дешифрирования и обработки материалов дистанционных съемок (МДС), картографического отображения данных АКМГС и создания банков данных);

В методологическую основу разработки методов аэрокосмического мониторинга геологической среды должны быть положены принципы целенаправленности, межотраслевого взаимодействия системности, комплексности, периодичности, последовательного приближения, унификации:

1) целенаправленность заключается в подчинении всех работ на полигонах единой цели — разработке методики и технологии АКМГС, которые позволят выполнить исследования с наибольшей эффективностью при наименьших затратах средств и времени;

2) межотраслевое взаимодействие определяется необходимостью многостороннего подхода к разработке методики АКМГС. Оно заключается в скоординированном изучении одновременного влияния на геологическую среду нескольких видов хозяйственной деятельности, относящихся к разным отраслям. Каждая организация, решая свои отраслевые задачи, относящиеся к контролю и прогнозированию конкретных изменений окружающей среды, одновременно участвует в создании общей системы АКМГС;

3) системность определяет главные теоретические положения, на которых основывается АКМГС. Они заключаются в составлении и использовании в работах на полигонах системных представлений о ландшафтно-индикационных и функциональных геологических моделях, позволяющих использовать дистанционную информацию для АКМГС;

4) комплексность предусматривает использование при работах на полигонах оптимального набора различных видов дистанционных съемок и их сочетания с наземными исследованиями, применение визуальных и автоматизированных приемов обработки материалов дистанционных съемок и выдачу результатов АКМГС в виде комплекта карт, взаимодополняющих друг друга;

5) периодичность состоит в регламентированной повторности проводимых на полигоне дистанционных и наземных исследований. Сравнение материалов многоразовых съемок позволяет судить о тенденциях и динамике развития изменений геологической среды. Период проведения съемок определяется её динамичностью, которая оценивается как по приросту площадей изменения геологической среды под влиянием техногенного воздействия, так и по глубине их проникновения. В зависимости от динамичности геологической среды и скорости протекания геодинамических процессов различают следующие интервалы повторных аэрокосмических съемок: для катастрофических ультрадинамичных процессов — 1–3 раза в год (иногда чаще); сильнодинамичных — каждые 3–5 лет; среднединамичных — каждые 5–8 лет; слабодинамичных — 12–25 лет;

6) последовательное приближение обеспечивает постепенное наращивание информации о структуре ландшафта, конкретных взаимосвязях между его компонентами, структуре природно-техногенных систем и т.д. Выделяют два вида последовательного приближения: масштабное и диагностическое. Масштабное приближение предусматривает исследования на трех уровнях генерализации (региональном, локальном, детальном). Диагностическое приближение осуществляется для углубления исследований и наращивания сведений об индикаторах, их дешифрировочных признаках и объектах геологической среды. Оно заключается в чередовании камеральных и контрольных полевых работ на ключевых участках, экстраполяции полученных данных с последующей проверкой. На региональном уровне используются мелкомасштабные космические и мелкомасштабные аэроснимки, позволяющие изучать обширные территории и выявлять изменения геологической среды регионального характера, например, уровня грунтовых вод, распространения парагенетических комплексов и крупных очагов геологических и геодинамических процессов. Кроме того, на основе учета геолого-структурных, зонально-климатических и техногенных факторов можно проводить районирование полигонов и прилежащих территорий по характеру изменений геологической среды. На локальном уровне ведутся покомпонентное дешифрирование природно-техногенных систем, слежение за проявлением генетических типов геодинамических процессов и их интенсивностью в пределах ограниченных территорий; при этом преимущественно используют среднемасштабные аэрокосмоснимки и снимки других видов

съемки. На детальном уровне осуществляется контроль за отдельными компонентами природно-техногенной системы или отдельными очагами геодинамических процессов, фиксируются детали и их строение и т.п. На этом уровне используют аэрокосмоснимки крупных масштабов, перспективную съемку и наземные снимки;

7) унификация состоит в использовании на полигонах стандартной аппаратуры для проведения дистанционных съемок и работ по наземному обоснованию, исследований на единой методической основе и оформлении результатов в виде комплекта карт и других материалов по единым требованиям к их содержанию, детальности и достоверности.

Работы на полигонах предусматривают три вида исследований: аэрокосмические съемки; наземные полевые исследования; камеральную обработку материалов съемочных и наземных работ. Аэро- и космосъемочные работы проводят на полигоне для выбора оптимального комплекса дистанционных материалов как традиционно используемых при геологических и гидрогеологических исследованиях, так и новых, которые можно считать перспективными для решения поставленных задач.

По возможности использования дистанционных съемок в АКМГС их делят на четыре группы, различающиеся оперативностью получения информация, спектральным диапазоном и масштабом съемки: сканерная космическая, космофото-, аэрофото- и специальные виды аэросъемок. Специальные виды аэрокосмосъемок (тепловая, радарная и др.) позволяют получить дополнительную информацию о некоторых параметрах геологических объектов, изучаемых АКМГС (температуре, влажности, механическом составе горных пород и пр.). Перспективно использование многозональной и гиперзональной съемок при оценке загрязнений и изучении растительного покрова.

Наземные полевые исследования по времени их проведения относительно дистанционных съемок подразделяются на опережающие, синхронные (субсинхронные) и контрольные. Их задачи — обоснование, обеспечение и проверка результатов дистанционных исследований. Они проводятся на базе широкого использования ландшафтно-индикационного метода. Опережающие исследования ведутся для выбора вида съемки, масштаба и зоны спектра съемки, времени ее проведения в течение суток или сезона и периодичности съемок. В состав опережающих работ входят измерения спектральных характеристик и параметров наземных объектов (температуры, влажности и гранулометрического состава почвогрунтов),

а также изучение форм рельефа, растительности, почв и др. Такие наблюдения выполняют в разные сезоны, а при предлагаемой постановке некоторых видов специальных съемок, например тепловой, — в разное время суток. Дополнительной информацией для выбора дистанционных съемок служат данные наземных режимных станций.

Синхронные (субсинхронные) работы проводят одновременно с аэро- и космосъемкой для выбора информативного вида дистанционных съемок и получения дополнительной информации, повышающей полноту и достоверность дешифрирования. В состав этих работ входят измерение спектральных и физических характеристик физиономических компонентов ландшафта, определяющее особенности их изображения на материалах дистанционных съемок и наблюдения над изменениями атмосферы (температурой приземных слоев воздуха, прозрачностью атмосферы и т.д.). При этом учитываются сезонные изменения во внешнем облике ландшафта.

Контрольные наземные работы осуществляют для проверки результатов дешифрирования и повышения достоверности АКМГС. При этом используют данные полевых наблюдений и имеющуюся априорную информацию (данные инженерно-геологических и гидрогеологических съемок, бурения, геофизических работ и др.). Результаты дешифрирования оперативно проверяют с помощью геофизических, геохимических и других специальных экспресс-методов. Такая проверка позволяет установить влияние внешних факторов, мешающих достоверному определению параметров геологической среды.

В зависимости от направленности проводимого исследования (гидрогеологического, инженерно-геологического, геокриологического или другого) изменяются объекты изучения и состав работ. Например, в состав гидрогеологических исследований входит изучение условий, масштабов, видов и источников загрязнения подземных вод, истощения ресурсов подземных вод под влиянием эксплуатации водозаборных сооружений, осушения месторождений полезных ископаемых при их разработке (шахтного и карьерного водоотлива, работ осушительных дренажей в строительстве, мелиорации земель и др.), явлений подтопления при водохозяйственных мероприятиях, орошении земель и т.д.

При инженерно-геологических исследованиях изучают деформации поверхности Земли в результате техногенного воздействия (мульды проседания, суффозия, карст, переработка берегов водоемов, забола-

чивание и др.), геодинамические процессы (оползни, обвалы, сели), а также прочностные и физические свойства горных пород. В состав геокриологических работ включаются те же гидрогеологические и инженерно-геологические исследования в условиях криолитозоны, а также геотермальные наблюдения.

Камеральные работы подразделяют на сбор и анализ априорной информации и обработку информации съемочных и наземных работ. Сбор априорной информации рассчитан на получение представления о геологическом строении, природных условиях и инженерно-хозяйственном освоении территории полигона. Особое внимание следует обратить на ретроспективный анализ, который позволит восстановить динамику геологической среды и развитие отдельных геодинамических процессов за последние 10–20 лет. Камеральные работы по обработке информации съемочных и наземных исследований предусматривают построение комплексных профилей, отражающих связь между физиономическими и скрытыми компонентами ландшафта, графиков изменения параметров геологической среды в зависимости от сезонных и суточных аспектов, ландшафтно-генетических рядов и обобщений данных стационарных пунктов и режимных станций. На основе обработки результатов полевых работ составляется комплект карт (дежурных, условий, районирования, изменений геологической среды, а также прогнозных картосхем), необходимых для решения задач АКМГС.

Результаты полевых исследований и их камеральной обработки служат основой для составления банка данных полигона АКМГС и используются для построения постоянно действующих моделей изменений параметров горных пород, подземных вод и геодинамических процессов. Работы на полигонах ведут на трех уровнях исследования: региональном, локальном и детальном. Они выполняются в три этапа: предполевой, полевой и камеральный послеполевой.

Региональные исследования выполняют в пределах всей площади полигона (тысячи квадратных километров). При этом используются материалы дистанционных съемок масштабов 1:500 000–1:200 000 и мельче. На предварительном этапе выполняют:

- сбор литературных, фондовых и картографических материалов;
- предварительное дешифрирование космоснимков;
- изучение геолого-структурных особенностей и т.п.;
- районирование полигонов и прилежащих к ним территорий;

составление предварительной схемы техногенных нагрузок, дифференциации территории по видам воздействия.

На полигонах и прилежащих территориях должен быть проведен факторный анализ компонентов среды и размещения природных ресурсов. Он выполняется как в целом, так и локализовано по зонам размещения техногенных объектов. Итогом факторного анализа должна стать классификация источников отрицательного воздействия на геологическую среду по их видам, характеру, силе воздействия. Выполняется анализ современного состояния и перспектив народнохозяйственного освоения территорий и на его основе анализируется производственная структура природно-техногенного комплекса. Определяют участки полигона, подвергшиеся наиболее интенсивному техногенному воздействию.

В полевой период осуществляют маршрутные обследования, аэровизуальные наблюдения с высадкой на конкретных техногенных и природных объектах. В камеральный период ведут окончательное дешифрирование аэрокосмических материалов и составляют космокарты различного назначения. В результате дешифрирования составляется космокарта техногенных нагрузок и проводится районирование полигона по видам техногенных воздействий, реакций геологической среды, а также ее устойчивости.

Локальные исследования проводят на полигонных участках (ПУ) для изучения конкретного техногенного влияния на геодинамическую среду и ее реакции, выражающейся в проявлении инженерно-геологических процессов и т.п. Полигонные участки (площадь в сотни квадратных километров) размечаются в пределах территорий конкретных промышленных узлов, мелиоративных систем, шахтных и карьерных полей месторождений полезных ископаемых. Масштабы используемых дистанционных материалов — 1:50 000–1:25 000. Технологическая схема работ прежняя.

При анализе аэрокосмоизображений следует обратить внимание на источники отрицательных воздействий, появление качественно новых элементов ландшафтной структуры территории и изменение количественных соотношений ее составляющих. Среди источников отрицательных воздействий рассматриваются объекты:

- изыскательской и геологоразведочной деятельности;
- горнодобывающей промышленности;
- гидротехнического и мелиоративного строительства и энергетики;
- транспортного строительства;

сельскохозяйственных и животноводческих комплексов; лесозексплуатации и лесоустройства и др.

Работы на полигонных участках сопровождаются покомпонентным дешифрированием и ландшафтно-индикационными исследованиями; при этом особое внимание уделяется описанию и выявлению антропогенных индикаторов, изучению ландшафтно-генетических рядов — индикаторов определенных процессов. В полевой период выполняют комплекс инженерно-геологических, гидрогеологических и ландшафтно-индикационных исследований. Изучают ландшафтно-генетические ряды (природных и антропогенных) процессов, бурят неглубокие скважины с отбором образцов на различные виды анализов грунтов и химического состава подземных вод. Геофизические и каротажные работы обеспечивают определение состава и строения пород, влажности и плотности грунтов, прочностных характеристик, положения уровня грунтовых вод и др.

При использовании тепловых снимков на полигонных участках ведут различные термометрические исследования, а при необходимости — топографо-геодезические работы. Динамика геологической среды изучается сравнительным дешифрированием разновременных аэрокосмических материалов, при этом отмечают особенности строения контуров различных объектов, изменения конфигурации, площади, фототона, текстуры рисунка и др. При необходимости в комплекс работ включают аэровизуальные наблюдения и перспективную съемку для последующих измерений и количественной обработки полученных данных.

В камеральный период проводится обработка полевых материалов, окончательное визуальное и автоматизированное дешифрирование, составление комплекта необходимых карт, индикационных и дешифровочных таблиц, а также построение прогнозных моделей. В результате работ на полигонных участках выбирают площадки для детальных исследований.

Детальные исследования выполняют для изучения конкретных параметров состояния и изменения геологической среды на полигонных площадках. Они находятся в местах расположения сети наземных режимных наблюдений; на площадях активизации опасных геодинамических процессов и в очагах интенсивного техногенного воздействия. Площади полигонных площадок занимают десятки квадратных километров, масштаб исследований — 1:10 000 и крупнее. Использование материалов крупномасштабных плановых и перспективных аэро- и космосъемок

высокого разрешения позволяет изучать очаги проявления тех или иных геодинамических процессов и их взаимодействия с инженерными сооружениями. Точность измерений при таких исследованиях составляет от сантиметров до первых метров.

На полигонных площадках ведут комплекс наземных исследований, аналогичный комплексу работ на полигонных участках, но характеризующийся большей детальностью. Наличие наземной режимной сети наблюдений обеспечивает слежение за развитием отдельных компонентов геологической среды, в первую очередь — геодинамических процессов. В тех случаях, где режимная сеть на площадках отсутствует, необходимо выполнить работы, обеспечивающие получение детальных показателей как динамики геологических процессов, так и характеристик грунтов и подземных вод.

Литература

1. *Ананьев В.П., Потапов А.Д.* Инженерная геология: Учебник для вузов. –М.: Высшая школа, 2006. –575 с.
2. *Бондарик Г.К., Пендин В.В., Ярг Л.А.* Инженерная геодинамика: Учебник. –М.: КДУ, 2009. –328 с.
3. *Бондур В.Г., Зверев А.Т., Гапонова Е.В., Зима А.Л.* Исследование из космоса предвестниковой цикличности при подготовке землетрясений, проявляющейся в динамике линеаментных систем // Исследование Земли из космоса. –2012. –№1. –С. ...
4. *Геокриология СССР: Западная Сибирь* / Под ред. Э.Д. Ершова. –М.: Недра, 1989. –456 с.
5. *Живаго Н.В., Пиотровский В.В.* Геоморфология с основами геологии: Учебник. –М.: Недра, 1971. –288 с.
6. *Зверев А.Т.* Динамика и экология магматических процессов // Вестн. МГУ: Геология. –1973. –№ 1. –С. 42–53.
7. *Зверев А.Т.* Многоярусная модель динамики литосферы // ДАН СССР. –1989. –Т. 307. –№ 1. –С 168–170.
8. *Зверев А.Т.* Законы экологии: Учебное пособие. –М.: Изд-во МИИГАиК, 2007. –142 с.
9. *Зверев А.Т.* Методические указания по проведению летней учебной геоморфологической практики в г. Москва. –М.: МИИГАиК, 2006. –116 с
10. *Зверев А.Т., Малинников В.А., Донов В.В.* Методика оценки оползневой опасности на Черноморском побережье Кавказа на основе линеаментного анализа аэрокосмических изображений // Изв. вузов «Геодезия и аэрофотосъемка». –2007. –№ 6. –С. 86–92.
11. *Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов: Основные положения.* СНиП 22-02–2003. Введены в действие с 01.01.2007. –СПб., 2005. –95 с.
12. *Кассин И.Г.* Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. –М.: Наука, 2009. –328 с.
13. *Коломенский Н.В.* Общая методика инженерно-геологических исследований. –М.: Недра, 1968. –342 с.

14. Коноплянцев А.А., Семенов С.М. Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод. –М.: Недра, 1979. –192 с.
15. Короновский Н.В. Науки о Земле // Современное естествознание: Энцикл. Т. 9. –М.: Издательский дом Магистр-Пресс, 2000. –368 с.
16. Короновский Н.В., Брянцева Г.В. Общая геология в рисунках и фотографиях: Учебно-методическое пособие. –М.: Геокарт-Геос, 2011. –308 с.
17. Короновский Н.В., Ясманов Н.А. Геология. –М.: Изд. центр «Академия», 2005. –448 с.
18. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). –М.: Наука, 1977. –240 с.
19. Основные положения по организации и проведению работ на полигонах аэрокосмического мониторинга геологической среды (АКМГС): Методическое письмо. –М.: изд. ВСЕГИНГЕО, 1986. –34 с.
20. Райс Р. Дж. Основы геоморфологии. –М.: Прогресс, 1980. –574 с.
21. Руководство по дешифрированию аэроснимков при топографической съемке и обновлении планов масштабов 1:2000 и 1:5000. –М.: Изд. ЦНИИГАиК, 1980. –240 с.
22. Савиных В.П., Крапивин В.Ф., Потапов И.И. Информационные технологии в системах экологического мониторинга. –М.: ООО «Геодезкартиздат», 2007. –392 с.
23. Соболев Г.А. Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. –М.: Наука, 2003. –270 с.
24. Тер-Степанян. Г.И. Геодезические методы изучения динамики оползней. –М.: Недра, 1979. –157 с.
25. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Геодинамический анализ томографических карт // ДАН СССР. –1990. Т. 314. –№1. –С. 221–225.
26. Яценко В.Р., Ямбаев Х.К. Геодезический мониторинг движений земной коры (по материалам Кавказского региона). –М.: изд-во МИИГАиК, 2007. –208 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Гла в а 1. Введение в инженерную геодинамику	4
1.1. Понятия и определения геодинамики	4
1.2. Цель и задачи современной геодинамики	6
1.3. Методы изучения инженерной геодинамики	7
1.4. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений	11
1.5. Синергетика, геодинамическое прогнозирование и моделирование	18
Гла в а 2. Современная эндогенная геодинамика	27
2.1. Поле напряжений планеты	27
2.2. Движения земной коры и ее поверхности	37
2.3. Землетрясения и цунами	54
2.4. Прогноз землетрясений	70
2.5. Вулканы	92
Гла в а 3. Современная экзогенная геодинамика	105
3.1. Взаимосвязь экзогенной и эндогенной геодинамики	105
3.2. Геологическая среда и инженерно-геологические исследования	109
3.3. Выветривание	120
3.4. Эрозия	128
3.5. Абразия	160
3.6. Динамика подземных вод	171
3.7. Карст	210
3.8. Суффозия	230
3.9. Оползни, осыпи и обвалы	240
3.10. Ледники, лавины	260
3.11. Криогенная геодинамика	275
3.12. Эоловая геодинамика	291

Глава 4. Комплексная инженерно-геологическая съемка	
и аэрокосмический мониторинг геологической среды	301
4.1. Комплексная инженерно-геологическая съемка	301
4.2. Аэрокосмический мониторинг геологической среды	311
Литература	322

Учебное издание

Анатолий Тихонович Зверев

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Зав. редакцией *Е.А. Евтеева*

Редактор *Л.С. Дмитриева*

Компьютерная верстка *Е.Б. Кузнецова,*

Б.В. Кузнецов

Графика *А.Ю. Боков*

Подписано в печать 25.03.2013. Гарнитура Таймс

Формат 60×90/16. Объем 20,5 усл. печ. л.

Тираж 500 экз. Заказ №13 Цена договорная

Издательство МИИГАиК

105064, Москва, Горюховский пер., 4

Отпечатано в типографии МИИГАиК