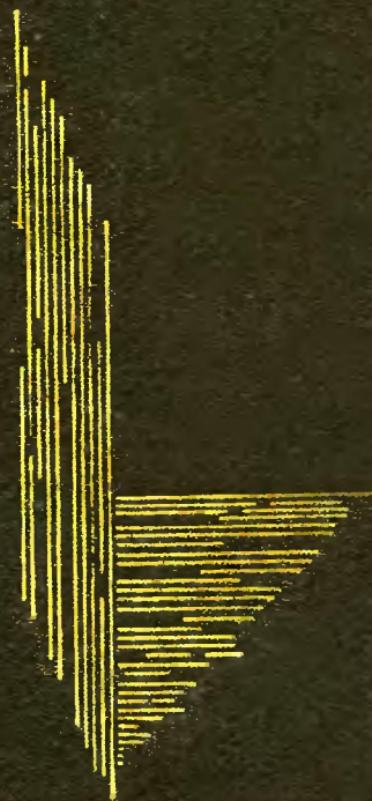


ИНЖЕНЕРНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
СССР

5



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГРУНТОВЕДЕНИЮ
ОТДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ АКАДЕМИИ
НАУК СССР
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

в восьми томах

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР Е. М. СЕРГЕЕВ. ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА Г. А. ГОЛОДКОВСКАЯ, | И. В. ПОПОВ |, Е. Г. ЧАПОВСКИЙ, М. В. ЧУРИНОВ. ЧЛЕНЫ РЕДКОЛЛЕГИИ: К. И. АНТОНЕНКО, А. Е. БАБИНЕЦ, Г. К. БОНДАРИК, И. М. БУАЧИДЗЕ, И. В. ГАРМОНОВ, С. А. ГУРЬЕВ, С. Л. ДИКОВСКАЯ, В. И. ДМИТРОВСКИЙ, С. В. ДРОЗДОВ, Л. Г. ЗИЛИНГ, Г. С. ЗОЛОТАРЁВ, | Н. В. КОЛОМЕНСКИЙ |, И. С. КОМАРОВ, В. А. КУДРЯВЦЕВ, В. Д. ЛОМТАДЗЕ, Р. П. ТГУШ, Р. П. ТУЛЯГАНОВ, Н. Н. ХОЛЖИБАЕВ

Издательство Московского университета
1978

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА

ВТОРОЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

ИНЖЕНЕРНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ
ПЯТЫЙ
АЛТАЙ
УРАЛ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ Е. В. ТРЕПЕТЦОВА, [И. В. ПОПОВА],
Г. М. ТЕРЕШКОВА

Издательство Московского
университета
1978

УДК 624.131

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

И 20806—071
077 (02) —78 подпись.

© Издательство Московского университета, 1978 г.

**Инженерная геология СССР. В 8-ми томах. Т. 5.
Алтай, Урал. Под ред. Е. М. Сергеева. М., Изд-во
Моск. ун-та, 1978 г.**

219 с., ил. Библиогр. табл.

Пятый том монографии «Инженерная геология СССР» состоит из двух частей: часть I — Алтай и часть II — Урал. В нем обобщены основные материалы по инженерной геологии называемых регионов. Каждая часть монография состоит из трех разделов. В разделе I рассмотрены региональные закономерности формирования инженерно-геологических условий по наиболее крупным этапам геологической истории нескольких разнородных и разновозрастных тектонических структур. Комплексная оценка в пределах этих структур формационных, геолого-структурных, мерзлотно-гидрогеологических, геоморфологических и ландшафтных факторов, определяющих современные инженерно-геологические условия, позволила провести районирование с выделением инженерно-геологических регионов второго порядка. Раздел II посвящен инженерно-геологическому описаниею этих регионов. Приведены природно-климатические особенности, геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород, мерзлотно-гидрогеологические условия, современные геологические процессы и др. Дана оценка возможности инженерно-геологического освоения региона. В разделе III проанализирован опыт строительства и изменения инженерно-геологических условий под влиянием деятельности человека.

И 20806—071
077(02)—78 подпись.

Часть первая

АЛТАЙ

Под ред. Е. В. Трепетцова

ВВЕДЕНИЕ

В состав рассматриваемой территории, условно названной Алтай, входят Горный Алтай, Салаирский кряж, Кузнецкий бассейн, Колыванская зона и Неня-Чумышская впадина, находящиеся в западной части Алтае-Саянской горно-складчатой системы (рис. 1).

Территория располагается в пределах 48°20—56°50 с. ш. и 80°40—91°30 в. д. и занимает площадь около 210 тыс. км². В административном отношении она расположена главным образом в пределах Алтайского края и Кемеровской области РСФСР, незначительной своей северной частью заходит в Томскую и Новосибирскую области РСФСР и юго-западной — в Восточно-Казахстанскую область Казахской ССР. В пределах рассматриваемой территории имеется ряд промышленных городов: Новосибирск, Томск, Кемерово, Новокузнецк, Ленинск-Кузнецкий, Анжеро-Судженск, Прокопьевск, Киселевск и другие. Все они выросли за годы пятилеток. В пределах Горного Алтая имеется лишь один город — Горно-Алтайск — столица Горно-Алтайской автономной области и небольшие населенные пункты сельского типа, расположенные вдоль Чуйского, Коксинского и других автомобильных трактов.

Алтай через города Юргу и Новосибирск связан железнодорожным путем с европейской частью СССР и через Красноярский край — с Восточной Сибирью и Дальним Востоком. Через Барнаул он связан железной дорогой с Целиноградом и Средней Азией, Чуйский автомобильный тракт протяжением 560 км соединяет Алтайский край с Монгольской Народной Республикой. Реки Обь и Томь соединяют рассматриваемую территорию с морскими портами Северного Ледовитого океана.

Огромные запасы каменного угля Кузнецкого бассейна, крупные залежи железа и цветных металлов, открытые на Горном Алтае, в Салаире, Кузнецком Алатау и Горной Шории, многочисленные месторождения каменных строительных материалов, а также значительные гидроэнергетические ресурсы (реки Обь, Томь, Катунь и их притоки) и лесные богатства способствуют освоению рассматриваемой территории. Развитие горнодобывающей промышленности сопровождается интенсивным строительством горнопромышленных объектов и жилых поселков при них, городов, железных и шоссейных дорог, теплоцентралей и

других инженерных сооружений. В ближайшие годы намечается значительное увеличение объемов строительства.

Важнейшей задачей в области размещения производительных сил и лучшего использования территории в народном хозяйстве надо считать дальнейшее ускоренное освоение природных ресурсов и наращивание экономического потенциала восточных районов страны. Решение этих задач требует всестороннего регионального инженерно-геологического обоснования, одним из начальных этапов которого может служить настоящая работа, обобщающая инженерно-геологические исследования и опыт строительства и эксплуатации существующих инженерных сооружений на рассматриваемой территории.

Геологические исследования Алтая можно разделить на четыре этапа: первый связан с посещением отдельными учеными Западной Сибири в XVIII в.; второй — с поисками полезных ископаемых, главным

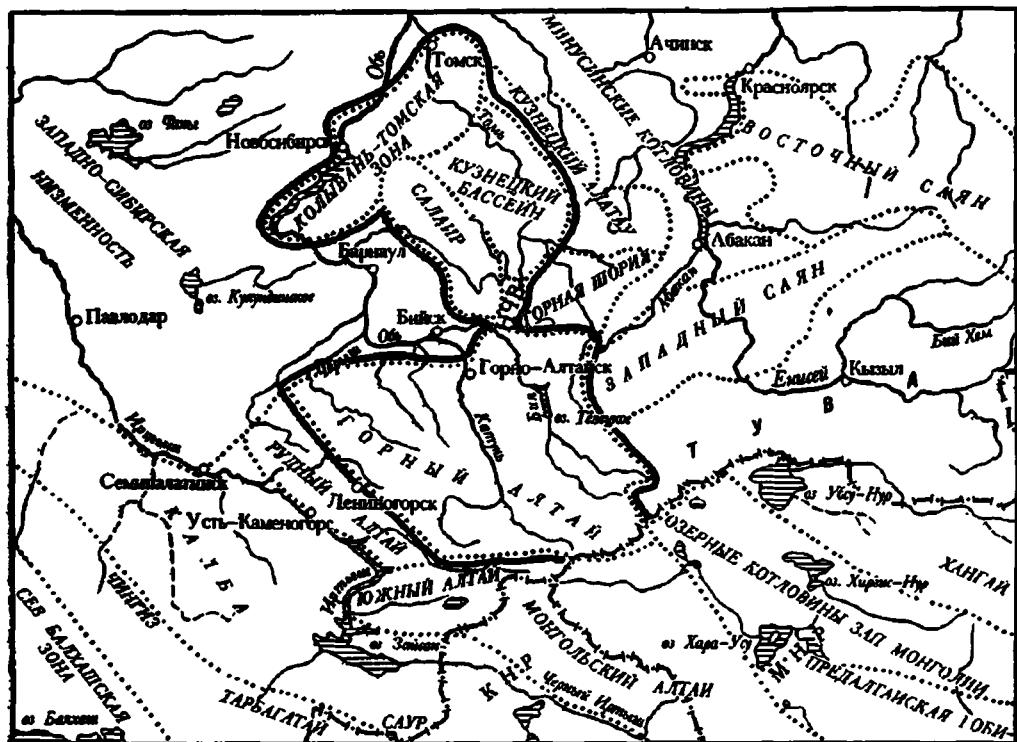


Рис. I. Обзорная карта Алтая и сопредельных территорий

образом геологами Томского университета и других учреждений; третий — с планомерным изучением и освоением природных ресурсов территории Алтайского края, Кемеровской области и Казахстана после Октябрьской революции, начавшимися в годы первых пятилеток, и четвертый — с решениями XXIII съезда КПСС об усилении освоения восточных районов нашей страны.

Из работ, обобщивших результаты геологических исследований отдельных структурных районов рассматриваемой территории, следует особо отметить следующие монографии: по Горному Алтаю — В. Н. Некорощева (1958, 1966), Е. В. Девяткина (1965), А. Б. Дергунова (1967); по Салайру — В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой (1961) и А. М. Малютко (1972); по Колывань-Томской зоне — А. Л. Матвеевской и Е. Ф. Ивановой (1960); по Кузбассу — В. И. Яворского и П. Ф. Ли

(1954). Очень интересны исследования по тектоническому развитию и районированию Алтая-Саянской области В. А. Кузнецова (1954, 1966), В. М. Сенникова (1969), В. И. Яворского (1970) и Е. М. Рудича (1972), а также монография «Геология СССР», т. XIV (1967), посвященная геологии Западной Сибири. В работах В. А. Обручева (1915), Л. А. Рогозина (1958), В. П. Нехорошева (1959), Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1961, 1968), Е. В. Девяткина (1965), О. А. Раковец (1968) и других геологов освещены новейшие движения земной коры Горного Алтая. Сейсмичность его описана в работах С. И. Масарского (1964), Н. Д. Жалковского (1967), Г. И. Рейнсера (1971) и других исследователей.

Общие сведения по четвертичной геологии приведены в записке С. А. Яковлевой к Карте отложений четвертичной системы Западной Сибири и сопредельных территорий (1961), составленной ею под редакцией С. В. Яковлева, и в работе С. А. Архипова (1971). Гидрогеологическая характеристика территории освещена в 17-м томе монографии «Гидрогеология СССР» (1972), составленной под редакцией М. А. Кузнецовой и О. В. Постниковой.

Геоморфологическая характеристика территории в общих чертах получила освещение в монографии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» (1969), составленной под редакцией С. А. Стрелкова и В. В. Вдовина. Монография подытожила результаты геоморфологических исследований в пределах Горного Алтая, Салаира, Кузбасса и Неня-Чумышской впадины.

Современным геологическим процессам и явлениям посвящено большое количество работ. На Горном Алтае они изучены М. С. Каляцкой (1939), К. П. Черняевой (1970), К. В. Курдюковым (1950), П. М. Большаковым (1961), Т. М. Питтером (1962), В. В. Заморуевым (1963), Л. Д. Коварским и А. Б. Ярошем (1964), М. В. Петкевич (1967), Г. А. Максимовичем и В. П. Костаревым (1971), А. М. Климонтовым (1972), Е. В. Трепетцовым (1972) и др. Просадочным свойствам лессовых пород Кузбасса посвящены работы М. И. Кучина (1964), Ф. П. Нифантова (1958, 1965, 1968), Э. Г. Рудченко (1963, 1964, 1967); Колывань-Томской зоны — А. В. Минервина (1958), Г. А. Сулакшиной (1964, 1968) и др. Гляциальные, перигляциальные, нивальные и криогенные процессы описаны в работах М. В. Тронова (1949), Г. В. Занина (1961), Я. Я. Демшина (1962), Е. В. Трепетцова (1972), А. М. Малолетко (1970) и ряда других авторов. Отмеченные выше работы дают достаточно подробное представление о характере залегания, литологии, стратиграфии, тектонике, гидрогеологии, неотектонике, сейсмичности и геоморфологии рассматриваемой территории, необходимое для предварительной ориентировочной региональной инженерно-геологической ее оценки.

Сведения об инженерно-геологических исследованиях Кемеровской области и Алтайского края в литературе встречаются с 1890 г. — со времени наблюдений А. Н. Державина по Барнаул-Кузнецкому и Томско-Барнаульскому трактам и изысканиям, проводившихся по Сибирской железнодорожной магистрали, получивших свое отражение в работах А. М. Зайцева (1894—1896). В 1910—1915 гг. переселенческими управлениеми в связи с необходимостью устройства малых плотин для водоснабжения хозяйств многочисленных переселенцев, хлынувших в Сибирь после реформы 1861 г., производились необходимые геологические исследования в процессе изысканий. Накануне империалистической войны 1914 г. геологические исследования велись при изысканиях трассы для строительства Южно-Сибирской магистрали в направлении

Орск — Барнаул. Изыскания производились Обществом Южно-Сибирской железной дороги.

После Октябрьской революции, одновременно с развитием горнодобывающей промышленности Кемеровской области и Алтайского края, начались инженерно-геологические исследования с целью обоснования строительства плотин для электростанций, железных дорог и других объектов. В основном они проводились Западно-Сибирским геологическим трестом, Политехническим институтом, Государственным университетом и Инженерно-строительным институтом г. Томска, Алтайским проектным институтом, Водстроем, ЛенГИДЭПом, Сибгипротрансом, Водоканалпроектом и другими ведомственными проектно-изыскательскими организациями. Перечислять все выполненные ими исследования по отдельным объектам строительства в настоящей работе нет возможности. Ознакомиться с ними можно в фондах этих организаций.

В последние годы инженерно-геологические исследования для обоснования промышленного и городского строительства проводятся главным образом Западно-Сибирским геологическим управлением, Кемеровским трестом строительных изысканий и Алтайгражданпроектом, а для гидротехнических сооружений — Гидропроектом. Инженерно-геологические исследования для сельскохозяйственного строительства проводятся Алтайгипросельхозом. По трассам магистральных железных дорог изыскания проводятся Главтрансстроектом. Инженерно-геологические исследования водозаборов и небольших плотин и по трассам канализации ведутся Новокузнецким отделением Водоканалпроекта; по ТЭЦ и линиям электропередач — Новосибирским отделением Теплоэлектропроекта. Исследованиями по изучению деформации поверхности земли в связи с проходкой подземных выработок Кузбасса занимается Всесоюзный научно-исследовательский маркшейдерский институт (ВНИМИ). Материалы этих исследований систематически публикуются в «Трудах» института. Вопросы самовозгорания угольных пластов и породных отвалов и связанных с ними явлений рассмотрены в работах В. И. Яворского и Л. В. Радугиной (1932), Б. А. Сурначева (1961) и других авторов.

Большой интерес для инженеров-геологов, как справочный материал, представляет 19-й том «Геологической изученности СССР. Алтайский край и Кемеровская область», вып. 1 (1965), а также «Библиографический указатель по инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока», составленный Сибирским отделением АН СССР, изданный в Иркутске в 1970 г. В нем указано большинство опубликованных работ по инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока по 1968 г. включительно (Кензина, Тржчинский, 1970).

В 1963 г. во ВСЕГИНГЕО по Алтайскому краю (Е. В. Трепетцов) и в 1967 г. Западно-Сибирским геологическим управлением по Кемеровской области (О. В. Постникова) были закончены работы по учету инженерно-геологических исследований на отдельных объектах строительства. Они могут служить справочниками по инженерно-геологическим исследованиям рассматриваемой территории. В упомянутом выше 17-м томе монографии «Гидрогеология СССР» (1972) глава 10 пятой части посвящена инженерно-геологическим условиям Кемеровской области и Алтайского края. Глава составлена О. В. Постниковой и сопровождается инженерно-геологической схемой территории, составленной на основе инженерно-геологических карт Е. В. Трепетцова и М. А. Беляевой. Опыт строительства в Алтайском крае освещен в работах Е. В. Трепетцова (1964), В. С. Арефьева и Г. И. Швецова (1972), в Кузбассе — в работах М. И. Кучина (1938, 1962), Ф. П. Ниантова

(1968) и Е. В. Трепетцова (1970) и в Колывань-Томской зоне—в работах Ф. А. Никитенко (1963), А. М. Малышева, Н. С. Рязанова, Т. И. Старостиной (1969).

Настоящая работа написана группой авторов на основе материалов их личных полевых исследований территории с учетом опубликованных материалов. В составлении ее принимали участие В. С. Арефьев, Б. М. Богачкин, М. А. Малышев, А. М. Мысловский, Ф. П. Нибантов, Ф. А. Никитенко, В. Е. Ольховатенко, О. А. Раковец, Л. А. Рождественская, Л. И. Розенберг, Г. А. Сулакшина, Е. В. Трепетцов и Е. С. Цоцур.

РАЗДЕЛ I

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АЛТАЯ

ГЛАВА 1

РАЗВИТИЕ АЛТАЯ В ДОЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Говоря о закономерностях формирования инженерно-геологических условий той или иной территории, необходимо хотя бы кратко остановиться на ее тектоническом развитии, определившем в основном характер условий седиментации осадков, особенности сочетания различных литологических, геолого-генетических комплексов и формаций пород, характер их залегания, степень метаморфизма, прочность и другие инженерно-геологические свойства. Рассматриваемая территория в тектоническом отношении представляет собой западную часть Алтае-Саянской области, в которую, по определению В. А. Кузнецова (1954), входят мегантиклинории Горного Алтая и Салаира, Кузнецкий прогиб, Неня-Чумышская впадина, а также Колывань-Томская зона, поскольку она, являясь северной частью Обь-Зайсанской складчатой системы, одновременно представляет собой передовой прогиб юго-западной части Алтае-Саянской складчатой системы.

В. П. Некорошевым (1966) на рассматриваемой территории в пределах мегантиклинория Горного Алтая выделены десять структурно-фацальных зон, следующих с востока на запад: I — Абаканская, II — Алтае-Саянская, III — Минусинская, входящие в него лишь своими юго-западными оконечностями, IV — Уйменско-Лебедская, V — Катунская, VI — Неня-Чумышская, VII — Ануйско-Чуйская, VIII — Талицкая, IX — Коргонская, X — Холзунско-Чуйская (см. рис. 6). Последние зоны граничат на западе с Иртышской зоной смятий, отделяющей их от Рудного Алтая. Под структурно-фацальной зоной В. П. Некорошевым понимается основная региональная горизонтальная структурная единица тектонического расчленения территории, достаточно крупная, в пределах которой в целом на протяжении длительного отрезка времени (не менее периода) история геологического развития отчетливо отличалась от соседних структурно-фацальных единиц.

Входящие в пределы рассматриваемой территории Салаир, отделяющая его от Горного Алтая Неня-Чумышская впадина, Колывань-Томская зона и Кузнецкий прогиб нами также рассматриваются как структурно-фацальные зоны, имеющие свои, присущие им особенности формирования. На фоне необратимого развития Алтае-Саянской

области в пределах рассматриваемой территории в домезозойское время (не считая докембрийского) выделяются два тектонических, точнее тектоно-магматических, цикла: каледонский и герцинский (Кузнецов, 1954).

Каледонский цикл, длившийся от позднего протерозоя по силур включительно (Рудич, 1972), в свою очередь, подразделяется на два этапа: салаирский и каледонский. С салаирским этапом (верхний протерозой — средний кембрий) связано развитие эвгеосинклинальных прогибов с последующей консолидацией их в складчатые зоны, а с каледонским этапом (поздний кембрий — силур) — развитие геосинклинальных прогибов, заполненных флишевыми осадками, увеличение сиалического слоя, появление гранитных батолитовых интрузий, консолидация большей части территории в орогенные и складчатые системы.

Герцинский цикл складчатости, длившийся с начала девона до конца палеозоя, так же как и каледонский, подразделяется на два этапа: раннегерцинский и позднегерцинский. С раннегерцинским этапом (нижне-среднедевонским или тельбесским) связано развитие вулканогенных геосинклинальных прогибов на западе Горного Алтая, их последующая консолидация, а также стабилизация всей Алтае-Саянской складчатой области в целом, образование краевых и межгорных прогибов: Кузнецкого, Тувинского и др. С позднегерцинским этапом (верхний девон — пермь) связывается переход складчатой системы структур Алтае-Саянской горно-складчатой системы в состояние орогена и развитие Колывань-Томской зоны.

В мезозое, палеогене и неогене с развитием альпийской складчатости в триасе и юре связано формирование наложенных мульд в Кузнецком прогибе, заложение Неня-Чумышской впадины и межгорных впадин Горного Алтая — Сайгонышской и Каргинской, а с мел-палеоген-неогеновыми и новейшими движениями земной коры — обра-зование ряда межгорных впадин Горного Алтая.

По опубликованным работам В. А. Кузнецова (1954), В. П. Нехорошева (1958, 1966), Е. Н. Щукиной (1960), В. И. Яворского и П. Ф. Ли (1954), В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой (1961), О. А. Раковец (1968), О. М. Адаменко и Ю. Б. Файнера («История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», 1969), В. М. Сеникова (1969), А. М. Малолетко (1972), Е. В. Девяткина (1965), Э. Н. Янова (1967) и других исследователей, а также личным наблюдениям авторов главы, история геологического развития рассматриваемой территории в инженерно-геологическом аспекте на фоне описанных ее тектонических особенностей в общих чертах представляется в следующем виде.

На базе инженерно-геологического структурно-формационного анализа в истории геологического развития Алтая в дочетвертичное время можно выделить пять основных этапов, определивших региональные закономерности формирования инженерно-геологических условий его территории, совпадающих с отдельными циклами и фазами тектогенеза.

Первый этап связан с докембрийской складчатостью, создавшей первый структурный этаж территории и вызвавшей глубокий региональный метаморфизм исходных пород существовавшей здесь ранее геосинклинали, их полную перекристаллизацию и огнейование, превративший их в скальные породы метаморфической формации гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов, слагающих выступы докембрийского фундамента на Горном Алтае и Салаире. Это типичные метаморфические скальные породы высокой ступени метаморфизма (Полов, 1961). Они образуют отдельные выступы фундамента на Горном Алтае

и на юге Салаира. Местами они прорваны щелочными, основными и кислыми интрузиями, завершившими докембрийский цикл складчатости.

Второй этап формирования инженерно-геологических условий территории связан с развитием ее во время каледонской складчатости, создавшей второй структурный этаж, сложенный скальными породами от позднепротерозойского возраста до силурийского включительно. В самом конце докембия, в позднепротерозойское время, на байкалидах была заложена каледонская геосинклиналь, в которой на месте Катунской структурно-фациальной зоны Горного Алтая и Салаира в это время и в начале кембия в условиях неглубокого теплого моря формировались черные водорослевые известняки с линзами кварцитов и рифовыми образованиями, позже метаморфизованные в результате проявления салаирской фазы каледонской складчатости. Дно моря постепенно прогибалось. Прогибание сопровождалось накоплением карбонатных отложений и незначительными подводными излияниями по глубинным разломам основных, реже кислых эфузивов и их туфов. В результате сформировалась толща известняков, местами рифовых, с линзами микрокварцитов, переслаивающихся с эфузивами, составляющая метаморфическую эфузивно-карбонатную формацию. Мощность отложений этой формации достигает 1900 м (Горный Алтай).

В первой половине раннего кембия (алданский ярус) в связи с тектоническими подвижками каледонского цикла прогибание морского бассейна заметно усилилось и сопровождалось интенсивными разломами, по которым последовало обильное излияние эфузивов и накопление их туфов спилито-кератофировой формации. Одновременно в прибрежной зоне отлагался терригенный, реже карбонатный материал карбонатно-терригенной формации. К концу первой половины нижнего кембия мощность эфузивов достигала 2700 м (Горный Алтай).

В начале второй половины раннего кембия на месте Катунской, Абаканской и Алтае-Саянской структурно-фациальных зон Горного Алтая и на Салаире начались восходящие движения, связанные с салаирской фазой каледонской складчатости, создавшие их мегантиклинимальные структуры. В результате поднятий произошло осушение отдельных участков морского бассейна. Последующий размыв осущенных участков привел к накоплению на их периферии отложений терригенной формации: конгломератов, песчаников и аргиллитов в прибрежной зоне, а в удалении от берега — известняков, в дальнейшем подвергшихся метаморфизму. Мощность этих отложений достигает 700 м. До конца второй половины нижнего кембия в Катунской структурно-фациальной зоне Горного Алтая и на Салаире происходило беспрерывное погружение дна бассейна с накоплением отложений карбонатной формации мощностью до 2000 м. Они закончили отложения нижекембийской эпохи на Горном Алтае и Салаире.

Начало среднекембийской эпохи ознаменовалось проявлением салаирской фазы каледонской складчатости, сопровождавшейся поднятиями Салаира и Горного Алтая и размывом их отдельных участков с отложением по периферии конгломератов, песчаников, аргиллитов и реже известняков. Подъем страны сопровождался излиянием эфузивов основного и среднего состава и их туфов, в результате чего здесь в континентальных условиях накопился мощный комплекс пород пестроцветно-порfirитовой формации, достигающей на Горном Алтае мощности 3500 м. Во второй половине среднего кембия при продолжавшемся излиянии эфузивов и выбросов их туфов происходили небольшие отрицательные подвижки, вызвавшие ингрессию моря и формиро-

вание отложений терригенной формации. Мощность их достигает на Горном Алтае 2000 м. В результате салаирской фазы каледонской складчатости на месте морского бассейна образовалась обширная складчатая зона, часть которой превратилась в сушу (Горный Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау), а другая погрузилась ниже уровня моря.

Проявление салаирской фазы каледонской складчатости в пределах Алтае-Саянской области сопровождалось региональным метаморфизмом пород и внедрением небольших тел среднекембрийских гипербазитов, а несколько позже гранитоидов, внедрившихся по глубинным разломам, образовавшимся в процессе складкообразования.

В начале позднекембрийской эпохи на Салаире съе продолжалось излияние лав основного и среднего состава с преобладанием туфов. Одновременно, при незначительном погружении страны, шлоложение терригенного материала, составившего вместе с эффузивами толщу пород эффузивно-осадочной формации мощностью до 500 м (Салаир). Во второй половине верхнего кембия продолжалось дифференцированное прогибание страны с наступлением моря. В результате этого в Горном Алтае в восточной части Талицкого, в Ануйско-Чуйском и Холзунско-Чуйском прогибах, заложившихся в это время, сформировались толщи глинистых сланцев, алевролитов и песчаников терригенной формации мощностью 2000—3000 м, а на Салаире — породы карбонатной формации мощностью 450 м. В конце среднекембрийского времени ранний и основной этапы развития Салаира и Катунского антиклиниория Горного Алтая, связанные с салаирской фазой каледонской складчатости, закончились. Последующие тектонические процессы лишь деформировали эти структуры, но не перестроили их.

В ордовике на Горном Алтае продолжалось погружение Ануйско-Чуйского, Талицкого и Холзунско-Чуйского прогибов и восточнее Катунского антиклиниория был заложен Уйменско-Лебедской прогиб. В условиях длительного погружения морского бассейна происходило накопление песчано-глинистых и реже карбонатных отложений терригенной формации флишевого типа, достигших мощности нескольких километров. Присутствие среди них конгломератов свидетельствует о наличии здесь в то время локальных, временами поднимавшихся и опускавшихся участков земной коры. На Салаире ордовикское время ознаменовалось восходящими движениями, сопровождавшимися отложением по его периферии конгломератов, залегающих на различных горизонтах кембия. Конгломераты покрыты песчано-глинистыми и выше карбонатными отложениями, свидетельствующими о последующем погружении Салаира. Мощность толщи терригенной и карбонатной формаций ордовика на Салаире достигает 2300 м. В результате воздействия на отложения Горного Алтая и Салаира силурской фазы каледонской складчатости песчано-глинистые породы были метаморфизованы и превращены в глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты с прослоями конгломератов, а известняки частично мраморизованы.

В раннем силуре (лландовери) в Горном Алтае шло интенсивное накопление отложений карбонатно-терригенной формации мощностью до 2500 м в погружавшихся Ануйско-Чуйском и Талицком прогибах. В Холзунско-Чуйском прогибе отложения силура крайне незначительны и встречаются лишь на отдельных участках. Судя по наличию в них конгломератов, в начале силура здесь произошел, видимо, подъем страны, сменившийся далее локальными погружениями. С этим подъемом, очевидно, связано образование на месте Холзунско-Чуйского прогиба антиклинали и сильная метаморфизация слагающих его пород.

В позднем силуре (лудловский ярус) в Ануйско-Чуйском и Талиц-

ком прогибах происходило дальнейшее погружение дна морского бассейна и на породах нижнего силура и ордовика формировались преимущественно отложения карбонатной формации мощностью до 1200 м. В известняках часто встречаются рифы, развивавшиеся в неглубокой открытой части моря. В конце раннего силура произошло резкое вздымание Горного Алтая, море ушло с его территории и он стал сушей. Исключением был лишь Уйменско-Лебедской прогиб, где море в конце силура еще сохранилось. Снова море на Горный Алтай возвратилось лишь в среднем девоне. Сокращение морского бассейна сопровождалось разломами и небольшими интрузиями гранодиоритов, позже сильно катализированных.

С позднекаледонской фазой складчатости в конце силура в пределах Ануиско-Чуйского синклиниория связано образование линейнотянущих складок, отличных от последующих пологих складок в девонских отложениях, вызванных герцинским тектоническим циклом. На Салаире в первой половине силура (лландовери и венлок) произошли подъем и позже — опускание страны. За время подъема здесь сформировались конгломераты, лежащие несогласно на породах ордовика, представленных аргиллитами и покрывающими их известняками мощностью около 1600 м. В начале второй половины силура (в лудлоу) на Салаире происходили местные восходящие движения, сопровождавшиеся отложением конгломератов, песчаников и аргиллитов общей мощностью до 250 м. Далее эти восходящие движения сменились опусканием бассейна и накоплением, как и на Горном Алтае, толщи отложений карбонатной формации мощностью до 1000 м. По разломам происходили незначительные излияния эфузивов. Магматические явления на Горном Алтае в конце силура почти прекратились и далее, как и на Салаире, возобновились лишь в девоне. К концу силура заметно ослаб и региональный метаморфизм пород Горного Алтая и Салаира.

Породы второго структурного этажа в целом, в отличие от первого, менее перекристаллизованы, частично сохранили свою первоначальную структуру и имеют зеленокаменный облик. Как правило, они сильно дислоцированы, местами рассланцованны и имеют крутое залегание, характеризуются средней степенью метаморфизма (Попов, 1961) и все относятся к скальным породам. Салаирская и силурийская фазы каледонской складчатости завершились интрузиями гранитоидов интрузивной формации.

Третий этап формирования инженерно-геологических условий территории связан с развитием герцинской складчатости, создавшей третий структурный этаж, сложенный породами девона, карбона и перми. В связи с тельбесской фазой герцинской складчатости в среднем девоне произошло расчленение Алтас-Саянской складчатой системы по глубинным тектоническим разломам на ряд глыб, в результате чего были созданы новые горные сооружения и впадины. Последние заполнялись континентальными отложениями. В это же время обособился и Кузнецкий прогиб. В живетское время была заложена Колывань-Томская зона, из которой море проникло в Кузнецкий прогиб по Инскому заливу. В прогибе формировались отложения эфузивно-осадочной формации. Максимальной фазы девонская трансгрессия достигла в ранне-франское время и характеризовалась развитием терригенной формации. С наступившей затем во второй половине раннефранского времени регрессией моря было связано образование мелководных отложений — рифовых известняков на северо-западе и красноцветных отложений — конгломератов и песчаников — на восточной и южной окраинах бассейна.

В раннем девоне среди морских и континентальных отложений существенную роль занял крупный, сносимый с гор, кластический материал, а в эйфеле — мелкозернистый, сносимый уже с пенепленизованных горных сооружений. На поверхности пенеплена в это время развивалась кора выветривания. В среднем девоне оживилась вулканическая деятельность. Складки пород, образованные герцинской складчатостью, более пологие, чем вызванные каледонской складчатостью. Нарушенность их обычно возрастает от центральных частей прогибов и впадин к жестким каледонским массивам. Метаморфизм пород, связанный с герцинской складчатостью, значительно слабее, чем вызванный каледонской.

В начале раннего девона (в кобленце) Горный Алтай представлял еще сушу. В его пределы море проникало с Салаира лишь в Ануиско-Чуйский прогиб, представлявший тогда межгорную впадину, в которой формировались отложения терригенной формации мощностью до 500 м. Континентальные отложения Горного Алтая этого времени представлены красноцветными породами терригенної формации, выполняющими Уйменско-Лебедской прогиб. В начале среднего девона (в эйфеле) почти вся территория Горного Алтая, кроме Катунского антиклиниория, была затоплена морем при общем погружении значительных участков Евразии. Вновь на Горном Алтае по глубинным разломам активизировалась вулканическая деятельность. Отложения начала среднего девона здесь характеризуются развитием терригенного материала, порфиритов основного состава и их туфов общей мощностью до 2200 м. В эйфельское время отлагались конгломераты, свидетельствующие о пульсации земной коры при общем погружении страны. Выше формировались тонкослоистые известняки и чередование вулканогенных и терригенных отложений общей мощностью до 2100 м.

Начало раннего девона (в кобленце) на Салаире характеризовалось еще продолжением погружения силурийского морского бассейна по его окраинам и накоплением отложений карбонатной формации мощностью до 550 м. В первой половине среднего девона (в эйфеле) происходили кратковременные поднятия Салаира и затем погружения, отмеченные отложениями известняков, конгломератов, реже аргиллитов и песчаников общей мощностью до 800 м. В живетском веке в Горном Алтас и на Салаире происходили поднятия, связанные с тельбесской фазой герцинской складчатости. Море резко сократилось. Исключение представляло лишь Коргонский прогиб, который начал формироваться во время эйфельской трансгрессии на месте прежнего антиклинального поднятия и прогибался в тельбесскую фазу. Отложения живетского яруса здесь представлены морскими, лагунными и континентальными образованиями.

Вулканогенный материал, преимущественно основного состава, широко развит в Ануиско-Чуйском прогибе, где достигает мощности 900 м. Здесь он представлен серыми, зелеными и фиолетовыми порфиритами; редко встречаются зеленовато-серые континентальные глинистые сланцы и в основании — конгломераты. Среди них иногда залегают известняки, свидетельствующие о коротких захватах этого прогиба морем. В Уйменско-Лебедском прогибе развиты живетские основные эфузивы, их туфы и красноцветные континентальные отложения. Общая их мощность достигает 3500 м.

С глубинными разломами, вызванными тельбесской складчатостью, на Горном Алтае связано образование среднедевонских массивов гипербазитов, габброидов, гранитоидов и интрузий щелочного состава. С тельбесской складчатостью также связано создание мелких

антиклинальных и синклинальных структур второго порядка, наложенных на структуры антиклиниориев и синклиниориев, заложенных в силурийскую фазу каледонского орогенеза. С этими структурами второго порядка связана была местная литологическая дифференциация, выразившаяся в накоплении на антиклинальных участках в дзвоне вулканического материала и в синклиналях — преимущественно терригенного.

В начале позднего девона, после тельбесской фазы, на Горном Алтае существовали устойчивые тектонические условия, о чем свидетельствует однородность отложений и фауны терригенной формации конца живетского и начала франского веков. Эта формация развита в Иртышской зоне смятия на Южном Алтае и в Колывань-Томском прогибе. На юге Ануйско-Чуйской зоны отложения этой формации достигают мощности 8000 м. Она состоит из метаморфизованных алевритов, глинистых сланцев, песчаников, реже известняков и покровных основных эфузивов.

В начале франского века стабильное положение Горного Алтая еще продолжалось. Отложения этого времени известны в Ануйско-Чуйском, Коргонском и Рудно-Алтайском прогибах, где представлены песчаниками, алевритами, глинистыми сланцами и основными эфузивами (верхнекуротинская и малофеевская свиты) эфузивно-осадочной формации. Общая мощность толщи 700—900 м. Во второй половине франского века море оставило большую часть северо-востока Горного Алтая и сохранилось лишь на западе. В фаменском веке при прогибании отдельных участков Горного Алтая море проникало с запада до Ануйско-Чуйского и Коргонского прогибов включительно. Отложения этого времени представлены в Ануйско-Чуйском прогибе конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, покрытыми пачкой известняков мощностью 600 м.

Во второй половине девона (живетский век) по периферии Салаира во впадинах происходили колебательные движения, которые фиксировались отложением конгломератов, песчаников, аргиллитов и реже карбонатными породами терригенной формации. Движения сопровождались глубинными разломами земной коры. По ним, как и на Горном Алтае, произошло оживление вулканической деятельности. Эфузивы и их туфы имеют кислый, основной и средний состав. Общая мощность отложений животского яруса на Салаире составляет около 1250 м.

Поздний девон (франский ярус) на Салаире характеризовался перерывом в осадконакоплении в его впадинах. Возобновление накопления отложений произошло лишь с конца верхнего девона — начала карбона и началось конгломератами, сопровождавшими размыв поднимающейся страны. В юго-восточной части Салаира конгломераты перекрываются отложениями красноцветной континентальной формации и в средней части — темно-серыми аргиллитами с прослойями известняков, накопившихся в условиях замкнутых бассейнов. Общая мощность отложений верхнего девона и низов карбона составляет около 1000 м. К этому времени, возможно, относятся девонские кислые интрузии и последевонские интрузии габброидов. Колывань-Томский прогиб в позднем девоне продолжал погружаться и заполняться морскими отложениями терригенной формации общей мощностью до 2800 м.

Отложениями визейского яруса карбона заканчиваются морские образования палеозоя на Горном Алтае, Салаире и в Колывань-Томской зоне. Они представлены конгломератами, песчаниками, аргиллитами и известняками терригенной формации. На Салаире отложения достигают общей мощности 800 м (пайвинская свита). На Горном Ал-

тае они распространены лишь в Талицкой структурно-фациальной зоне. Саурскую (визейскую) фазу герцинского тектогенеза завершили гипабиссальные гранодиориты, ржево-кварцевые диориты и сиенит-диориты. После ухода моря с Горного Алтая и Саланра в карбоне и перми здесь формировались континентальные отложения, представленные терригенными и вулканогенными породами, повсюду дислоцированными. Дислокация их сопровождалась верхнекарбоновыми — нижнепермскими (змеиногорскими) и нижнепермскими (калбинскими) интрузиями гранитов, то масштабу большими, чем все предыдущие вместе взятые. С ними связаны главнейшие рудные месторождения Горного Алтая. После этих интрузий тектонические движения на Горном Алтае еще продолжались. Они вызвали катаклизм калбинских гранитов и сопровождались разломами широтного направления, по которым внедрялись малые посткалбинские интрузии основных (лампрофиров) и более молодых кислых пород с повышенной щелочностью. Интересно отметить, что в карбоне в известняках уже развивался карст, что подтверждается заполнением карстовых полостей рудными полезными ископаемыми, связанными со змеиногорским комплексом интрузий в карбоне.

Кузнецкий прогиб, к концу каледонского цикла тектогенеза имевший уже четко очерченные границы, в карбоне и перми продолжал устойчиво погружаться и заполняться материалом,носимым с его горного обрамления. Осадконакопление в Кузнецком прогибе в турнейское и визейское время происходило в морских условиях и характеризовалось накоплением отложений карбонатной формации — известняков и доломитов. Затем море регрессировало, и в карбоне и нижней перми происходило накопление отложений угленосной формации уже в лагунных прибрежно-морских условиях, мощность их около 3500 м (балахонская серия), а в верхней перми — в континентальных озерно-болотных условиях — мощностью около 4000 м (кольчугинская серия). Накопление углей происходило наряду с формированием песчаников, алевролитов и реже конгломератов. Ему способствовала пышная растительность того времени, развивавшаяся в условиях влажного жаркого климата. Колывань-Томская зона в карбоне и перми продолжала погружаться. В се Горловском и других прогибах накопление отложений угленосной формации мощностью около 1200 м происходило в условиях, близких к условиям осадконакопления этой формации в Кузнецком прогибе.

Все породы третьего этапа могут рассматриваться как скальные. Первичная структура их сохранена. Они имеют серокаменный облик и подвержены низкой ступени метаморфизма (по И. В. Попову, 1961). Обычно они собраны в пологие складки, наиболее сильно дислоцированные и напряженные в краевых частях прогибов. Герцинская складчатость завершилась внедрением в осадочные и вулканогенные породы кислых интрузий в карбоне и перми. В послегерцинское время закончились в основном складчатые тектонические движения и литогенез отложений на рассматриваемой территории и она вступила в орогенное, а затем платформенное развитие, что определило существенные изменения в формировании ее инженерно-геологических условий в дальнейшем.

Четвертый этап формирования инженерно-геологических условий связан с проявлениями альпийской складчатости в мезозое, создавшей четвертый структурный этаж рассматриваемой территории, сложенный породами трясины и юры. К этому времени в результате проявления поздних этапов герцинского тектогенеза в перми произошло окончательное замыкание геосинклинали, литогенез, дислокация отложений

Кузнецкого, Горловского и других прогибов и резкий подъем этих структур, особенно по их окраинам. Горный Алтай, Салаир и Колывань-Томская зона превратились к этому времени в молодую платформу, служащую областью сноса, о чем свидетельствуют мощные накопления триасовых отложений молассовой формации в Кузнецком прогибе (тарбаганская серия). К концу триаса Горный Алтай, Салаир и Колывань-Томская зона превратились в пенеплен, на поверхности которого в условиях жаркого и влажного климата развивалась кора выветривания. Одновременно формировались разломы субширотного и субмеридионального направлений, по которым в восточной части Кузнецкого прогиба на границе с Кузнецким Алатау происходило излияние базальтов.

С альпийскими тектоническими движениями в триасе и юре были связаны резкий подъем Горного Алтая, Салаира, Колывань-Томской зоны и продолжение дислокаций угленосных отложений карбона, перми и триаса Кузнецкой впадины, Горловского прогиба и Колывань-Томской зоны в пологие складки, особенно по их окраинам. В это же время произошло заложение наложенных мульд в Кузнецком прогибе (Доронинской, Терсинской и др.), выполненных в юрское время отложениями молассовой формации: конгломератами, песчаниками, алевролитами с каолиновым цементом и углями, сформировавшимися в озерно-болотных условиях, слабо дислоцированными во время альпийского тектогенеза, превратившимися в полускальные породы, составляющие четвертый структурный этаж. Мощность юрских отложений в мульдах достигает 960 м.

В раннеюрское время по разломам начала прогибаться Неня-Чумышская впадина. В конце нижнего — начале верхнего мела она была приподнята и на поверхности ее сформировалась кора выветривания. Салаир и Колывань-Томская зона в это время резко поднялись и опоясались конгломератами и песчаниками молассовой формации. В Горном Алтае в юрское время на фоне общего поднятия Алтае-Саянской горно-складчатой области происходила активизация глыбовых движений, в результате проявления которых вдоль зоны Шапшальского глубинного разлома образовались тектонический уступ и грабенообразные впадины Сайгонышская и другие, заполненные ниже-среднеюрскими отложениями мощностью до 1000 м.

Пятый этап формирования инженерно-геологических условий связан с подъемом в мелу и палеогене отдельных участков территории. В начале мела Горный Алтай, Салаир, центральная часть Кузнецкого прогиба и Колывань-Томская зона оставались приподнятыми, выветривались и пенепленизировались, о чем свидетельствует почти полное отсутствие здесь отложений мела. Континентальные пестроцветные отложения мела встречены лишь по периферии Кузбасса в Кондомском, Чумышском и Завьяловском районах, где залегают горизонтально. Мощность их не превышает 2—3 м, а в отдельных случаях достигает 110 м. Они находятся в стадии диагенеза. Эти отложения также известны в Неня-Чумышской впадине, где формировались как континентальные терригенные отложения пестроцветной формации, достигающие мощности 200 м, входящие в состав пятого структурного этажа, в других депрессиях и по периферии областей сноса.

Во второй половине нижнего мела на приподнятой поверхности рассматриваемой территории продолжал формироваться пенеплен и на терригенных и магматических породах развивалась кора выветривания. В верхнем мелу в Горном Алтае сформировалась древняя гидрографическая сеть, по которой происходил медленный размыв коры выветри-

вания. В условиях теплого и важного морского климата Западной Сибири в карбонатных породах палеозоя на приподнятых блоковых участках Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого прогиба и Колывань-Томской зоны развивался карст, полости которого заполнялись обычно продуктами переотложенной меловой коры выветривания.

В палеогене размыт Горного Алтая, Салаира, Колывань-Томской зоны и Кузбасса и снос с них материала во впадины продолжался. В олигоцене Чеганское море, проникшее с севера в Западно-Сибирскую плиту еще в верхнем мелу, навсегда ее покинуло. В это же время, и особенно в эоцене, на выровненной поверхности горно-складчатых сооружений продолжала развиваться кора выветривания, сохранившаяся главным образом на западном склоне Салаира. В середине эоцена начался общий резкий блоковый подъем Алтас-Саянской области, достигший максимума в олигоцене. Его сопровождал врез древних, ныне погребенных, долин и формирование межгорных впадин в Горном Алтае, преимущественно по тектоническим разломам. В этих впадинах на протяжении мела, палеогена и неогена происходило накопление отложений, формирующих пятый структурный этаж.

На востоке Горного Алтая у подножия Курайского хребта отложения неогена близ тектонического шва дислоцированы, что свидетельствует о происходивших здесь глыбовых перемещениях в кайнозое по древним разломам. Подобные перемещения зафиксированы и в четвертичных отложениях. Характерные кайнозойские глыбовые перемещения по разломам хорошо отражены в современном рельфе.

Подчиненная роль в структурном развитии Горного Алтая принадлежит тектоническим подвижкам по старым швам северо-западного простирания. Об этом свидетельствуют надвиги палеозойских метаморфических сланцев на плиоценовые глины по старым швам Иртышской зоны смятий и в других местах (Несорошев, 1958). С широтными разломами и глыбовыми перемещениями на Горном Алтае связано образование главных хребтов: Катунского и Чуйского, имеющих широтное направление. Характер общего пологого сводово-глыбового поднятия Горного Алтая в кайнозое хорошо подчеркивается и развитием гидрографической сети, следующей в направлении склонов этого поднятия, а также плоскими вершинами горных хребтов широтного направления.

С восходящими движениями центральной части Салаира в олигоцене и неогене тесно связано начало формирования его современного рельефа. Присалаирье в это время еще погружалось вместе с Кулундинской впадиной, снижаясь к ней блоковыми ступенями. Новейшее поднятие Салаира вызвало оживление эрозии. Эрозионный врез достигал 30—40 м. В это же время (в олигоцене) формировалась долина пра-Оби. Оживление тектонической деятельности на Салаире в конце плиоцена — начале плейстоцена усилило его денудацию и привело к некоторой перестройке речной сети.

Одновременно с подъемом Горного Алтая, Салаира и Колывань-Томской зоны в олигоцене произошло воздымание Неня-Чумышской впадины и образование Сары-Чумышского вала, разделившего ее на две части. Далее, на протяжении всего кайнозоя, Неня-Чумышская впадина и межгорные впадины Горного Алтая погружались. В среднем палеогене в Неня-Чумышской впадине формировались континентальные терригенные отложения пестроцветной формации.

После ухода Чеганского моря с юга Западно-Сибирской низменности в конце палеогена в неогене климат стал аридным, в условиях которого на Салаире, в Неня-Чумышской и межгорных впадинах Горного Алтая начали формироваться континентальные загипсованные

отложения соленосной формации (бурлинская серия) за счет сноса материала с их горного обрамления, воздымание которого продолжалось. В конце плиоцена началось накопление озерно-аллювиальных отложений (кочковская свита), которое продолжалось и в нижнем плейстоцене. В отношении возраста кочковской свиты до настоящего времени нет единого мнения. Большая часть исследователей относит ее к плиоцену — нижнему плейстоцену. Другие считают, что время накопления отложений кочковской свиты охватывало лишь начало четвертичного периода. С. А. Архипов (1971) относит кочковскую свиту к верхнему плиоцену. В настоящей работе принятая точка зрения исследователей, относящих эти отложения к верхнему плиоцену — нижнему плейстоцну.

Кузнецкий прогиб в палеогене и неогене оставался приподнятым, медленно пенепленизировался и размывался по долинам рек, заложенным в палеогене в связи с подъемом прогиба. Все отложения пятого этапа, заполнившие впадины, находятся в стадии начального диагенеза. Они достаточно уплотнены для того, чтобы служить надежным основанием для большинства обычных инженерных сооружений.

ГЛАВА 2 РАЗВИТИЕ АЛТАЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

История геологического развития Алтая в четвертичное время позволяет выделить в формировании инженерно-геологических условий, вслед за пятью этапами дочетвертичного времени, два последующих этапа, определивших инженерно-геологические условия шестого, последнего, структурного этажа, формирующегося с конца плиоцена поныне. Шестой этап формирования инженерно-геологических условий Горного Алтая связан с новейшими дифференцированными, резкими, преимущественно восходящими, сводово-блоковыми движениями, начавшимися в плиоцен-четвертичное время, продолжавшимися до голоцен, особенно сильно проявившимися в среднем плейстоцене, и глобальным походлением и увлажнением климата.

В плейстоцене в результате сводово-глыбового поднятия Горный Алтай превратился в горную страну с эрозионным рельефом и развитой речной сетью, унаследованной от олигоцена, приуроченной чаще к зонам разломов (реки Башкаус, Чулышман, Чебдор, Чеган-Узун и др.). Для долин рек Горного Алтая этого времени характерны четкообразные расширения и наличие антецедентных участков. Глубина вреза долин достигала 800—1000 м (низовья Чулышмана). Межгорные впадины Горного Алтая в это время продолжали погружаться, и в них накапливались делювиально-пролювиальные отложения. В значительно меньшей мере, чем внутренние зоны Горного Алтая, воздымались сюда северная окраина, а также Салаир и Колывань-Томская зона. В Кузнецком прогибе и Неня-Чумышской впадине происходили локальные блоковые поднятия и опускания. В это же время за счет размыва и сноса материала с Горного Алтая и других приподнятых участков во впадинах, местных депрессиях (Присалаирская и Доронинская в Кузнецкой котловине), древних долинах и других понижениях, а также в предгорьях по северной периферии Горного Алтая, на Салаире и в Колывань-Томской зоне формировались озерно-аллювиальные отложения мощностью от 40 до 120 м. Они широко распространены в Приобье, где известны под названием кочковской свиты. В межгорных впадинах Горного Алтая в это время отлагались синхронные кочковским делю-

виально-пролювиально-озерные отложения кубадринской свиты типа грубообломочных моласс мощностью до 70 м.

Общий сток поверхностных вод Западной Сибири в плиоцене, имевший юго-западное направление, после поднятия Алтас-Саянской горно-складчатой системы в конце плиоцена — начале плейстоцена и опускания севера Западно-Сибирской низменности изменил свое направление на субмеридиональное и приобрел транзитный характер с выходом в Карское море. В раннем плейстоцене, особенно в конце его, в условиях холодного сухого климата по северной периферии Горного Алтая, на Салаире, в Неня-Чумышской впадине и других депрессиях на кочковской свите формировалась субаэральная (наземная) толща покровных лесовых пород мощностью 5—30 м с прослоями погребенных почв и субаквальных песков. Она наиболее развита в предгорьях и особенно в Приобье, где получила название краснодубровской свиты. Развитие в ней погребенных почв, видимо, приурочено к перерывам или сокращениям накопления субаэральных отложений на отдельных участках. Салаир в раннем плейстоцене представлял собой слабо выровненную всхолмленную равнину. Рельеф его был близок к современному. В Кузнецком прогибе и Колывань-Томской зоне в депрессиях и по долинам рек формировалась толща покровных синих тайгинских глин, синхронных низам краснодубровской свиты. В это же время в результате погружения Неня-Чумышская впадина соединилась с бассейном осадконакопления Предалтайской впадины и превратилась в заболоченную озерно-аллювиальную равнину.

Конец раннего — начало среднего плейстоцена характеризовались перестройкой гидрографической сети и оформлением системы великих пражек, вызванных оживлением эрозии в связи с мощным горообразовательным процессом, совпавшим с тобольским межледником. Отложения этих пражек сформировали монастырскую свиту мощностью 10—50 м, сложенную разнозернистым песком с гравием, галькой и валунами. В Горном Алтае отложения монастырской свиты обычно размыты. Они встречаются в котловине Телецкого озера и в предгорьях по долинам рек Бии и Катуни (Щукина, 1960). На Салаире и в Кузнецком прогибе они распространены в депрессиях и дрессных долинах Берди, Ини, Томи и других рек, где врезаны в отложения краснодубровской и кочковской свит. В Колывань-Томской зоне, севернее г. Камень-на-Оби, эти отложения выходят на поверхность в цоколе надпойменной террасы.

В среднем плейстоцене сводово-глыбовое воздымание Горного Алтая еще интенсивно продолжалось и достигло снеговой линии. На вершинах Горного Алтая при особенно сильном двукратном похолодании образовались ледники, которые нарушили его доледниковый денудационно-эрэзионный рельеф. На высоких нагорьях они имели покровный и полупокровный типы, а на расчлененных хребтах — долинный и каровый. Местами по долинам ледники выходили за пределы горных массивов и, сливаясь между собой, образовывали ледники подножия, оставившие после себя холмисто-моренный ландшафт. Долины рек были расширены льдом и приобрели форму трогов. Многие из них были заполнены за счет аккумуляции моренного материала, сохранившегося местами в виде боковых и конечных морен. По периферии ледникового покрова развивались процессы, связанные с морозным выветриванием, снежной эрозией и солифлюкционной, что привело к образованию ряда нагорных террас и широких корытообразных расширений долин, затянутых морозно-солифлюкционным чехлом. С деградацией ледников связано развитие озерных бассейнов, заполнивших не только межгор-

ные впадины, по и многи долины. С оледенениями Горного Алтая связало формирование морен, сложенных суглинками и супесями с крупными валунами. В конце среднего плейстоцена на Горном Алтае после временного потепления климата (мессовское или ширтинское межледниковые), видимо, имело место последующее постмаксимальное долинное оледенение, синхронное тазовскому оледенению севера.

Необходимо отметить, что, несмотря на длительный период изучения древнего оледенения, до сих пор имеются различные мнения о масштабах его распространения. Так, одна группа исследователей отрицает ледниковый генезис отложений в долинах рек Чуи и Катуни (Девяткин, 1965; Дубинкин, Адаменко, 1967 и др.), другая — придерживается мнения о распространении многократных следов ледниковой деятельности в этих районах (Щукина, 1960; Богачкин и Раковец, 1971 и др.). Нет единого мнения и о количестве оледенений и времени их проявления. Общепринято считать, что максимальное оледенение Горного Алтая было в среднем плейстоцене, синхронное самаровскому оледенению северо-запада Западно-Сибирской низменности.

Для возможности сопоставления при инженерно-геологическом изучении материалов различных исследователей по геоморфологии и четвертичной геологии Горного Алтая ниже, в табл. 1, приводятся схемы оледенения Горного Алтая, предложенные различными исследователями. В настоящей работе принята схема, предложенная О. А. Раковцем в 1963 г., наиболее подтверждающаяся работами последних лет. Ниже, на рис. 12, приводится схема распространения различных оледенений на Горном Алтае. В целях увязки, при необходимости в процессе инженерно-геологических исследований, возраста четвертичных отложений Горного Алтая с сопредельными территориями и другими областями в табл. 2 приводится сопоставление схем деления четвертичного периода Горного Алтая (Щукина, 1960) со схемами других областей. С оледенением среднечетвертичного времени связано формирование в Горном Алтае геолого-генетических комплексов моренных и флювиогляциальных отложений, заполнивших ряд древних долин рек и впадин, и формирований в предгорьях перигляциальных лессовых субаэральных отложений.

Салаир, Колывань-Томская зона и Кузнецкий прогиб в плейстоцене были приподняты значительно меньше Горного Алтая и не достигли снеговой линии, почему избежали оледенения. Здесь в условиях сухого холодного климата и сокращения эрозии водотоков формировались озерные, озерно-аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения во впадинах и покровные лесовые породы на склонах и водоразделах в перигляциальной зоне Алтайского оледенения. Лесовые породы почти сплошь покрывают предгорья Горного Алтая, Салаира, Колывань-Томскую зону, Кузбасс и Неня-Чумышскую впадину и нивелируют их поверхность. По склонам Горного Алтая лесовые породы поднимаются до высоты 1000 м и обогащаются прослойями дресвы со щебнем. Выше лесовые породы исчезают и их смениют дресва и щебень, а на плоскогорьях — каменные россыпи. Мощность лесовых пород в предгорьях достигает 30 м (Рудный Алтай) и с повышением склонов уменьшается.

В конце среднего — начале позднего плейстоцена во время казанцевского межледникового в связи с последовавшим резким блоковым подъемом Горного Алтая и потеплением климата, вызвавшими оживление эрозии, были оформлены древние долины рек Катуни, Бии, Оби, Томи и других, по которым в дальнейшем происходил транзитный сток поверхностных вод с Горного Алтая, Салаира и Кузнецкого прогиба в

Таблица 1

Сопоставление схем оледенений Горного Алтая (составил Л. И. Розенберг, 1972)

	В. П. Некорешев, 1932	Е. Н. Щукина, 1953	Е. Н. Щукина, 1960	Н. А. Ефимцев, 1961	О. А. Ракорец, 1961, 1963	Е. В. Девяткин, 1965	Ю. А. Селивер- стов, 1966	А. А. Свиточ, 1972
Голоцен Q_{IV}								
Верхний плейсто- цен Q_{III}	Q_{III}^4		аккемское	менский стадиал	стадия последнего оледенения	стадия пост- максимального оледенения	второе пост- максимальное (аккемское- сартанское)	стадия последнего оледенения
	Q_{III}^3							
	Q_{III}^2	горно-долинное	майминское (две стадии)	чибитское	последнее	постмаксималь- ное	первое пост- максимальное (майминское- зырянское)	второе пост- максимальное (последнее)
	Q_{III}^1							
Средний плейсто- цен Q_{II}	O_{II}^4			майминское	предпоследнее	максимальное (II стадия)	максимальное (катунское— самаровско- тазовские)	первое пост- максимальное
	O_{II}^3							
	O_{II}^2	максимальное полупокровное	катунское	катунское		максимальное (I стадия)		максимальное
	O_{II}^1							
Нижний плей- стоцен Q_I		башкауское	башкауское					

Примечание. «Ps» обозначает, по А. А. Свиточу, плейстоцен.

Таблица 2

Сопоставление схемы деления четвертичного периода Горного Алтая со схемами некоторых других областей

Отдел	Горный Алтай (Щукина, 1960)	Север Сибири (Сакс, 1932; Щацкий, 1956 и др.)	Европейская часть СССР (Москвитин, 1960)	Громов, 1960	Альпы
Современный QIV	голоцен	современный	голоцен Q ₄	голоцен Ag ₃	post W
Верхний QIII	менский Q _{III} ^{4m} (ледниковый) ишинский Q _{III} ³ⁿ (межледниковый) чибитский Q _{III} ^{2q} (ледниковый) енисейский Q _{III} ^{1e} (межледниковый)	сартанский (ледниковый) каргинский (межледниковый) зырянский (ледниковый) казанцевский (межледниковый)	осташковский Q ₃ ^{ost} (ледниковый) малого-шексинский Q ₃ ^{mol} (межледниковый) калининский Q ₃ ^k (ледниковый) микулинский Q ₃ ^{mik} (межледнико- вый)	плейсто- цен Ag ₂	W верхний Ag ₂ RW
Средний QII	майминский Q _{II} ^{4m} (ледниковый) ненинский Q _{II} ³ⁿ (межледниковый) катунский Q _{II} ^{2k} (ледниковый) соусканхинский Q _{II} ^{1c} (межледниковый)	тазовский (ледниковый) мессовский или ширтинский (межледниковый) самарский (ледниковый) тобольский (межледниковый)	московский Q ₂ ^m (ледниковый) одинцовский Q ₂ ^o (межледнико- вый) днепровский Q ₂ ^d (ледниковый) лихвинский Q ₂ ^l (межледниковый)	нижний Ag ₂	R _{II} R _I —R _{II} R _I MR
Нижний QI	башкаусский Q _I ^{2b} (ледниковый)	ярский (ледниковый)	березинский Q _I ^b (ледниковый)	верхний Ag ₁ ³	M
N ₂ ²	доледниковый Q _I ¹ prgI (семиаридный)		1-й межледниковый	эоплей- стоцен Ag ₁	средний Ag ₁ ²

Западно-Сибирскую низменность. Дошедшиими до нас свидетелями этих древних долин являются отложения наиболее высокой, пятой, эрозионно-аккумулятивной песчаной террасы Оби (бийской) высотой до 60 м. Большинство долин рек имеют унаследованный характер древней гидросети, заложенной в тобольское межледниковые. Климат среднего плейстоцена был по отношению к современному более теплым и влажным.

В позднем плейстоцене, вследствие продолжавшегося подъема Алтая-Саянской области, по долинам Катуни, Бии, Томи, Чумыша, Ини, Берди и других рек формировались последующие более молодые надпойменные террасы. Четвертая терраса в предгорьях формировалась в условиях зыряновского оледенения, третья — в каргинское межледниковые, отличающиеся оптимальными климатическими условиями, а вторая и первая — во время сартанской ледниковой эпохи. Выработанная в верхнем плейстоцене речная сеть практически полностью отвечает современной. В Горном Алтае в это время происходило обновление рельефа. Наступившее временное похолодание вызвало здесь расширение оледенения, имевшего ярко выраженную долинную и каровую форму.

В Салаире в позднем плейстоцене в условиях похолодания климата формировались основные черты его морфологии под воздействием сводово-глыбовых восходящих движений, контролируемых глубинным Салаиро-Кузнецким разломом (Тырганом) и древним разломом, отчленяющим Горловский прогиб Колывань-Томской зоны от северо-западного Салаира. Подтверждением этому служат повышенная сейсмичность полосы вдоль уступа Тыргана, озеровидные расширения подпруженных долин на участках, расположенных выше поднятий (Обь выше г. Камень-на-Оби, устье Сары-Чумыша), изменение высоты высоких речных террас и положения их цоколя, поднятие антецедентных долин (участок Чумыша между устьем Сары-Чумыша и с. Ельцовкой и др.), перекаты на реках и прочие явления, свидетельствующие о заложении этих долин до поднятия кряжа (Малолетко, 1972). Со сводовым подъемом Салаира в верхнем плейстоцене энергично ожила эрозия и его структуры постепенно начали «откапываться», что привело к перестройке речной сети и началу формирования долин рек в современном виде. На направлении рек также отразилось влияние останцов устойчивых к выветриванию пород. Развитие речной сети на Салаире в верхнем плейстоцене способствовало образованию многочисленных балок, базисом эрозии которым служит особенно часто I надпойменная терраса, вследствие чего рельеф Салаира приобрел характерный ландшафт с густой сетью долин, балок и увалов.

Колывань-Томская зона, как и Салаир, в верхнем плейстоцене испытывает сводовое поднятие по древним разломам, о чем свидетельствуют участки поднятия антецедентных долин (у г. Камень-на-Оби) и широко развитая балочная сеть, заложенная в это время по склонам долин рек. Конфигурация долин рек на Салаире, в Колывань-Томской зоне и Неня-Чумышской впадине весьма причудлива и обычно не зависит от геологических структур, что объясняется их формированием в рыхлых отложениях нижнего и среднего плейстоцена. В предгорьях Горного Алтая, Салаира, в Колывань-Томской зоне, Кузнецком прогибе и Неня-Чумышской впадине в верхнем плейстоцене в условиях их подъема по долинам рек формировались надпойменные террасы, а на водоразделах, их склонах и наиболее древних террасах — покровные субаэральные лессовые породы. Климат верхнего плейстоцена характеризовался как умеренно теплый и влажный, нарушавшийся трехкрат-

ным похолоданием, сопровождавшимся повышенной интенсивностью оледенения Горного Алтая.

Глинистые и песчаные породы плейстоцена заметно уплотнены и с трудом проходят лопатой с применением кайла, почему в большинстве случаев могут служить надежным основанием для большинства обычных сооружений. Лессовые покровные породы с поверхности, независимо от возраста, в той или иной мере просадочны, особенно в зоне предгорий в степной части, и деградированы в таежной. Допустимая их просадочность в основании сооружений должна определяться в каждом конкретном случае в соответствии со СНиП II-15-74.

Седьмой этап формирования инженерно-геологических условий территории связан с активизацией преимущественно восходящих дифференцированных блоковых движений земной коры, происходивших в голоцене, длительность которого, по последним данным, исчисляется в 10 тыс. лет (Архипов, 1971). В это время в Горном Алтае, на Саланре, в Кузнецком прогибе, Колывань-Томской зоне и Неня-Чумышской впадине продолжаются блоковые дифференцированные движения, сопровождающиеся развитием современных геологических процессов и явлений. Они продолжаются и поныне. Наиболее интенсивные движения земной коры наблюдаются в Горном Алтас и наименее интенсивные в Неня-Чумышской впадине. Наряду с этим наблюдается потепление климата, приближающееся к оптимуму.

О современной тектонической активности Горного Алтая свидетельствуют неоднократные землетрясения силой до 6—8 баллов, эпицентры которых приурочены к глубинным разломам на его территории. Скорость поднятия отдельных участков Горного Алтая достигает от 1 до 13 мм/год (Мещеряков, 1965). Суммарная амплитуда новейших поднятий на Горном Алтае показана на рис. 4. Скорость поднятий Каменского Присалаирья и Колывань-Томской зоны, по данным Ю. А. Мещерякова (1965), достигает 4—5 мм/год. Поднятия нередко сопровождаются землетрясениями силой до 6 баллов. 15 февраля 1965 г. разрушительное семибалльное землетрясение произошло южнее и юго-восточнее г. Камень-на-Оби (Жалковский, Цибульчик, Шебалин, 1965). После этого землетрясения до 10 марта 1965 г. было дополнительно зарегистрировано 40 толчков. При наиболее интенсивных из них рас трескивались печи и стены домов. Толчки ощущались на расстоянии 25 км от города. Здесь же 7 апреля 1914 г. было землетрясение силой в 6 баллов. Не исключена возможность, что возникновению землетрясения 1965 г. способствовало нарушение равновесия земной коры в результате создания в 1958 г. Новосибирского водохранилища, расположенного на Оби у г. Камень-на-Оби (Трапетцов, 1967). Отмечается активная сейсмичность также вдоль сброса Тыргана, отделяющего Салаир от Кузнецкого прогиба.

Наиболее выдающимися сейсмическими событиями в Кузбассе были два землетрясения: в 1898 и 1903 гг. Оба они произошли в Кузнецке (ныне Новокузнецк) с интенсивностью до 6—7 баллов и ощущались на большой площади во многих пунктах. Незначительные землетрясения силой до 2—3 баллов здесь имели место в 1965 и 1966 гг. (Дубок, 1966). В большинстве случаев эпицентры землетрясений Кузбасса находятся там, где резко выражены структурные различия; часть эпицентров располагалась по рекам или границам озер, т. е. на возможных, естественно выраженных разрывах (Масарский, 1964). По окраинной части Кузнецкого прогиба наблюдаются воходящие движения, а центральная его часть погружается. Об ее погружении свидетельствует заболачивание низких речных террас и местами развитие

на первой надпойменной террасе пойменного аллювия, а также незначительный размыв пойменных берегов р. Томи, не превышающий нескольких метров в год (Трепетцов, 1971). Отмечена выше слабая активность современных движений земной коры способствует сглаживанию рельефа и заболачиванию в зонах блоковых погружений.

Климат рассматриваемой территории в настоящее время резко континентальный, с продолжительной суровой зимой с сильными метелями и коротким жарким летом. Экстремальные температуры колеблются в пределах от -60 до $+38^{\circ}$. Средняя температура самого теплого месяца (июля) $+15-19^{\circ}$, а самого холодного (января) $-16-19^{\circ}$. С резкими колебаниями температуры связано интенсивное выветривание горных пород, особенно в высокогорье, где наблюдаются наиболее частые переходы температуры через 0° , а с высокими летними температурами — таяние ледников, вызывающее паводки, способствующие врезу долин и размыву берегов рек.

Распределение осадков крайне неравномерно как в течение года, так и по отдельным районам. Среднее количество осадков — 300—500 мм/год. Максимальное их количество (1570 мм) выпадает в районе верховий Малой Ульбы (Горный Алтай), а минимальное (до 100 мм) в Чуйской впадине (Горный Алтай); до 800 мм выпадает на востоке и юге Кузбасса у подножия гор, его обрамляющих. Наибольшее количество осадков выпадает летом (максимум в июле — августе), меньше осенью и еще меньше зимой. Летом часто бывают сильные ливни, которые способствуют интенсивному развитию промоин и оврагов. Устойчивый снежный покров образуется во второй половине октября и сходит в апреле. Мощность снежного покрова тесно связана с характером рельефа и колеблется в пределах 0,1—0,5 м на открытых участках и до 2—7 м в углублениях на склонах. При таянии снега по оголенным склонам развиваются снежная эрозия и солифлюкция, а иногда снежные лавины.

Глубина сезонного промерзания в зависимости от густоты растительного и мощности снежного покровов колеблется от 0,8 до 1,6 м, достигая на оголенных участках 3,2 м (Кузбасс). В зимнее время преобладают сухие континентальные южные и юго-западные ветры, достигающие скорости 3,6—5,1 м/с; в летнее время — влажные западные и северо-западные; средняя скорость ветра 2,7—4,4 м/с, иногда — 40 м/с. Поднимаемые ветром волны на водохранилищах, озерах и реках (особенно в паводки) вызывают переработку их берегов. В связи с подъемом за границу снежной линии Горный Алтай является крупным районом современного высокогорного оледенения. Снежная линия на севере проходит на высоте около 2300 м, а на юго-востоке — 3300—3400 м абсолютной высоты (Ивановский, 1965).

Многолетняя мерзлота в Горном Алтае, в северной и северо-восточной части, имеет островной характер распространения, а в юго-восточной части — сплошной с «окнами» талых пород. Острова ее обнаружены бурением в Чуйской впадине, в наиболее пониженной западной ее части (пос. Кош-Агач). Нижняя граница мерзлых пород на юго-востоке Горного Алтая во впадинах прослеживается в рыхлых породах на глубину до 60 м, а в скальных — до 400 м. В 13 км к юго-западу от пос. Кош-Агач мерзлые породы вскрыты скважинами в интервале 16—41 м. В июле — августе мерзлые породы оттаивают до глубины 4—10 м. В голоцене вплоть до настоящего времени в условиях общего дифференцированного преимущественного подъема территории и общего потепления климата, вызвавшего отступление ледников, повышение снежной линии и развитие эрозии, в предгорных районах по долинам

рек, наряду с размывом берегов, сопровождающимся обвалами и оползнями, формируются отложения двухступенчатой поймы с илами озер-стариц и торфяниками. На водоразделах и их склонах накапливаются лессовые образования, на поверхности которых развиваются просадочные блюдца. По склонам водоразделов и береговым склонам водотоков формируются промоины и овраги, особенно в лессовых породах. У молодых врезов развивается лессовый псевдокарст с характерными суффозионными воронками и пещерами. На склонах в низкогорье формируется делювиально-пролювиальный чехол, сложенный лессовым суглинком с прослойми щебня. На высоте более 1000 м суглинки сменяет щебнистый делювий, покрытый на склонах северной и западной экспозиций редкими деревьями. В Кузбассе имеют место подземные угольные пожары, формирующие холмисто-грядовый рельеф.

В Горном Алтае по долинам рек накапливается грубый русловой аллювий, сложенный плохоокатанным глыбовым материалом и валунами, размеры которых увеличиваются с повышением гор, где достигают 40—50 см в поперечнике. Пойменная фация здесь отсутствует. В высокогорье развиваются солифлюкционные, нивальные, ледниковые и криогенные процессы и явления, сопровождающиеся формированием соответствующих отложений. На крутых склонах долин и на тектонических уступах — обвальные, обвально-осыпные и другие гравитационные процессы. На вершинах водоразделов и плоскогорий формируются каменные россыпи; на склонах нередко образуются курумы, которые смещаются вниз к надпойменным террасам долин рек со скоростью до 3—4 м/год (Чумаков, 1965). По промоинам и крутым оврагам на крутых склонах формируются снежные лавины, обвалы и редко сели. В карбонатных породах продолжается развитие карста.

Распространение большинства современных экзогенных процессов и явлений подчиняется высотной зональности. Высотной зональности подчиняется также и крупность сносимого по долинам рек аллювия. Отложения, слагающие поймы (песок, суглинок, торфяники), как правило, слабо уплотнены и при возведении на них инженерных сооружений требуют искусственного закрепления. То же следует сказать и о современных ледниковых, нивальных, делювиальных и пролювиальных отложениях.

В конце седьмого этапа можно выделить последний, исторический подэтап, который характеризуется влиянием на природу деятельности человека и развитием инженерно-геологических процессов и явлений, которые рассматриваются нами в главе IX. Начало этого подэтапа тягнется где-то на заре VI в. нашей эры. О нем свидетельствуют сохранившиеся остатки каналов оросительных систем этого времени в Курайской и Уйменской степях и древних рудников и плавильен в Горном Алтасе. Вообще же следы хозяйственной деятельности человека на Алтае известны археологам с глубокой древности, около 40 тыс. лет назад, со времени заселения человеком Сибири.

ГЛАВА 3

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АЛТАЯ

При инженерно-геологическом районировании Алтая вся его территория, условно обозначенная на «Схеме инженерно-геологического районирования» буквой А, рассматривается как западная часть Алтас-Саянской горно-складчатой системы — региона I порядка (рис. 2).

Приведенная выше история формирования инженерно-геологических условий Алтая позволяет выделить в пределах его в порядке возрастной последовательности развития структур пять инженерно-геологических

Таблица 3

Схема инженерно-геологического районирования Алтая

Регионы I порядка	Регионы II порядка
A — Алтай (западная часть Алтас-Саянской горно-складчатой системы)	<ol style="list-style-type: none"> Горю-Алтайский Салаирский Кузнецкий Колывань-Томский Неня-Чумышский

ких регионов II порядка по структурному признаку (по Попову, 1961): Горно-Алтайский, Салаирский, Кузнецкий, Колывань-Томский и Неня-Чумышский (табл. 3). Каждый из них отделен от соседних глубинными разломами и каждый резко отличается от других в основном по характеру и времени тектонического образования слагающих его структур, особенностями сочетания формаций горных пород и характером морфологии рельефа.

Горно-Алтайский инженерно-геологический регион, в отличие от других регионов II порядка, представляет собой крупный мегантиклиниорий, формировавшийся в эвгоссиклинальных условиях с конца верхнего протерозоя до конца палеозоя. В строении его участвуют главным образом палеозойские и допалеозойские породы; в межгорных впадинах развиты отложения кайнозоя. Мегантиклиниорий разделен глубинными разломами на ряд структурно-фациальных зон, заложенных в различные фазы каледонской и герцинской складчатостей. Каждой из зон присущи свои особенности сочетания различных формаций горных пород. Это типичная высокогорная складчатая страна с современным оледенением и молодым резким эрозионно-денудационным рельефом с глубокими врезами.

Салаирский инженерно-геологический регион — это мегантиклиниорий, сформировавшийся главным образом во

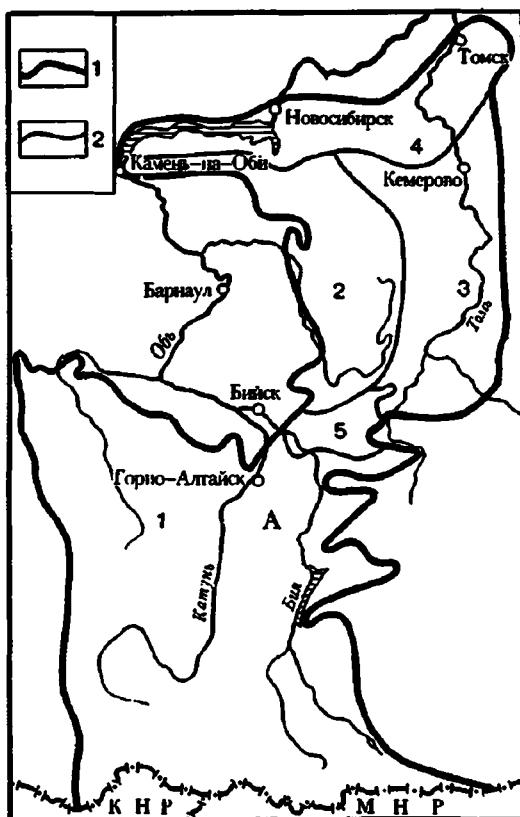


Рис. 2. Схема инженерно-геологического районирования Алтая:
Регион I порядка: А — Алтай (западная часть Алтас-Саянской горно-складчатой системы). Регионы II порядка: 1 — Горю-Алтайский; 2 — Салаирский; 3 — Кузнецкий; 4 — Колывань-Томский; 5 — Неня-Чумышский. 1 — границы региона I порядка; 2 — границы регионов II порядка

врсмя герцинской складчатости. В сго строении в основном участвуют палеозойские породы и реже допалеозойские. В схеме инженерно-геологического районирования Алтая он рассматривается как единая структурно-фацальная зона. От Горного Алтая он отделен Нсия-Чумышской впадиной и от Кузнецкого прогиба сбросом Тырганом. В рельефе региона выделяется как низкогорный дугообразный кряж.

Кузнецкий инженерно-геологический регион представляет собой прогиб, заложенный в дневоне во время герцинской складчатости, выполненный породами угленосной формации верхнего палеозоя, на поверхности которого развита холмисто-увалистая эрозионно-денудационная равнина, местами переходящая в аккумулятивную.

Колывань-Томский инженерно-геологический регион — это прогиб, заложенный в дневоне при герцинской складчатости. Он вытянут в северо-восточном направлении и сложен в основном породами среднего палеозоя, собранными в ряд складок. По границе с соседними структурами (Салаиром и Западно-Сибирской плитой) в краевых прогибах региона распространены отложения угленосной формации верхнего палеозоя. С поверхности на герцинских породах развита пологая увалистая эрозионная возвышенная равнина, вытянутая в соответствии со структурами региона.

Нсия-Чумышский инженерно-геологический регион, в отличие от описанных регионов Алтая, представляет собой впадину, заложившуюся в юрское время при альпийской складчатости на девонских отложениях. Она выполнена мезокайнозойскими континентальными отложениями пестроцветной формации, находящимися в стадии эпигенеза. На поверхности отложений мезокайнозоя развита озеровидная слабо всхолмленная равнина.

РАЗДЕЛ II

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РЕГИОНАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ АЛТАЯ

ГЛАВА 4

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНО-АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА

Территория Горного Алтая в административном отношении расположена главным образом в Горно-Алтайской автономной области, входящей в состав Алтайского края. На северо-западе она граничит с Западно-Сибирской низменностью по северному фасу Горного Алтая, на востоке — с Западным Саяном по Шалшальскому хребту, на юге — с Монголией и Китаем по государственной границе и на западе — с Рудным Алтаем по Северо-Восточной зоне смятий (рис. 3).

К зонам глубинных и региональных разломов Горного Алтая приурочены полиметаллические и ртутные месторождения, среди которых наиболее крупным из эксплуатируемых является Акташское ртутное месторождение. С разломами вдоль фаса Горного Алтая связаны источники термальных и радионовых вод, на базе которых функционирует курорт Белокуриха. Горноклиматической здравницей является курорт Чемал. Полуподводность и значительное падение рек, наличие суженных участков долин обеспечивают благоприятные условия для постройки гидростанций. Общие запасы гидроэнергии на Горном Алтае оцениваются в 10 млн. кВт в год. Горный Алтай богат степными пастбищами, лесными, субальпийскими и альпийскими лугами и является областью развития животноводства.

Горный Алтай образует сложные системы хребтов, нагорий, межгорных впадин и речных долин с абсолютными высотами от 350 до 4506 м (гора Белуха). В пределах его принято выделять три географических района: Восточный, Центральный и Северо-Западный Алтай, показанные на рис. 3. При анализе геоморфологических условий территории Горного Алтая для инженерно-геологических целей обращает на себя внимание активная роль в формировании ее рельефа древних и новейших тектонических, в частности глыбовых, преимущественно восходящих, движений земной коры, неоднократно проявлявшихся в мезокайнозойское время. Суммарная амплитуда новейших поднятий Горного Алтая показана на рис. 4. Сложное сочетание эндогенных и экзогенных (эррозионных, гравитационных, ледниковых, нивальных и других) процессов, протекавших с различной интенсивностью в мезокайнозойское время, обусловило исключительное разнообразие типов

и форм рельефа Горного Алтая. Наиболее характерные его категории, высотные зоны, морфогенетические типы и подтипы приведены на карте основных типов рельефа Горного Алтая, составленной Б. М. Богачкиным в 1972 г. (рис. 5). Карта эта в значительной мере облегчит работу изыскателей и проектировщиков при оценке инженерно-геологических условий того или иного участка Горного Алтая при выборе площадок под строительство и трасс линейных сооружений.

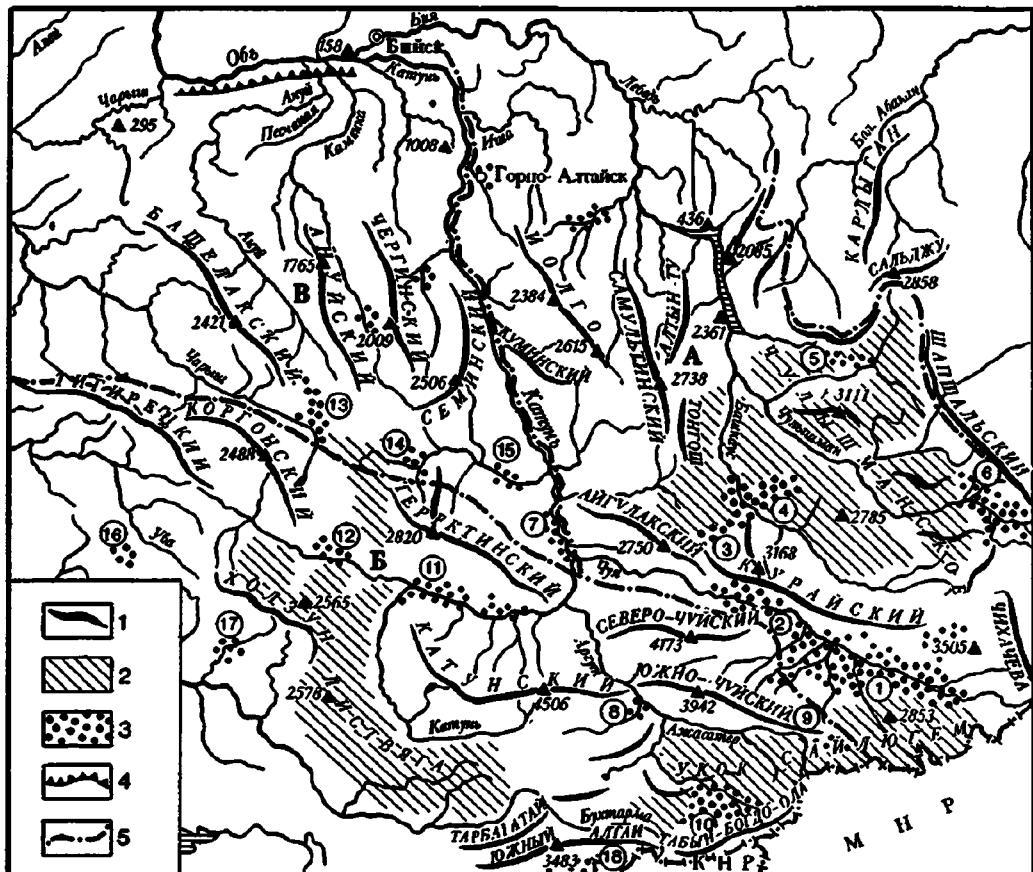


Рис. 3. Орографическая схема Горного Алтая (по О. А. Раковец, 1971).
 А — Восточный Алтай; Б — Центральный Алтай; В — Северо-Западный Алтай
 1 — хребты; 2 — нагорья; 3 — впадины: Чуйская (1), Курайская (2), Сорулу-Куль-
 ская (3), Улаганская (4), Сайгонышская (5), Джулукульская (6), Яломанская (7),
 Самахинская (8), Тархатинская (9), Бертская (10), Уймолская (11), Абайская (12),
 Канская (13), Тенигинская (14), Онгудайская (15), Лениногорская (16), Зы-
 ряновская (17), Бобровская (18). 4 — северный фас Алтая; 5 — границы подразде-
 лений Алтая

Главными дренажами Горного Алтая служат реки Катунь, Чуя, Башкаус, Чарыш и Чулышман. Основным источником питания их являются талые воды сезонных и высокогорных снегов и ледников, а также летние дожди. Весенний подъем воды в предгорьях начинается в середине апреля. Половодье сопровождается резкими колебаниями уровней до 8, реже до 15 м, вызванными неравномерным поступлением талых вод из разных высотных зон. Замерзают реки во второй половине ноября. Порожистые участки горных рек остаются открытыми почти всю зиму.

Вскрываются реки в конце марта — начале апреля. В Горном Алтае имеется до 3500 озер. Широким распространением пользуются озера ледникового и смешанного происхождения — Джулу-Куль, Кындыкты-Куль, Тайменье, Манжерокское и др. В северо-восточной части Горного Алтая, на высоте 478 м, расположено Телецкое озеро тектонического происхождения длиной 78 км, шириной до 3,5 км и максимальной глубиной до 325 м (Рогозин, 1958).

Почвенно-растительный покров отличается большим разнообразием. В северо-западной части Горного Алтая (Предалтайская равнина, область предгорий) преобладают злаково-разнотравные и ковыльные степи на черноземных почвах. По долинам крупных рек (Чарыш, Катунь) и сухим южным склонам степь проникает далеко в глубь горной страны, принимая островной характер, и переходит в высокогорные степи и пустыни, занимающие межгорные впадины. Преобладающим типом растительности является горная тайга из лиственницы, кедра, пихты и ели, развитая на выщелоченных черноземах. В предгорьях встречаются сосново-березовые и сосновые леса. Выше 2000—2500 м горы покрыты субальпийскими и альпийскими лугами, высокогорными тундрами и каменистыми россыпями.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

При инженерно-геологическом анализе геологического строения Горного Алтая использована тектоническая схема В. П. Нехорошева (1956), на которой им выделен с востока на запад ряд структурно-фациальных зон, вытянутых в северо-западном направлении (рис. 6), резко различных между собой по геологическому строению, сложенных породами протерозоя и палеозоя первых трех структурных этажей. Из них Абаканская (I), Алтае-Саянская (II) и Минусинская (III) структурно-фациальные зоны примыкают к Западному Саяну и лишь частично заходят на территорию Горного Алтая своими западными оконечностями; расположенные западнее их Уйменско-Лебедская (IV), Катунская (V), Ануйско-Чуйская (VI), Талицкая (VII), Корогонская (IX) и Холзунско-Чуйская (X) зоны почти целиком вписываются в Горный Алтай. Три последние зоны примыкают к Северо-Восточной зоне смятий, отделяющей Горный Алтай от Рудного, а Катунская, Ануйско-Чуйская и Талицкая зоны на севере обрываются тектоническим уступом к Кулундинской впадине, следующим в широтном направлении и названным В. А. Обручевым (1915) северным фасом Горного Алтая; Холзунско-Чуйская и Катунская зоны на юго-востоке уходят за пределы СССР.

Катунская, примыкающие к ней Абаканская, Алтае-Саянская, Талицкая и Холзунско-Чуйская структурно-фациальные зоны созданы в основном каледонской складчатостью, а все остальные — преимущественно герцинской. Сводные стратиграфические разрезы структурно-фациальных зон, развитых на территории Горного Алтая, см. на рис. 7.

Ниже кратко рассматривается инженерно-геологическая характеристика структурно-фациальных зон, расположенных на территории Горного Алтая. Абаканская структурно-фациальная зона отличается от Катунской преобладающим развитием верхнепротерозойских пород карбонатной формации и кембрийских пород метаморфической эфузивно-осадочной формации, слагающих второй структурный этаж.

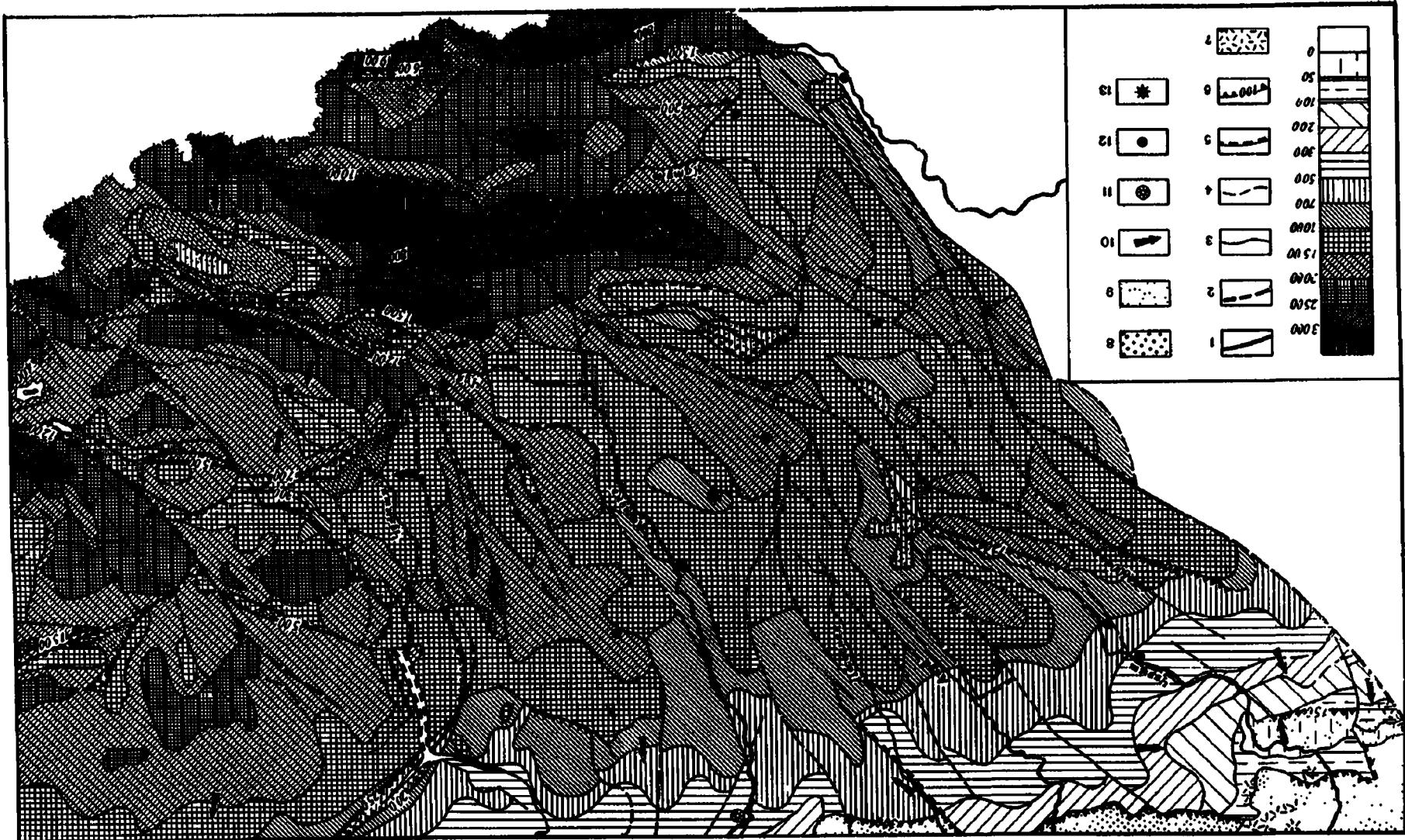


Рис. 4. Карта пойсийской тектоники Горного Алтая (составил О. А. Раковец, 1966). (Ступени суммарных новейших деформаций (м) отражают формы нанейшей структуры):

1 — зоны глубинных разломов, активно живущие в новейшее время; 2 — то же, слабо проявляющиеся; 3 — унаследованные новейшие разломы, выраженные в рельфе; 4 — то же, слабо выраженные и предполагаемые; 5 — новейшие разломы, выделенные только по геоморфологическим признакам, 6 — сбросы и взбросы (цифра соотносится к минимальной величине смещения, м); 7 — площади, в пределах которых сохранились древние коры выветривания и генкобломочные миллионочные отложения, не погребенные под четвертичными осадками; 8 — площади относительно интенсивной аккумуляции ледниковых и озерно-речных отложений; 10 — наклоны аккумулятивных и эрозионно-денудационных поверхностей; 11 — эпицентры землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями; 12 — эпицентры землетрясений, по макросейсмическим данным

По разломам в ней прослеживаются линзовидные тела каледонских гипербазитов и габброидов. Встречаются также вытянутые в северо-восточном направлении тела гранитоидов палеозойского возраста.

Алтай-Саянская структурно-фацевальная зона располагается на стыке Западного Саяна с Горным Алтаем и Горной Шорией. Восточная граница ее проходит по Шапшальскому разлому, по которому Горный Алтай отделяется от Западного Саяна. Западной границей зоны является Северо-Саянский глубинный разлом, секущий поперек Телецкое озеро в северо-западном направлении. Южная половина озера, отделенная этим разломом, располагается в области выступа доксмбрийского фундамента, входящего в состав первого структурного этажа, сложенного метаморфизованными породами эфузивно-осадочной формации, а северная попадает в пределы соседней Абаканской зоны — в область развития метаморфизованных пород верхнего протерозоя и кембрия карбонатной формации второго структурного этажа.

В пределах Алтай-Саянской зоны наиболее развиты метаморфизованные породы эфузивно-осадочной формации морских кембро-ордовикских «зеленосланцевых» толщ второго структурного этажа. Для антиклинальных участков зоны характерны карбонатные отложения. Осадочные породы прорваны интрузиями разнообразного возраста — от каледонских гипербазитов до герципских гранитоидов.

Минусинская структурно-фацевальная зона заходит в Горный Алтай своей юго-западной оконечностью и является отрогом Южно-Минусинской герцинской впадины.

Уйменско-Лебедская структурно-фацевальная зона представляет собой синклиниорную структуру, сложенную породами второго и третьего структурных этажей, заложенную на консолидированном салаирском фундаменте (рис. 7, А). Ее слагают породы метаморфической флишоидной формации ордовика мощностью более 1000 м. Для толщ среднего и верхнего ордовика характерно наличие карбонатных пород. Выше залегают толщи девонских красноцветных аркозовых и кварцевых песчаников терригенной формации мощностью 1300—1500 м, на которых развиты франские слои эпиконтинентальных красноцветов и эфузивов эфузивно-осадочной формации мощностью около 2000 м. Осадочные породы в средней и северо-восточной частях зоны прорваны гранитоидами интрузивной формации девонского возраста.

Катунская структурно-фацевальная зона представляет собой антиклиниорий второго структурного этажа, разбитый рядом продольных разломов, созданный в салаирскую fazу каледонской складчато-

сти (рис. 7, Б). Зона в нижней части слагается породами метаморфической карбонатной формации верхнего протерозоя с прослойками основных эффузивов и линзами кварцитов общей мощностью до 2500 м и породами метаморфической спилито-кератофировой формации нижнекембрийско-

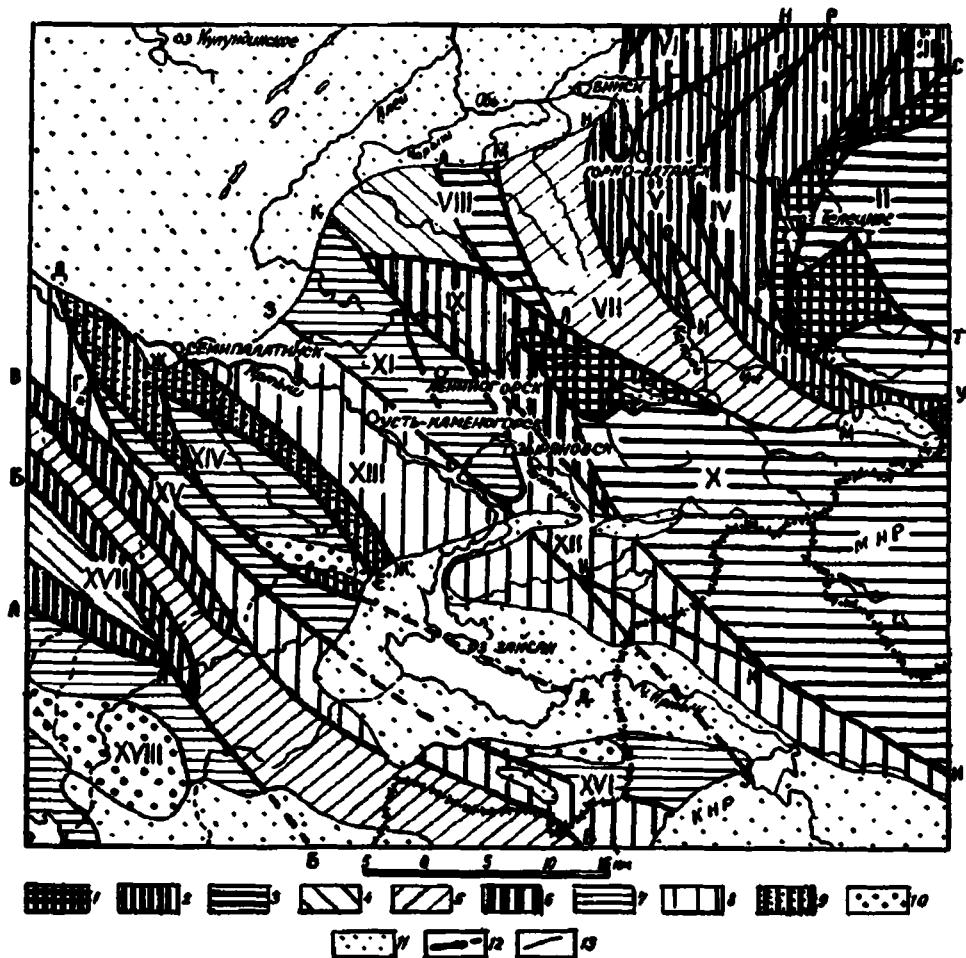


Рис. 6. Схема расположения структурно-фаунических зон и глубинных разломов Алтая (по В. П. Некорешеву, 1966):
 1 — верхний протерозой (выступы докембрийского фундамента); 2 — синий и кембрий; 3 — кембр-ордовик; 4 — ордовик и силур; 5 — ордовик и девон; 6 — девон; 7 — девон — нижний карбон, преимущественно вулканогенные; 8 — девон — нижний карбон, преимущественно терригенные; 9 — верхний нижнего карбона; 10 — верхний палеозой (в Сауре и Северо-Балхашской синклиналии — верхний палеозой и мезозой); 11 — кайнозой; 12 — глубинные разломы; 13 — стратиграфические границы. Глубинные разломы: А—А—Балхаш-Чингизский; Б—Б—Западно-Чингизский и Аягузско-Урджарский; В—В—Калба-Чингизский; Г—Г—Жарминский и Северо-Манракский; Д—Д—Аркалынский и Зайсанский; Е—Е—Чарский; Ж—Ж—Западно-Калбинский; З—З—Иртышский; И—И—Кара-Иртышский; К—К—Северо-Восточный; Л—Л—Чарышский; М—М—Башелак-Южно-Чуйский; Н—Н—Алтайский (Кузнецко-Алтайский); О—О—Актуринский; П—П—Кубинский; Р—Р—Ташелгинско-Кондомский и Телецкий; С—С—Северо-Саянский; С—У—Курайский; Т—Т—Шапшальский

го возраста мощностью около 2000 м. Низы среднего кембра слагают породы метаморфической карбонатной формации мощностью 2000 м и покрывающие их породы метаморфической пестроцветной порfirитовой формации мощностью 2000 м. Верхнюю часть среднего кембра

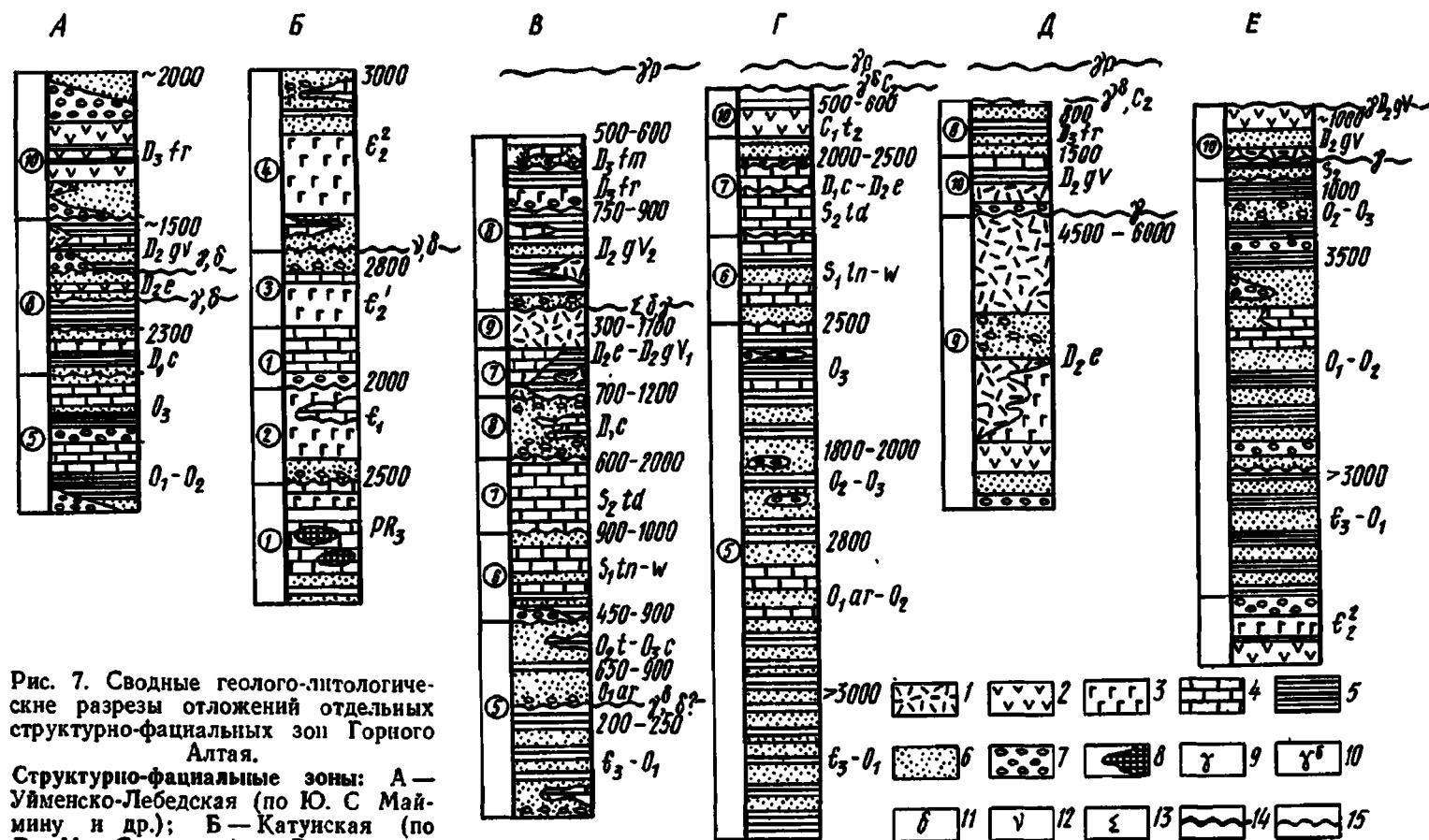


Рис. 7. Сводные геолого-литологические разрезы отложений отдельных структурно-фацальных зон Горного Алтая.

Структурно-фацальные зоны: А — Уйменско-Лебедская (по Ю. С Маймину и др.); Б — Катунская (по В. М. Сеникову); В — северная часть Акпайско-Чуйской (по А. Б. Гинцингеру); Г — Талицкая (по О. П. Горяиновой и М. М. Смеловской); Д — Коргонская (по Е. С. Левицкому, С. Н. Баженовой и А. В. Борцовой), Е — Холзункско-Чуйская. 1 — кислые эфузивы; 2 — средние эфузивы; 3 — основные эфузивы; 4 — известняки; 5 — глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — кварциты, ящмокварциты; 9 — граниты; 10 — гранодиориты; 11 — диориты; 12 — габбро; 13 — гипербазиты; 14 — складчатость и внедрение интрузий; 15 — перерыв в осадконакоплении. Цифры в кружках обозначают типы формаций: метаморфическая карбонатная (1), метаморфическая спилито-кератофировая (2), метаморфическая пестроцветная порfirитовая (3), метаморфическая эфузивно-осадочная (4), метаморфическая флишондная (5), терригенно-карбонатная (6), карбонатная (7), терригенная (8), эфузивная (9), эфузивно-осадочная (10). Мощность отложений показана в метрах

слагают породы эфузивно-осадочных формаций мощностью до 3000 м. Кое-где сохранились островки полого залегающих пород девонского морского комплекса терригенной формации. В середине среднего кембрия, в конце первой фазы каледонского тектогенеза, здесь произошло внедрение гипербазитов, габбро и диоритов, а позже — гранитоидов интрузивной формации. Наиболее крупные массивы гранитоидов ордовика и силура приурочены к разломам в северо-восточной части зоны.

Ануйско-Чуйская структурно-фацальная зона (рис. 7, В) в Горном Алтае развивалась наиболее длительно с небольшими перерывами с конца докембрая до середины позднего девона (фаменский век). Для кембро-ордовикских и силурийских отложений характерна линейная складчатость, более напряженная в нижней части разреза, а для девонских пород — брахискладчатость. В зоне развиты породы второго и третьего структурных этажей.

В нижней части разреза второго этажа преобладают породы метаморфической флишоидной формации, сложенной морскими осадками верхнекембрийского и ордовикского возраста общей мощностью около 2150 м, в нижних слоях обогащенные карбонатным материалом. Верхнюю часть разреза слагают осадки терригенно-карбонатной и карбонатной формаций силурийского возраста общей мощностью до 3000 м. В кобленце формируются осадки терригенной формации (песчаники, конгломераты, реже известняки) общей мощностью до 1200 м и в эйфеле — начале живетского века — карбонатной формации мощностью около 1000 м. В начале живетского века по разломам начались излияния кислых эфузивов мощностью до 700 м и произошло внедрение гипербазитов, диоритов и гранитоидов интрузивной формации.

Породы герцинского структурного этажа представлены девонскими прибрежно-морскими отложениями (глинистые сланцы, песчаники с прослоями эфузивов) терригенной формации общей мощностью до 1500 м. Осадочные породы рассматриваемой структурно-фацальной зоны прорваны интрузиями каменноугольных и пермских гранитоидов.

Талицкая структурно-фацальная зона состоит из двух подзон: восточной собственно Талицкой — антиклиорий и западной Чарышской — синклиорий, разделенных Чарышским глубинным разломом (рис. 7, Г). Талицкий антиклиорий в основном сложен верхнекембрийскими и ордовикскими породами второго структурного этажа, представленными метаморфической флишоидной формацией общей мощностью около 5000 м с редкими прослоями известняков в ордовике.

Чарышский синклиорий слагают породы второго структурного этажа. В нижней части разреза в основном развиты породы терригенно-карбонатной формации кембро-ордовика и нижнего силура (лландовери) и в верхней части — породы карбонатной формации верхнего силура, нижнего и среднего девона общей мощностью около 2500 м. Выше залегают осадки эфузивно-осадочной формации туринского возраста общей мощностью 600 м. Осадочные породы прорваны среднекаменноугольными гранодиоритами и пермскими гранитоидами.

Коргонская структурно-фацальная зона заложена в эйфеле на каледонском основании и рассматривается как наложенный синклиорий третьего структурного этажа (рис. 7, Д). Здесь четко выделяются северо-западные разломы, наиболее крупный из них проходит через всю зону. Ее слагают в южной части в основном эйфельские кислые эфузивы эфузивной формации мощностью до 6000 м, прикрыты морскими отложениями эфузивно-осадочной формации, представленной живетскими песчано-глинистыми породами с подчиненными про-

слоями эфузивов и известняков. Общая мощность формации достигает 1500 м. Выше располагаются морские отложения терригениной формации франского времени — песчаники и глинистые сланцы общей мощностью до 800 м. Осадочные породы прорваны живетскими гранитоидами, среднекаменноугольными гранодиоритами и пермскими гранитами.

Холзунско-Чуйская структурно-фациальная зона расположена к югу от Коргонской зоны. Она имеет антиклинальное строение (рис. 7, E). Ее слагают в основном породы второго структурного этажа — хлоритизированные и серицитизированные зеленые, реже зелено-фиолетовые морские песчано-сланцевые толщи метаморфической флишоидной формации верхнего кембия и ордовика мощностью более 5500 м, разбитые рядом разломов, залегающие на осадках метаморфической эфузивно-осадочной формации докембия и среднего кембия. Выше лежат сиурийские и среднедевонские отложения, распространенные незначительно. Девонские породы слагают обычно наложенные структуры третьего структурного этажа, представлены морскими осадками эфузивно-осадочной формации и менее метаморфизованы, чем породы кембия второго структурного этажа. Общая мощность их достигает 1000 м. Осадочные породы прорваны интрузиями додевонских и среднедевонских гранитоидов. Первые из них сильноаклазированы.

Мезозойские породы в Горном Алтае развиты очень слабо и известны лишь по его периферии в отдельных наложенных мульдах — впадинах, где представлены отложениями юрской молассовой формации: конгломератами и песчаниками, слабо скрепленными каолиновым и глинистым цементом, сформировавшимися в орогенных условиях и составляющими четвертый структурный этаж. Мощность пород этой формации достигает 700—1000 м (Сайгонышская впадина).

Кайнозойские дочетвертичные породы в Горном Алтае составляют пятый структурный этаж и представлены палеоген-неогеновыми обломочными и глинистыми отложениями, выполняющими межгорные впадины. К этому же структурному этажу можно отнести меловую пестроцветную кору выветривания, сохранившуюся главным образом по днищам межгорных впадин. Она сложена в основном каолинизированными глинами с дресвой, со структурными и текстурными реликтами разрушенных пород. Протяженность участков развития кор выветривания не превышает обычно сотен метров, а мощность их измеряется несколькими метрами. Четвертичные отложения Горного Алтая составляют его шестой структурный этаж.

Инженерно-геологическая характеристика пород формаций Горного Алтая тесно связана с условиями развития и формирования отмеченных выше шести структурных этажей: докембрийского, каледонского, герцинского, мезозойского, кайнозойского дочетвертичного и обусловленного новейшими движениями земной коры в четвертичное время. Инженерно-геологические свойства горных пород различных структурных этажей здесь отличны даже для одноименных формаций, что в значительной мере объясняется различной интенсивностью воздействия на них той или иной складчатости. Распространение, литологическая характеристика и мощности формаций разных пород см. на рис. 6 и 7.

Породы первого структурного этажа (докембрийского) представлены метаморфической формацией гнейсов и кристаллических сланцев протерозоя. Они подвержены глубокому региональному метаморфизму, вызванному докембрийской складчатостью, под влиянием которой полностью утратили первоначальный облик и структуру и превратились в гнейсы и кристаллические сланцы. Породы сильно дислоцированы и тре-

щиноваты. В оголенных откосах они образуют плитчатые осыпи. Временное сопротивление сжатию их превышает $800 \cdot 10^5$ Па. Ими сложены выступы докембрийского фундамента, встречаемые в Алтае-Саянской и Холзунско-Чуйской структурно-фациальных зонах.

Второй структурный этаж составляют породы метаморфических карбонатных формаций верхов протерозоя и начала среднего кембра, метаморфической спилито-кератофировой формации низов нижнего кембра, метаморфической пестроцветной формации пизов среднего кембра, метаморфической эфузивно-осадочной формации верхов среднего кембра и метаморфической флишоидной формации верхнего кембра и ордовика. Породы формаций этого этажа испытали воздействие каледонской складчатости и метаморфизованы менее, чем породы первого структурного этажа. Они частично сохранили свою первоначальную структуру, приобрели зеленокаменный облик и местами рассланцованны.

Метаморфическая карбонатная формация верхнего протерозоя представлена мраморизованными известняками с прослоями эфузивов и линзами кварцитов. Среди известняков встречаются монолитные и рассланцованые разности. На склонах рассланцованые известняки образуют осыпи, а монолитные — сглаженные крутосклонные формы. Нередко известняки закарстованы. Их временное сопротивление сжатию достигает $980 \cdot 10^5$ Па.

Известняки метаморфической карбонатной формации начала среднего кембра более чистые, чем верхнепротерозойские, почему сильнее закарстованы. Временное сопротивление сжатию известняков низов среднего кембра колеблется в пределах $800 \cdot 10^5$ — $1000 \cdot 10^5$ Па, прослоев песчаников — в пределах $1000 \cdot 10^5$ — $2300 \cdot 10^5$ Па. Породы этих формаций развиты в Катунской, Абаканской и Алтае-Саянской структурно-фациальных зонах (рис. 6 и 7).

Метаморфическая спилито-кератофировая формация низов нижнего кембра характеризуется развитием основных и реже кислых эфузивов и их туфов с прослоями конгломератов, песчаников, аргиллитов и известняков, утративших свой первоначальный облик, превратившихся в зеленокаменные рассланцованые породы. По оголенным склонам они образуют обильные плитчатые осыпи. Их временное сопротивление сжатию превышает $1200 \cdot 10^5$ Па. Эфузивы стойки к выветриванию и в рельефе образуют возвышенности. Породы этой формации развиты в Катунской и Ануйско-Чуйской структурно-фациальных зонах.

Метаморфическая пестроцветная порfirитовая формация низов среднего кембра и метаморфическая эфузивно-осадочная верхов среднего кембра представлены рассланцоваными зеленокаменными основными эфузивами и их туфами с прослоями полимиктовых песчаников и известняков. Временное сопротивление сжатию их превышает $600 \cdot 10^5$ Па. Они развиты в Катунской и Абаканской зонах.

Метаморфическая эфузивно-осадочная формация верхов среднего кембра, от метаморфической пестроцветной порfirитовой низов среднего кембра отличается меньшим содержанием порfirитов. Метаморфическая флишоидная формация верхнего кембра и ордовика представлена чередующимися между собой рассланцоваными зеленокаменными и фиолетовыми песчаниками, аргиллитами, реже конгломератами и известняками. Временное сопротивление сжатию их более $600 \cdot 10^5$ Па. По оголенным склонам они дают весьма обильные характерные плитчатые осыпи. Плитки пород по мере выветривания раскалываются на более тонкие по скрытым трещинам. Породы этой формации развиты в Катунской, Ануйско-Чуйской, Талицкой, Холзунско-Чуйской и Уймен-

ско-Лебедской структурно-фациальных зонах. Породы формаций верхней части второго структурного этажа, формировавшиеся которых связано с поздней фазой каледонской складчатости (силурийской), метаморфизованы значительно слабее и обычно полностью сохраняют свой первоначальный облик, текстурные и структурные особенности.

Для силурийского времени этого этажа характерно формирование карбонатных пород, слагающих в нижнем силуре терригенно-карбонатную и в верхнем — карбонатную формации. Известняки в основном монолитные, местами мраморизованные. Близ долин рек они обычно сильно закарстованы. Осыпи на склонах в них развиты слабо. Эти две формации силура развиты в Ануиско-Чуйской и Талицкой (Чарышской западной ее части) структурно-фациальных зонах.

Третий герцинский структурный этаж слагают породы эфузивной формации нижнего девона, породы эфузивно-осадочных формаций живетского и турнейского времени и породы терригенной формации фаменского времени. Для пород нижнего девона характерен терригенный состав осадков, образующих терригенную формацию из конгломератов и песчаников с редкими подчиненными прослойками известняков, и слабый метаморфизм. Временное сопротивление сжатию этих известняков $680 \cdot 10^5 - 895 \cdot 10^5$ Па. По оголенным откосам они образуют небольшие обычно глыбовые осыпи. Эта формация развита в Ануиско-Чуйской и Талицкой структурно-фациальных зонах.

Для эфузивно-осадочной формации живетского времени характерно развитие терригенного материала с прослойками кислых эфузивов, для той же формации турнейского времени — средних эфузивов и для эфузивной формации живетского времени — кислых эфузивов. Эфузивы довольно стойки к выветриванию (особенно кислые), но сильно трещиноваты. Они образуют ряд хребтов (Коргонский, Тигирецкий), а по склонам — выступы среди терригенных пород. Трещиноватость в них прослежена на глубину 70 м. Временное сопротивление сжатию достигает $1175 \cdot 10^5$ Па. Они распространены в Ануиско-Чуйской и Коргонской структурно-фациальных зонах.

Терригенная формация верхнего девона (фаменская) сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами, глинистыми сланцами с редкими прослойками известняка. Глинистые сланцы и аргиллиты при выветривании по склонам при их обводнении образуют наряду с осыпями оплывины и небольшие оползни.

Отмеченные формации девонского возраста развиты в Ануиско-Чуйской и Коргонской зонах, а турнейского времени — в Талицкой. Породы интрузивной формации, прорывающие описанные формации палеозойских пород, представлены гипербазитами, габброидами, гранитоидами, завершающими каледонскую и герцинскую складчатости и их отдельные этапы, которых на Горном Алтае насчитывается до 12. С инженерно-геологической точки зрения все они могут быть подразделены на три группы.

Первая группа интрузивных пород (среднекембрийско-ордовикская и силурийская) связана с каледонской фазой каледонской складчатости и характеризуется сильным региональным метаморфизмом. Породы здесь частично огнейсованы и рассланцованны (высокая степень метаморфизма, по И. В. Попову, 1961).

Вторая группа представлена рядом девонских интрузий, связанных с тельбесской фазой герцинской складчатости. Ее породы значительно меньше метаморфизованы, чем породы предыдущей группы, региональный метаморфизм отсутствует. Метаморфизм их не поднялся выше средней ступени (по И. В. Попову).

Третья группа карбоно-пермских интрузий характеризуется меньшей трещиноватостью, большей свежестью и слабым метаморфизмом на отдельных участках (низкая ступень, по И. В. Попову). Их временное сопротивление сжатию $1250 \cdot 10^5$ — $2300 \cdot 10^5$ Па.

Трещиноватость пород интрузивной формации встречается в самых различных направлениях и в каждом конкретном случае требует специального изучения. Также в каждом конкретном случае потребуется изучение коры выветривания интрузивных пород, в одном случае представленной в виде трещиноватой зоны выветривания, которая прослеживается в отдельных случаях до 150 м, а в других—дресвой и щебнем или просто сапролитом или каолином. Мощность коры выветривания крайне неравномерна и значительно колеблется в пределах одного и того же массива (от нескольких до десятков метров), образуя глубокие карманы.

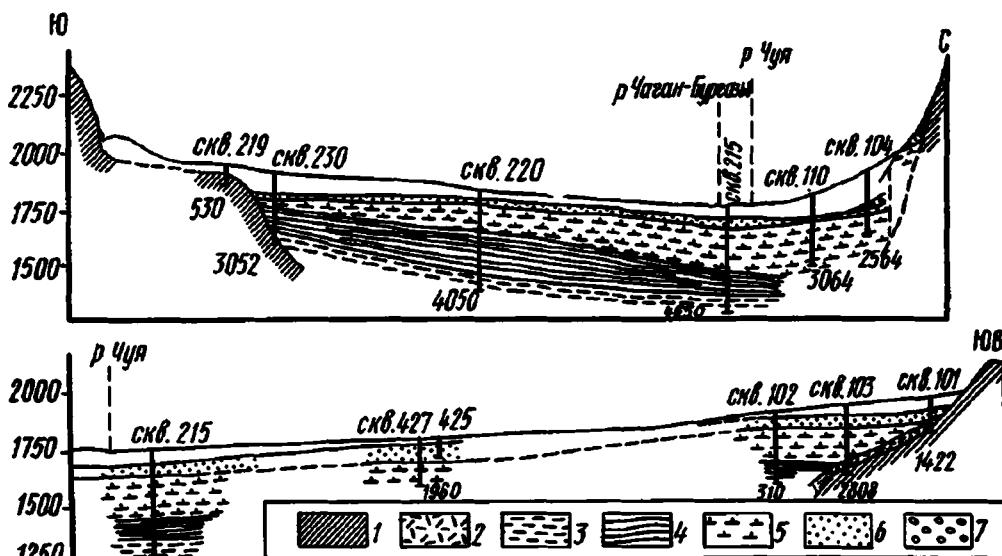


Рис. 8. Геологические разрезы Чуйской впадины (горизонтальный масштаб меньше вертикального в 10 раз), по Л. И. Розенбергу:
1 — палеозойские породы; 2 — карачумская свита, 3 — красногорская свита, 4 — копиагачская свита, 5 — турыкская свита, 6 — тархатинская свита, 7 — бекенская свита

Породы четвертого структурного этажа, представленные молассовой формацией юрского времени — конгломератами и песчаниками с каолиновым и глинистым цементом, могут рассматриваться как полускальные, быстро разрушающиеся на воздухе, особенно при их периодическом смачивании и промерзании.

Формирование инженерно-геологических свойств пород раннего кайнозоя Горного Алтая, составляющих пятый структурный этаж, происходило в континентальных условиях и тесно связано с новейшими глыбовыми движениями (преимущественно восходящими), с климатом и экзогенными геологическими процессами и явлениями. Наибольшие мощности осадков приурочены к межгорным впадинам и речным долинам, где развиты озерно-аллювиальные, озерные и аллювиальные отложения. На склонах гор и водораздельных пространствах преимущественным развитием пользуются элювиальные, делювиальные, солифлюкционные образования, отличающиеся сравнительно малыми мощностями. Исключением являются ледниковые отложения — морены,

распространение которых в меньшей мере связано с особенностями современного рельефа, но и они обладают максимальными мощностями лишь в пониженных частях территории.

Наиболее мощные толщи кайнозойских отложений приурочены к Чуйской и Курайской межгорным впадинам (рис. 8). О строении других впадин Горного Алтая часто приходится судить по отрывочным данным или восстанавливать их строение по аналогии с известными впадинами Горного Алтая.

В течение кайнозоя начиная с периода образования коры выветривания, согласно схеме Л. И. Розенберга (1973), выделяются следующие крупные этапы, отличающиеся друг от друга по условиям породообразования, палеогеографии и тектонической обстановки: мел-палеоценовый, эоцен-нижеолигоценовый, среднеолигоценово-нижнемиоценовый, среднемиоценово-раннеплиоценовый, средне-верхнеплиоценовый и четвертичный. В каждый из этих этапов сформировалось несколько свит.

В течение палеогена на Горном Алтае образуются дат-палеоценовая карачумская, нижне-среднесоценовая талдыктургурская, верхненеоценово-раннеолигоценовая красногорская и средне-верхненеолигоценовая кошагачская свиты пестроцветной, терригениной и угленосной формаций общей мощностью около 400 м. Это аллювиально-озерные, озерные или болотные формирования, сочетающиеся в краевых частях межгорных впадин с пролювиальными или делювиально-пролювиальными отложениями. Литологическая характеристика и мощность этих свит, а также и других нижеописываемых свит кайнозоя приведены на рис. 9. Гранулометрический состав пород некоторых из этих свит и его изменение по глубине и в плане по скважинам показаны на рис. 10. Положение скважин показано на рис. 8.

В миоцене в межгорных впадинах Горного Алтая формируются туерыкская, тархатинская и бекенская свиты карбонатно-терригенной и терригениной формаций общей мощностью до 230 м, сложенные преимущественно озерными отложениями и их аналогами. Позднемиоценовое-раннеплиоценовое время в Горном Алтае характеризуется интенсивным развитием процессов красноцветного выветривания: формируется кубадринская свита красноцветной формации мощностью до 80 м, залегающая на размытой поверхности более древних пород. Миоценовые отложения местами выходят на поверхность. В среднем и верхнем плиоцене в Горном Алтае формируется терская свита терригениной формации. Это преимущественно пролювиальные и делювиальные отложения мощностью до 100 м.

Четвертичные отложения в Горном Алтае, слагающие шестой структурный этаж, представляют следующие геолого-генетические комплексы: 1) аллювиальный и озерно-аллювиальный нижнего — верхнего плейстоцена; 2) озерный нижнего — верхнего плейстоцена; 3) ледниковый среднего — верхнего плейстоцена; 4) водно-ледниковый среднего — верхнего плейстоцена; 5) перигляциальный лессовидных суглинков верхнего (?) плейстоцена; 6) водораздельный и склоновый среднего (?) — верхнего плейстоцена и голоцена; 7) современный ледниковый; 8) аллювиальный голоцена (рис. 11).

Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения нижнего — верхнего плейстоцена залегают либо совместно, образуя смешанные комплексы отложений, преимущественно галечниковых, иногда с поверхности прикрытых суглинками, либо раздельно, но всегда имеют очень близкий состав. Галечниковые толщи характеризуются кососложистым строением, наличием прослоев песка мощностью до 0,5 м и

Много- сторон- ность	Мио- цен	Палеогеновая			Система отдел	Индекс	Мощность	Свиты и характеристики		Типы формаций	
		Верхний	Средний	Нижний							
Несогласная	Миоцен	Нижний	Q_1				?	галечники		терригенная	
		Верхний	N_2^3				до 100	верхняя подсвита: щебни, обломки, пески светло серые и желтые			
		Средний	N_2^2					нижняя подсвита: залочено щебнистые отложения буровато-серые			
		Нижний	N_2^1				до 80	кубадринская свита; красноцветные (красно бурые, красно-желтые, красные, коричневато-бурые) галечники, валунники, конгломераты с прослоями глин, щебня, пелена; опилки выветрелого материала		красноцветная	
			N_1^3				около 70	бекенская свита; галечники, валунники, слабые конгломераты с суглинистым, супесчальным или песчано-известковистым цементом			
			N_1^2				50-60	тархатинская свита; пески, алевриты, прослои песчанистых глин и песчано-гравийно-галечного материала			
			N_1^1				около 150	турьинская свита; елины карбонатные, светло-серые, голубовато-серые, зеленовато-серые с прослоями мергелей, известняков, реже песков, щелесты глин, иногда лагунитов; в оридартовых фациях замещаются песчано-щебнистыми отложениями мелкогравийные фации с прослоями строматолитов		карбонатно-терригенная	
			$P_3^{2,3}$				более 150	кошагачская свита; глины и органические черные, коричнево-черные, коричневые, темно-серые, иногда бурые; прослои и линзы щелестов бурых, темно-коричневых и черных, в глинах постоянно присутствует распыленный щелестый материал			
			P_3^3				более 150	красногорская свита; глины песчанистые, глины известковистые, коричневые и зеленовато-коричневые, светло-серые; прослои песков, галечников, мергелей, песчаников, алевритов; винчеки песка, гальки, сидеритовых конкреций, иногда железистые оолиты			
		Средний	P_2				около 45	полубарачинская свита: алевриты серые или зеленовато-серые с прослоями глин, песков, обломков древесины		терригенная	
		Нижний	K_2				до 41	корочумская свита: глины, песчаные глины, щебень, галька, пестроокрашенные или бурые			
		Нижний	P_1				до 15	кора выветривания; дресва глины с реликтами пород, наложенных на или пестроцветные		пестроцветная	
		Верхний	K_1								

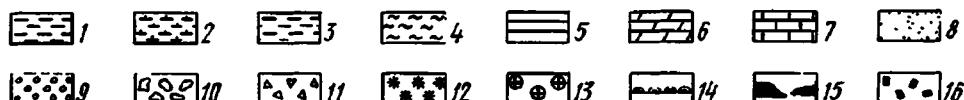


Рис. 9. Сводный геолого-литологический разрез палеоген-неогеновых отложений Горного Алтая (по Л. И. Розенбергу).

1 — глины; 2 — глины известковистые; 3 — глины песчанистые; 4 — алевриты и алевролиты; 5 — аргиллиты; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — пески; 9 — галька и галечники; 10 — валуны, валунники и конгломераты; 11 — щебни; 12 — конкреции сидерита; 13 — железистые оолиты; 14 — прослои строматолитов; 15 — прослои и линзы углей; 16 — обломки древесины

песчано-глинистого цемента. Эти пески спорадически обладают свойствами плывунов. Размеры галек 4—12 см. Мощность галечников достигает 89 м (восточная окраина Абайской впадины). Они занимают обширные площади Чуйской, Курайской, Уймоинской, Абайской и других межгорных впадин, а также слагают высокие террасы больших и малых рек, протекающих в высокогорной и среднегорной части территории.

Озерные отложения нижнего — верхнего плейстоцена пользуются ограниченным развитием. Чаще всего они встречаются в красных частях межгорных впадин или в непосредственной близости от них, где представлены слоистыми песчано-гравийными и суглинистыми образованиями мощностью до 6 м (Курайская впадина). Ледниковые отложения среднего — верхнего плейстоцена (морена) распространены преимущественно в южной части территории на абсолютных высотах более 1800 м. К северу занятые ими площади сокращаются. Отложения этих этапов оледенений залегают в одних и тех же районах, зачастую перекрывая друг друга. По составу они не отличаются друг от друга.

По условиям залегания здесь выделяются морены долинных и очаговых ледников, морены ледоемов и морены так называемого покровного (или полупокровного) оледенения. Морены долинных и очаговых ледников связаны с четко локализованными очагами оледенения, формировавшимися, как правило, на хребтах и вершинах. Растикающиеся с них льды имели характер языков, занимавших в первую очередь речные долины и ложбинны. Концентрирующиеся на концах таких ледников массы сгруженнего обломочного материала образовывали конечные морены дугообразной в плане формы, с крутым (до 50—60°) внешним склоном и более пологим склоном, обращенным в сторону ледников. В составе этих морен преобладают островерхие, почти неокатанные глыбы и щебень, смешанные смесью дресвы, песка, в меньшей степени суглинистого материала. Породы очень устойчивы, с трудом поддаются разработке. Они всегда безводны. Петрографический состав обломочного материала соответствует составу пород, слагающих склоны долины на пути движения ледника.

К внутренней стороне конечно-моренных валов часто примыкают участки, сложенные отложениями приледниковых озер. Поверхность их располагается гипсометрически ниже валов и почти горизонтальна. Размеры таких площадок достигают сотен метров в поперечнике. Со-

I

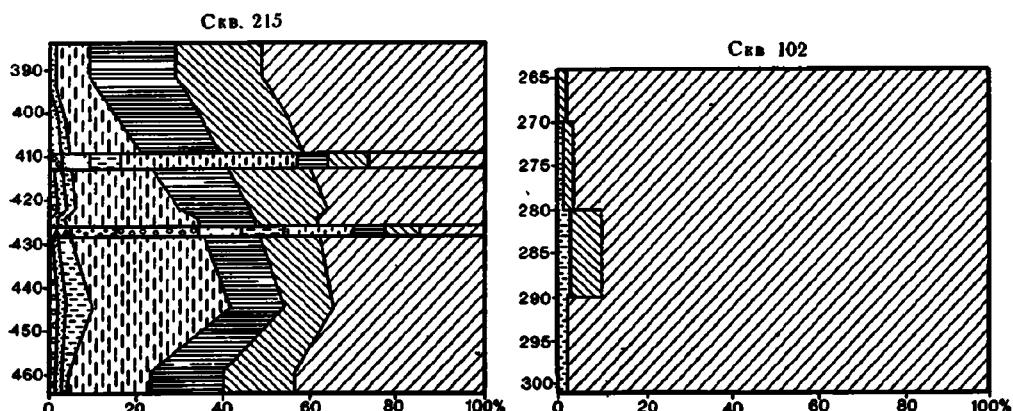
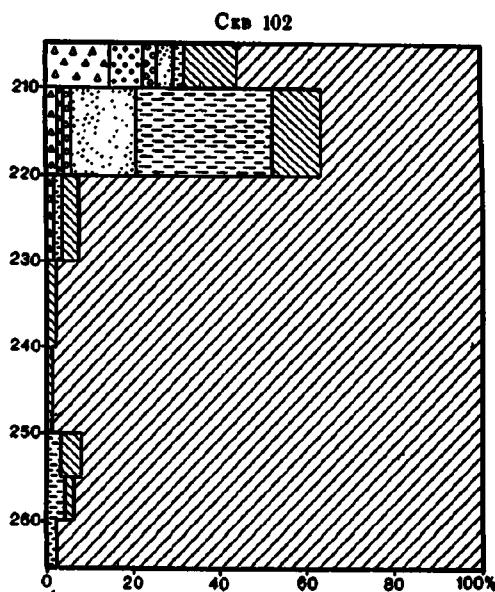
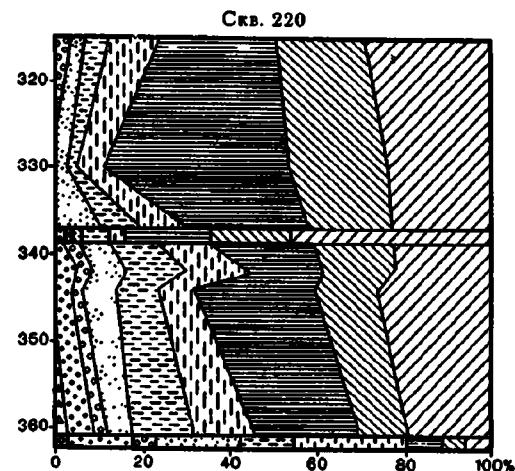
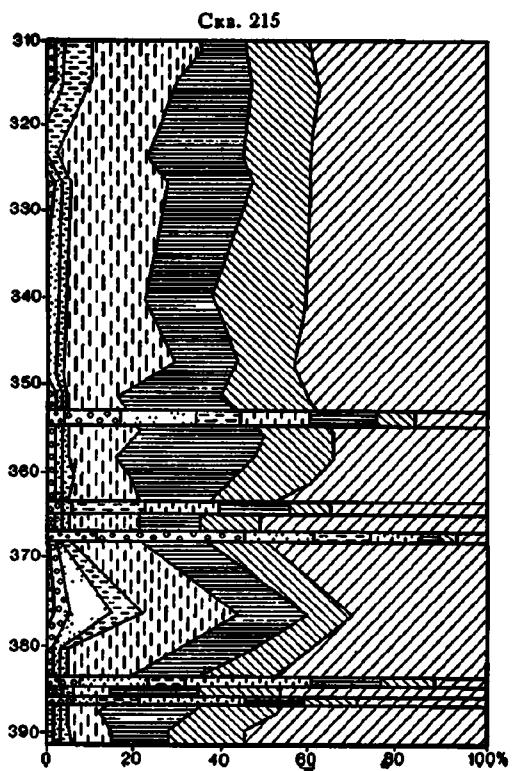
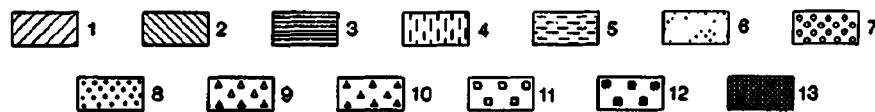
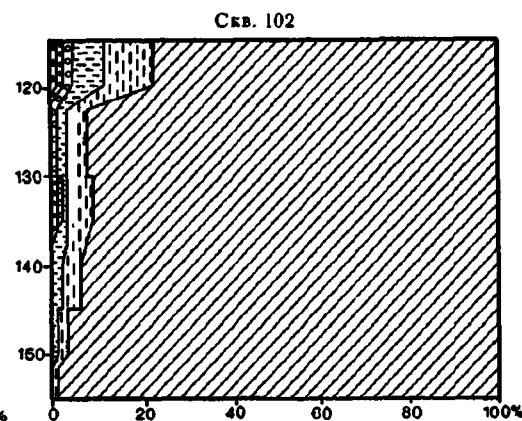
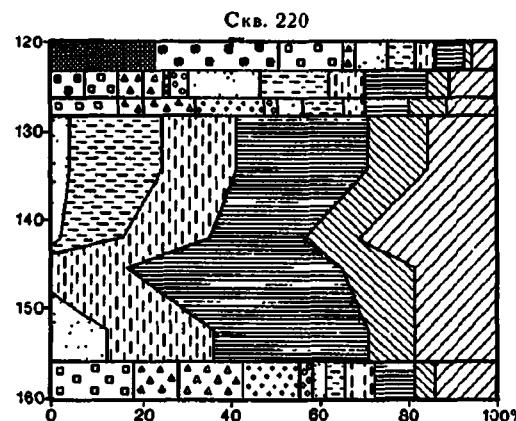
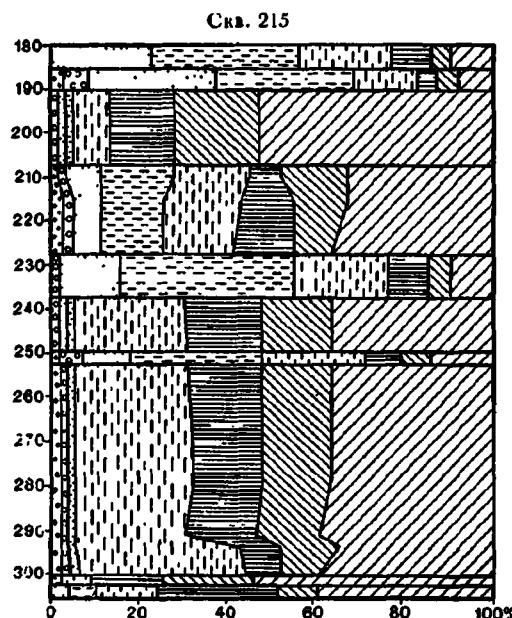


Рис. 10. Характеристика гранулометрического состава некоторых свит кайнозоя Чуйской впадины по отдельным скважинам (по Л. И. Розенбергу). см стр. 48-49.

II



III



I — красногорская свита, II — кошагачская свита, III — туерыкская свита. Глинистая фракция 1 — 0,002—0,005 мм. Алевритовая фракция: 2 — 0,005—0,01 мм; 3 — 0,01—0,05 мм. Песчаная фракция: 4 — 0,05—0,1 мм; 5 — 0,1—0,25 мм; 6 — 0,25—0,5 мм; 7 — 0,5—1 мм; 8 — 1—2 мм. Гравийно-дресвяная фракция: 9 — 2—5 мм; 10 — 5—10 мм; 11 — 10—20 мм. Галечная фракция: 12 — 20—40 мм; 13 — 40—50 мм

став отложений, слагающих эти площадки, близок к составу конечно-моренных отложений, но они часто содержат повышенное количество глинистого материала в цементе, иногда встречаются линзовидные прослои песчано-щебнистого, иесчано-гравийного или песчано-глинистого материала.

Выше по долинам ледниковые отложения представлены боковыми, донными, или основными моренами и валами стадиальных морен. Отличаются они в основном условиями залегания: первые образуют вытянутые вдоль долин валы на склонах, вторые выстилают днища долин, а третья представляют собой неправильной формы валы, перегораживающие долины. Поверхность этих морен неровная, бугристая. В составе их присобладают валуны размером до 2,5 м, в меньшей мере галька. Цементом служит песчано-глинистый материал.



Рис. 11. Схема взаимоотношений четвертичных отложений Горного Алтая (по Л. И. Розенбергу).

1 — аллювиальные отложения Q_{1v} ; 2 — ледниковые отложения Q_{1v} ; 3 — водораздельные и склоновые отложения $Q_{1(?) - 1v}$; 4 — ледниковые отложения $Q_{1(?) - III}$; 5 — озерные отложения $Q_{I - III}$; 6 — аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения $Q_{I - III}$; 7 — перигляциальные лессовидные суглинки $Q_{III(?)}$; 8 — водо-ледниковые отложения $Q_{II - III}$; 9 — палеоген-неогеновые отложения; 10 — палеозойские породы

ное количество песчано-гравийного цемента (долина р. Чулышман ниже устья р. Бобачек), а иногда состоят более чем на 50% из суглинка, включающего неравномерно распределенные в нем валуны и гальку.

Водно-ледниковые отложения среднего — верхнего плейстоцена (флювиогляциальные и озерно-ледниковые) развиты в зоне, непосредственно примыкающей к области развития ледников; часто переслаиваются с моренами, где представлены грубослоистыми песчано-галечными отложениями с прослойками валунов и супесей, а порой неотличимы от морен. Они встречаются по долинам рек Катуни, Чуи, Чулышмана и других, имеют мощность до 40 м. Озерно-ледниковые отложения обычно представлены пачками ленточных супесей мощностью до 40 м (р. Чеган). Коэффициенты фильтрации галечно-гравийных отло-

жений в Джулукульской, Сайгонышской, Сорулукульской и Тархатинской котловинах развиты морены, формирование которых связано с существованием ледников — своеобразных центров оледенения, образовавшихся во впадинах, расположенных на высоте более 2200 м. Эти морены перекрывают впадины слоем, имеющим мощность в десятки метров (полная мощность их определена лишь в Тархатинской впадине и составляет 60—70 м). По периферии впадины окружены дугами боковых морен и сочетаются с различными типами ледниковых отложений. Морены, связанные с покровным или полу-покровным оледенением, распределены по площади неравномерно и представлены либо основными моренами, либо разобщенными грудами валунно-галечного материала.

Морены всех типов обладают крайним неподдержаным составом. Они могут быть сложены валунами размером по 2,5 м, содержащими лишь незначитель-

жений здесь составляют 16—50 м/сут и песков — 8—22 м/сут. Углы естественных откосов 35—43°.

Перигляциальные лессовые суглинки верхнего (?) плейстоцена известны в ряде межгорных впадин Горного Алтая, где встречаются в виде покровов мощностью до 6,5 м. Формирование их может быть связано с переносом мелких частиц холодными массами воздуха и с выносом их талыми водами ледников. К лессовидным образованиям иногда относят также аллювиальные суглинки, слагающие верхние части разрезов надпойменных террас и некоторую часть суглинов склонового комплекса. Однако последние, за редким исключением, не обладают просадочными свойствами и с инженерно-геологической точки зрения должны рассматриваться как обычные глинистые породы.

В. С. Арефьев верхнеплейстоценовые покровные лессовыс породы Горного Алтая по генезису, характеру залегания, распространению и инженерно-геологическим свойствам разделяет на аллювиальные, эолово-делювиально-пролювиальные и делювиально-пролювиально-эоловые. В развитии их участвуют в какой-то мере и другие процессы, однако отмеченные являются ведущими. Аллювиальные суглинки, по его данным, распространены на надпойменных террасах долин в среднем и нижнем течении рек. Мощности их достигают 8 м. Эолово-делювиально-пролювиальные суглинки покрывают склоны и их подножия, где достигают мощности 2—4, реже 8 м. Обычно они более глинистые, чем аллювиальные суглинки, и содержат дресву и щебень, которые здесь составляют до 40% от общей массы породы. Делювиально-пролювиально-эоловые суглинки распространены в межгорных впадинах Горного Алтая (Чуйской, Уйменской, Курайской, Коксинской и других). Они нередко переходят в супеси, менее пластичны, чем другие выделенные разновидности; в периферийных частях впадин обогащаются щебнем и отдельными глыбами местных пород. Мощность суглиновков во впадинах достигает 4,5—6,5 м.

В таблице 4 приводится характеристика гранулометрического состава и физико-механических свойств выделенных генетических разновидностей лессовых пород для некоторых районов и межгорных впадин Горного Алтая. Из этой таблицы видно, что лессовые породы здесь обычно в большей части непросадочны.

Водораздельные и склоновые отложения среднего (?) — верхнего плейстоцена и голоцене во всех горных районах представлены элювиальными, делювиальными, пролювиальными, солифлюкционными, осыпными, обвальными и смешанными типами отложений, покрывающими почти сплошным чехлом склоны гор. Особенностью их является отсутствие сортировки или слабая сортировка обломочного материала. На севере территории, в области развития низкогорного рельефа, они представлены преимущественно суглинками, в центральной части ее — суглинками и супесями с незначительной примесью щебня и глыб, иногда образующих прослой. На юге возрастает роль осыпных и обвальных отложений, сложенных грубообломочным материалом.

Элювиальные и элювиально-делювиальные образования приурочены к плоским водоразделам и верхним частям склонов, где представлены суглинистым материалом с примесью щебня подстилающих пород. Глыбовые россыпи встречаются редко (Терсктинский, Чуйский хребты).

Пролювиальные отложения представлены чаще всего щебнисто-галечными и щебнисто-глыбовыми образованиями, плотно скрепленными суглинистым или супесчаным цементом, слагающим конусы выноса, или вложенными в озерно-аллювиальные или в аллювиальные отложения; мощность их 10—15 м.

Таблица 4

**Характеристика гранулометрического состава и физико-механических свойств лесовых пород Горного Алтая
(по материалам В. С. Арефьева, 1973)**

Места отбора проб	Интервал опробования, м	Гранулометрический состав, %: размер частиц, мм			Естественная влажность, %	Число пластичности	Коэффициент пористости	Коэффициент относительной проницаемости при нагрузке $3 \cdot 10^5$ Па
		>0,05	0,05–0,005	<0,005				
Аллювиальные суглинки террас								
Районы Майминский и Шебалинский	1–8	20 $\frac{10-26}{18}$	20 $\frac{51-68}{60}$	20 $\frac{20-24}{22}$	80 $\frac{22-34}{28}$	80 $\frac{10-16}{14}$	20 $\frac{0,880-1,076}{0,950}$	20 $\frac{0,0001-0,008}{-}$
Эолово-делювиально-пролювиальные суглинки склонов								
Районы Улаганский и Онгудайский	1–4	19 $\frac{12-50}{31}$	19 $\frac{36-66}{51}$	19 $\frac{10-26}{18}$	30 $\frac{13-27}{20}$	30 $\frac{8-16}{14}$	19 $\frac{0,727-0,949}{0,838}$	19 $\frac{0,0001-0,010}{-}$
Делювиально-пролювиально-эоловые суглинки межгорных впадин								
Впадины Чуйская, Курайская, Коксинская, Уйменская	1–4	30 $\frac{20-44}{35}$	30 $\frac{45-54}{50}$	30 $\frac{6-23}{15}$	30 $\frac{5-22}{10}$	30 $\frac{4-11}{9}$	20 $\frac{0,732-1,177}{0,950}$	20 $\frac{0,001-0,026}{-}$

П р и м е ч а н и е. Количество определений минимальные значения показателей — максимальные значения показателей
среднее арифметическое значение показателей.

Гранулометрический состав определен методом ареометра, способ подготовки полудисперсный.

Делювиально-пролювиальные склоновые отложения покрывают склоны почти сплошным чехлом и образуют шлейфы в их основании. Это щебнисто-галечные плохо сортированные накопления, сцементированные суглинками и супесями. Мощность их в зависимости от формы склонов изменяется от нескольких до десятков метров. Коэффициент фильтрации по отдельным определениям составляет 0,1—0,5 м/сут.

Обильные осыпи и обвалы наиболее характерны для южных частей территории. Они имеют вид конусов, поднимающихся до высоты 100—120 м над урезом рек. Их слагают щебень и глыбы, почти не содержащие мелкозема. Встречаются подвижные осыпи. Малоподвижные крупнообломочные осыпи обычно связаны с гранитами, эфузивами, массивными песчаниками, подвижные конусы осыпей — с алевролитами и сланцами.

Солифлюкционные отложения развиты в понижениях рельефа на водораздельных поверхностях и в расширивших верховьях ледниковых долин, где нередко образуют террасовые уступы по склонам. Они представлены суглинистым мелкоземом с щебнем подстилающих пород обычно насыщены водой.

Современные ледниковые отложения развиты по периферии существующих ныне ледников. Они представляют собой небольшие валы или поля морен, расположенных в окончаниях ледниковых языков. По составу они близки древним моренам, отличаясь, быть может, несколько меньшим содержанием глинистого материала.

Аллювиальные отложения голоцена слагают русла рек, их поймы и первую надпойменную террасу. Аллювий представлен валунно-галечным материалом с песчаным заполнителем, поймы и низкие надпойменные террасы часто сложены песками, галечниками и в отдельных случаях суглинками и супесями. В разных высотных поясах аллювиальные отложения имеют специфические особенности. С повышением горного рельефа размер обломочного материала аллювия увеличивается.

В высокогорных частях территории и в пределах горных массивов аллювий представлен главным образом маломощными русловыми фациями, состоящими из грубых галечников, валунов и гравелистых песков. При выходе долин в межгорные впадины или в понижения предгорной части территории аллювий дифференцируется на русловую, пойменную и старичную фации. Русловые и террасовые отложения имеют преимущественно грубый состав. Они представлены галечниками и валунами, песками, значительно реже суглинками и супесями. В пойменных отложениях роль суглинков, супесей и мелкозернистых, преимущественно глинистых, песков значительно возрастает, они могут доминировать в русле. Мощность современного аллювия достигает 30 м.

Гидрогеологические условия

Гидрогеологические условия Горного Алтая изучены пока слабо. Они характеризуются развитием трещинных подземных вод зоны выветривания пород палеозоя, зон разломов в них, карстовых пустот, пластовых напорных вод мезокайнозойских отложений межгорных впадин, грунтовых, преимущественно аллювиальных вод и верховодки четвертичных отложений. По глубинным разломам имеют место выходы термальных радионовых вод (Белокуриха).

Мощность обводненной зоны трещиноватых пород палеозоя Горного Алтая колеблется в пределах 50—100 м и реже достигает 150 м. Удель-

ные дебиты вод палеозойских пород не превышают 0,02—0,5 л/с и лишь в закарстованных известняках повышаются до 13 л/с. В гранитных массивах они в отдельных случаях достигают 2,3 л/с. Дебиты родников весьма различны и колеблются от десятых долей л/с в песчано-глинистых толщах до 200, реже 600 л/с в закарстованных известняках. В зонах смятий и разрывов в отдельных случаях дебит увеличивается до 3000 л/с. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-натриевый. Минерализация колеблется от сотых долей до 0,53 г/л, реже до 0,86 г/л.

В межгорных впадинах Горного Алтая подземные воды приурочены к песчаным и галечным прослойям среди глинистых пород. Воды напорные, удельные дебиты их достигают 1,1 л/с. Напор вод до 250 м. Состав вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый и гидрокарбонатный сульфатно-натриевый («Гидрогеология СССР», т. 17, 1972).

Грунтовые воды современных аллювиальных отложений образуют мощные потоки. На поймах и у тыловых швов низких террас они нередко выходят на поверхность и заболачивают их.

Ниже приводятся некоторые региопальные особенности характера формирования, распространения и режима подземных вод Горного Алтая, на которые следует обратить особое внимание при ниженерно-геологическом изучении территории. К ним относятся следующие.

1. Сильная расчлененность рельефа и вызванная каледонской и герцинской складчатостью дислоцированность и метаморфизация горных пород, особенно интенсивно проявившиеся в породах протерозоя и нижнего палеозоя (по ордовик включительно).

2. Приуроченность ультрапресных и пресных трещинных вод, обычно безнапорных, к зоне активного водообмена.

3. Очень слабая фильтрация зоны выветривания трещиноватых пород пизов нижнего кембрия, практически относящихся к водоупору.

4. Значительные дебиты источников из известняков силура, достигающие 200—500 л/с.

5. Резкое увеличение дебитов источников в девонских терригенных породах в зоне смятий и разломов, достигающих 20—3000 л/с., при обычном их дебите не превышающем 1,3—5 л/с.

6. Весьма слабая водопроницаемость глинистых сланцев нижнего палеозоя. Увеличение количества источников и их дебитов на тектонически ослабленных участках.

7. Незначительные дебиты источников ордовикских отложений, связанных с трещиноватой зоной выветривания песчаников и известняков, значительное увеличение его на участках, подверженных воздействию тектонических нарушений.

8. Малая водообильность пород зоны трещиноватости верхнего протерозоя (песчано-глинистых и эфузивных разностей).

9. Слабая обводненность выветрелой трещиноватой зоны в изверженных кислых породах, мощностью не превышающей 30—50 м.

10. Приуроченность в отдельных случаях радиевых термальных вод ($27-42^{\circ}$) напорного характера к тектоническим нарушениям в пермских гранитах (на севере близ с. Белокуриха и на юге в верховьях р. Джулулы, в бассейне р. Джасатер).

11. Стабильность расходов подземных вод, связанных с глубинными разломами.

12. Непостоянство режимов источников, связанных с выветрелой трещиноватой зоной.

13. Водообильность горизонтов верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений в районе Горно-Алтайска и уменьшение ее

от центра к периферии речных долин вместе с уменьшением фракций обломочного материала с изменением коэффициента фильтрации при этом от 10—18 до 3—4 м/сут.

14. Напорность подземных вод межгорных впадин и увеличение минерализации вод с глубиной.

15. Широкое развитие в зоне многолетнемерзлых пород надмерзлотных и подмерзлотных вод, в единичных случаях минерализованных.

Говоря об инженерно-геологическом значении палеозойских трещинных вод Горного Алтая, надо отметить, что они сильно затрудняют проходку горных выработок при разведке и эксплуатации полезных ископаемых, примером чему может служить значительный приток подземных вод, осложняющих разработку Акташского ртутного месторождения. Источники этих вод нередко сильно заболачивают склоны.

С выходами подземных вод на поверхность по склонам связано распространение оплывий и оползней делювия по коренным породам, известных в бассейне Чарыса и других местах. С трещинными водами также связано развитие карстовых полостей в карбонатных породах.

Подземные воды, приуроченные к мезозойским и раннекайнозойским отложениям межгорных впадин Горного Алтая, будут оказывать существенное влияние на проходку глубоких котлованов, карьеров и подземных горных выработок. Значительная величина их напоров может вызывать оплывание стеник котлованов и подземных горных выработок, выпучивание и прорыв дна котлованов, проходимых в глинистой кровле водоносных горизонтов. С водами четвертичных отложений связано заболачивание и смещение делювия по склонам.

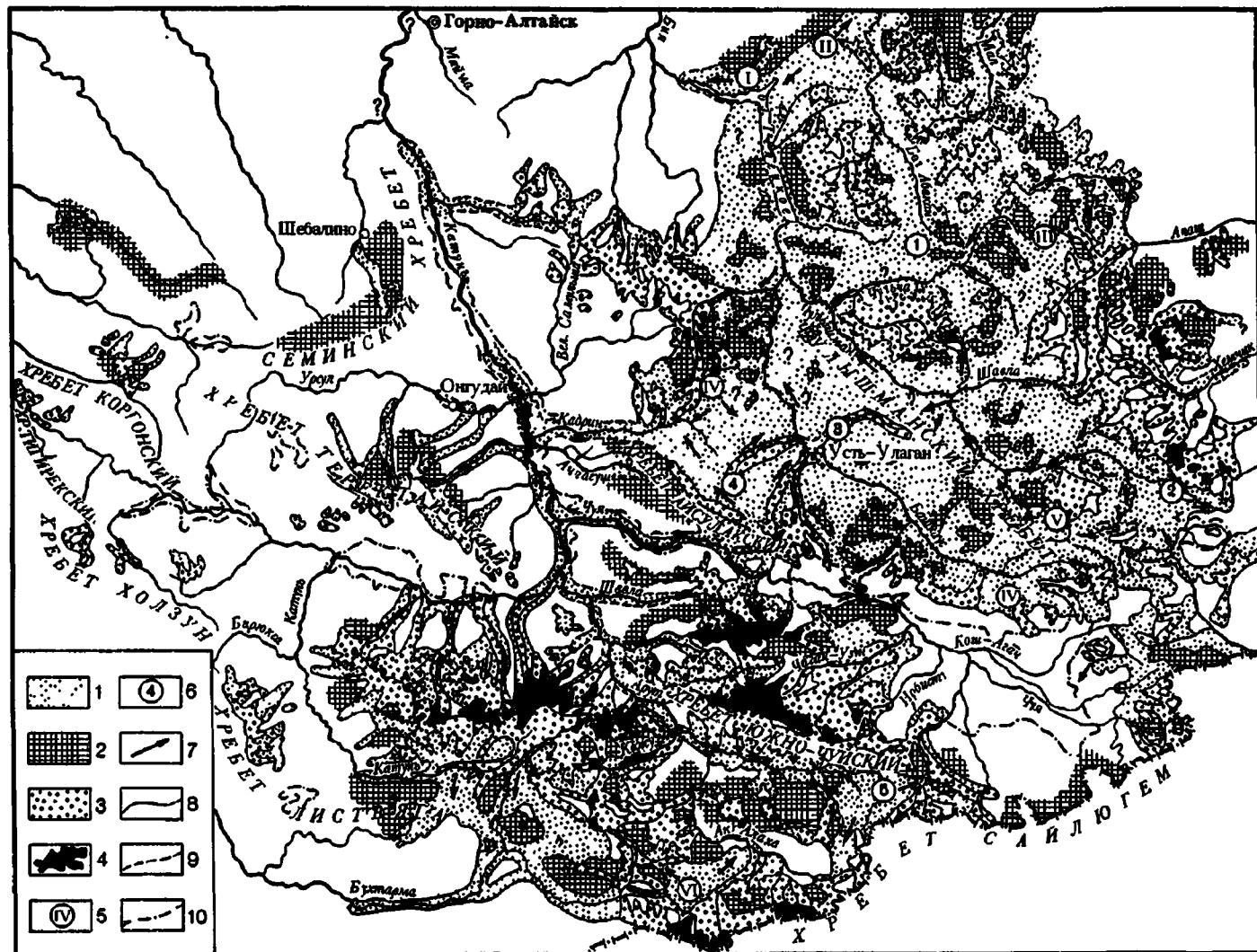
Агрессивность подземных вод по отношению к бетону в Горном Алтае и в других регионах II порядка в региональном плане и по сезонно пока не изучалась. Имеются лишь единичные определения ее по различным объектам применительно к наземному строительству, в основном для верховодки и грунтовых вод.

Верховодка в связи с переменным ее режимом, различными условиями развития и питания, существенно меняет свой химизм, а вместе с тем и степень агрессивности к бетону в течение года. То же надо сказать и о грунтовых водах, поскольку они в значительной мере питаются верховодкой. Поэтому привести какие-то общие данные по агрессивности для этих вод не представляется возможным без специальных исследований. Исследования ее должны производиться в каждом конкретном случае строительства согласно требованиям соответствующих строительных норм и правил по проектированию (СН 262-67).

Современные геологические процессы и явления

Современные экзогенные процессы и явления в Горном Алтае связаны с врезом долин рек, вызываемым в первую очередь непрекращающимися восходящими движениями Горного Алтая, его оледенением и континентальностью климата. Современный континентальный климат определяет сравнительно высокое положение снеговой линии Горного Алтая и размеры современного оледенения (рис. 12). Площадь современного оледенения Горного Алтая, по данным М. В. Тронова (1949), составляет 980,7 км², а число ледников — 1330 (Душкин, Ревякин, 1972). Баланс большинства ледников Горного Алтая отрицательный. Наблюдается исчезновение отдельных малых ледников, изменение их типов, дробление крупных ледников на более мелкие. Вблизи ледников

Рис. 12. Схема распространения оледенений в Горном Алтае в четвертичное время (по О. А. Раковец и Г. А. Шмидт, 1963):
 1 — площади распространения льда в эпоху максимального оледенения (среднечетвертичное время); 2 — площади распространения фирна и пассивного льда в эпоху максимального оледенения; 3 — площади распространения льда в эпоху постмаксимального оледенения (верхнечетвертичное время); 4 — площади, занятые современным ледниками; 5 — местные центры оледенения на плоских водоразделах: I — Ойерский, II — Албасский, III — Иерихольский, IV — Джундукский, V — Каракемский, VI — Укокский; 6 — ледоемы: Сайгонышский (1), Джулукульский (2), Улаганский (3), Сорулукульский (4), Тархатинский (5); 7 — направление движения льда в эпоху максимального оледенения; 8 — границы оледенений, достоверные; 9 — то же, предполагаемые; 10 — граница максимального распространения озерных бассейнов



обычно наблюдается несколько моренных гряд. По числу морен фиксируется до шести стадий отступания современных ледников.

Задерживающиеся на склонах гор снежные массы влияют на их морфологию, так как под снегом обычно развиваются процессы нивации с образованием ниш и небольших углублений. На оголенных крутых склонах формируются коллювиально-солифлюкционные отложения, среди которых нередко встречаются каменные россыпи — скопления грубообломочного материала языкообразной формы шириной до 500 м. С поверхности эти россыпи сложены крупнообломочным материалом, ниже гравийно-мелкоземистым с включением отдельных обломков.

На пологих склонах гольцов в высокогорье и среднегорье формируются нивальные и делювиально-солифлюкционные отложения. На плоских поверхностях гольцовых массивов морозное выветривание приводит к образованию каменных россыпей, состоящих из глыб, форма и размер которых зависят от состава подстилающих их пород. Здесь же формируются каменные многоугольники и нагорные террасы. По склонам развиваются курумы. В пределах альпийского рельефа развиваются кары и каровые лестницы. У подножия крутых стенок каров под влиянием морозного выветривания формируются щебнисто-глыбовые отложения с примесью валунов и моренного суглинка (Ивановский, 1965).

Большую роль в формировании склонов имеет деятельность небольших временных линейных потоков и плоскостной смыв, значение которых усиливается во время сильных дождей и таяния снега. Смываемый материал откладывается у подножия склонов в виде конусов выноса, которые часто, слившись между собой, образуют сплошной пролювиальный шлейф. Развитие склонов в значительной мере зависит от наличия или отсутствия террас, которые нередко служат местными базисами эрозии временных потоков. Иногда, при соответствующих условиях, временные потоки принимают характер селей.

Склоновые гравитационные процессы развиваются в основном при подрезке склонов и выветривании пород. Это обвалы, оползни, оплывины, осьпи, солифлюкция и другие (Занин, 1961). Интенсивность склоновых процессов зависит от состава слагающих их пород, крутизны склонов и их экспозиции. Сланцевые осьпи более пологи и скорее зарастают, чем крупноглыбовые обвалы.

Развитие оползней наблюдается на площадях распространения тянистых палеогеновых и неогеновых отложений вдоль северного борта Чуйской котловины. Они также встречаются по обводненным склонам, покрытым осьпями выветрелых глинистых сланцев палеозоя в верховьях Чарыша на подрезаемых рекой склонах.

В северных предгорьях Горного Алтая в лессовых породах на беретовых склонах нередко образуются промоины, овраги и у молодых деревьев — воронки и пещеры лесового псевдокарста. Рост воронок достигает в длину 2 м и в ширину 0,5 м. Активизация их связана с распашкой склонов (Климонтов, 1972).

Широким развитием в Горном Алтае пользуется карст в карбонатных породах. Наиболее распространенной поверхностью формой карста являются открытые пещеры и воронки округлой, эллипсоидной, грушевидной и искривленной формы. Диаметр карстовых воронок достигает 200 м, глубина — 100 м, а длина пещер — нескольких десятков метров. На Горном Алтае известно более 200 пещер. Мощные источники карстового типа встречаются в бассейнах рек Чарыша, Кадрина, Большого Яломана, Эликмопара и в других местах (Максимович, Костарев, 1971 и др.).

В восточных районах Горного Алтая, где развита многолетняя мерзлота, на плоских поверхностях озерных равнин встречаются торфяные бугры, термокарстовые воронки и впадины, а иногда и озера, например оз. Джулукуль (Малолетко, 1970).

В связи с аридизацией климата в голоцене заметно усилились процессы дефляции и на пониженных участках — засоление пород. Надо отметить, что в распространении современных геологических процессов и явлений в пределах Горного Алтая наблюдается вертикальная зональность, связанная с изменением его климата с высотой (Трепетцов, 1972).

* * *

Из приведенного инженерно-геологического описания Горно-Алтайского региона нетрудно заметить, что размещение, строительство и эксплуатация инженерных сооружений здесь осложняются характером крутосклонного высокогорного рельефа, наличием ледников и островной многолетней мерзлоты, подвижных курумов, обвалов, снежных лавин, карста, реже оползней, а в предгорьях и межгорных впадинах — наличием просадочных лессовых пород и, кроме того, сейсмичностью территории до 6—8 баллов. Подземные горные работы затрудняются наличием больших притоков подземных вод, особенно в районах развития карста в карбонатных породах и глубинных разломов. Развитие карста также осложнит гидротехническое строительство. Наиболее удобными для освоения под строительство здесь являются межгорные впадины, плоскогорья и речные террасы. Последние хорошо развиты лишь по долинам рек в предгорьях, реже в низкогорье, а в горной части встречаются небольшими фрагментами в виде останцов, сохранившихся от размыва.

ГЛАВА 5

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САЛАИРСКОГО РЕГИОНА

Салаирский регион в административном отношении располагается своей западной частью в Алтайском крае и восточной в Кемеровской области. Регион имеет полиметаллические и бокситовые месторождения, золотоносные россыпи и строительные материалы. Его западные пологие предгорья заняты сельскохозяйственными угодьями. Из крупных населенных пунктов следует отметить Гурьевск и районные центры Урск и Салаир, население которых заметно растет в связи с освоением рудных богатств кряжа. С промышленными районами — Кузбассом, Алтайским краем, Томской и Новосибирской областями — Салаирский кряж связан железной дорогой и рядом автомагистралей.

Салаирский регион в геоморфологическом отношении представляет собой кряж, дугообразно вытянутый в северо-западном направлении, обращенный выпуклостью на северо-восток. Северная оконечность его круто поворачивает на юго-запад, погружается в районе г. Камень-на-Оби под чехол Западно-Сибирской плиты и граничит на севере с Ко-ливань-Томской зоной. Эта часть кряжа известна под названием Каменского Присалаирья. На северо-востоке Салаир граничит с Кузнецким прогибом, на юге — с Неня-Чумышской впадиной, а на юго-западе ограничен долиной р. Чумыша. Длина кряжа около 300 км (в северо-

восточном направлении) и ширина 100 км. Северо-восточный склон Салаира крутой, юго-западный пологий. Рельеф кряжа характеризуется как слабо всхолмленный размытый ценоплан, слаженный покровом лесовых пород. Лишь в южной части его выделяется ряд небольших холмистых возвышенностей и гряд, сложенных устойчивыми к выветриванию породами. Гряды достигают 618 м абсолютной высоты, при обычной высоте кряжа до 400—500 м.

По геоморфологическим особенностям А. М. Малолетко (1972) подразделяет Салаирский кряж на Салаирское плоскогорье, Чумышское (Юго-Западное) Присалаирье и Каменское Присалаирье (рис.13). К Салаирскому плоскогорью отнесена возвышенная часть кряжа, вытянутая в северо-западном направлении. Поверхность его на юге имеет абсолютную высоту 400—600 м, снижающуюся к северу до 300—500 м. На юге кряжа выделяются отдельные холмы и гряды, сложенные устойчивыми к выветриванию породами. Наибольшие из них гора Кивда (618 м). Относительное превышение их достигает 250 м. Поверхность кряжа расчленена рядом небольших речек и балок, придающих рельефу эрозионный характер. Водораздел из-за асимметрии склонов кряжа сдвинут к востоку. К Чумышскому и Каменскому Присалаирью плоскогорье Салаира плавно снижается. На нем здесь заметны слабо выраженные ступени шириной 3—4 км, которые, возможно, являются следами тектонического поднятия кряжа (Вдовин, 1965).

Чумышское Присалаирье в значительной мере располагается в пределах Присалаирской мульды и характеризуется пологонаклоненной на юго-запад слаборасчлененной эрозией поверхностью, развитой на терцинских породах, более спокойной, чем на плоскогорье.

Южнее р. Сунгая, там, где развиты каледониды, рельеф приобретает более резкие черты. Обнажения здесь встречаются лишь по долинам рек. Эрозионные останцы встречаются реже. Абсолютные высоты поверхности рельефа находятся в пределах 250—300 м.

Каменское Присалаирье по характеру рельефа близко к Чумышскому Присалаирю. Абсолютная его высота колеблется в пределах 200—300 м. Лишь отдельные эрозионные останцы достигают высоты 313—317 м. Они служат водоразделом небольших рек, стекающих на север и запад. По долинам рек передко встречаются овраги в лесовых породах.

Юго-западный склон Салаира дренируют реки Бердь, Аламбай, Сунгай, Тогул, Кара-Чумыш и другие, впадающие в р. Чумыш, протекающую у подошвы юго-западного склона Салаира. Северо-восточный

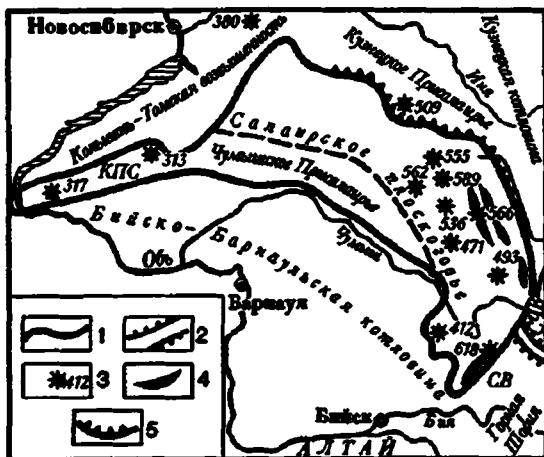


Рис. 13. Схема геоморфологического районирования Салаира (по В. В. Вдовину, А. М. Малолетко. «История...», 1969):
1 — граница Салаира; 2 — Сары-Чумышский вал; 3—4 — отдельные монадноки; 5 — уступ Тыргай. Буквами обозначены: СВ — Солтонская впадина; СЧВ — Сары-Чумышская (Кондомская) впадина; КПС — Каменское Присалаирье

склон кряжа дренирует р. Иня. Каменское Присалаирье дренируют реки Иня (одноименная с вышеотмеченной), Верхний и Нижний Сузун, Боровлянка и др.

Уклоны речных долин довольно значительны. Смыг горных пород превышает интенсивность выветривания, водотоки врезаются в коренные породы, русла рек устойчивы. Днища долин сложены крупнообломочным материалом. На участках пересечения речными долинами различных геологических структур и горных пород повышенной прочности образуются пороги. Весенний подъем уровня рек составляет в маловодные годы 1—3 м и в многоводные — 2—5 м. Годовая амплитуда уровней в среднем 4—6 м.

Первые ледовые явления на реках наблюдаются 20—30 октября. Самая ранняя дата ледостава 21 октября, средняя — 10—16 ноября и самая поздняя — 15 декабря. От первой даты ледовых явлений до поздней даты ледостава проходит 53 дня. Характерно ежегодное образование заторов льда по всем долинам рек. Сплошному ледовому покрову обычно предшествует образование заберегов и небольшой ледоход.

В пределах Салаирского кряжа развиты оподзоленные черноземы, почвы черневой тайги и интразональные. Оподзоленные черноземы узкой полосой развиты на юго-западном склоне Салаира. Почвы черневой тайги представлены серыми лесными и дерново-глубокооподзоленными. Серые лесные почвы, сменяющие оподзоленные черноземы, занимают более высокие отметки кряжа. Из интразональных почв наиболее распространены дерново-подзолистые почвы боровых лощин, террас и луговые.

В предгорьях Салаира развита степная растительность с березовыми колками, приуроченными к просадочным блюдцам. Выше, до абсолютной отметки примерно 200 м, распространены березово-осиновые леса и еще выше — черневая тайга с редким кедром, на полянах развито высокотравье.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

В тектоническом отношении Салаирский кряж представляет собой крупный мегантиклиниорий, внутри которого имеется ряд крупных антиклинальных и синклинальных складок, осложненных разрывами и перемещениями блокового характера. Восточное крыло Салаира крутое, а западное более пологое и осложнено Присалаирской и Маслянинской мульдами, погружающимися под мезокайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты. На северо-западе Салаир граничит с Колывань-Томской зоной, где образует Караканский и Иковский выступы и отделен от нее входящим в эту зону Горловским прогибом. На северо-востоке кряж граничит с Кузнецким прогибом, отделенным от него сбросом Тырганом, четко выраженным в рельефе. На юге Салаир отделяется от Горного Алтая Неня-Чумышским грабеном (рис. 14).

По данным В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой (1961), основные структуры Салаира были созданы каледонской складчатостью на породах протерозоя, составляющими первый структурный этаж. К концу силурийского времени он уже был превращен в складчатую зону сложного глыбового строения, сложенную породами кембрия, ордовика и силура, составляющими второй структурный этаж. К этому же времени в пределах Салаира обособились Тягунский горст, Горновская грабен-синклиналь, Шалапско-Уксунский горст и Ельцовская синклиналь. Позже, в девонский и каменноугольный периоды, в результате герцинской

складчатости на Салаире сформировался третий структурный этаж, породы которого ложат несогласно на каледонских. Герцицкие породы заполняют наложенные юго-западную (Маслянинскую), Присалаирскую (Хмелевскую) впадины (мульды) и Верхнебердскую синклиналь. Эти структуры образовались, видимо, под воздействием формирования Колывань-Томской складчатой зоны в девоне.

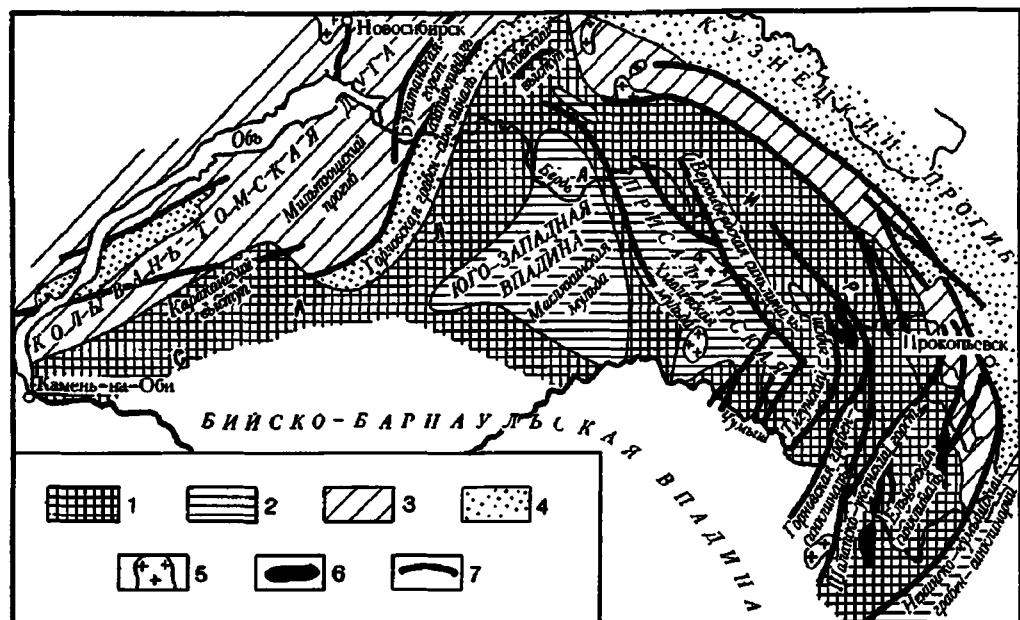


Рис. 14. Схема палеозойских тектонических структур Салаира (по В. В. Вдовину и А. М. Малолетко, «История...», 1969):
 1 — каледонские и более древние структуры; 2 — раннегерцинские платформенные (наложенные) структуры; 3 — раннегерцинские геосинклинальные структуры; 4 — позднегерцинские структуры (краевые прогибы); 5 — кислые интрузии; 6 — гипербазиты; 7 — главные разломы

Салаир слагают отложения от верхнего протерозоя до девона, которые показаны на прилагаемом сводном разрезе (рис. 15). В верхнем протерозое они представлены известняками с микрекварцитами и эфузивами, составляющими метаморфическую карбонатную формацию мощностью более 1500 м (кивдинская свита), в нижней половине нижнего кембрия — породами спилито-кератофировой формации мощностью до 2500 м (золотоуховская свита) и в верхней половине нижнего кембрия — отложениями карбонатной формации мощностью 1900 м (луковская и листвянская свиты).

В среднем и верхнем кембрии на Салаире формировались лагунно-морские осадки метаморфической цестроцветной порфиритовой формации (преобладают средние и основные эфузивы) мощностью 3000 м (бирюлинская и ариничевская свиты), сменившиеся отложениями верхнекембрийской карбонатной формации мощностью 450 м (толсточихинская свита), позднее метаморфизованными. В ордовике в условиях подъема страны формировались отложения метаморфической флишоидной формации мощностью 2300 м (колтыкская и урская свиты).

Начало нижнего силура озименовалось формированием осадков терригенно-карбонатной формации мощностью около 1600 м (юрганская свита). Далее на протяжении всего силура, нижнего и начала среднего девона формировались осадки карбонатной формации общей

Система и подсистемы	Ярус	Качество горных веществ	Индекс	Мощность м. м.	Святы и характеристики пороф		Типы формаций	
					Породы	Породы		
Ордовикская	Девонскан	Силурийский	Архангельский	1000-1250	байкальский и тургунский	$C_1 t, V$	тайбинская свита; конгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки	терригенная
					нижний	$D_3 + f_1$	мамоноовская серия; темно-серые органические алевролиты, известняки	
					верхний	$D_2 gV$	акарачинские, кернегешикские и сафоновские слои; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы	
					нижний	$D_2 e$	салавиркинские, шандимские и мамонтовские слои; известняки, песчаники, органические известняки	
					средний	D_1	тюменские и малобачатские слои; известняки	
					верхний	$S_2 Id$	томскозаводская свита; известняки, песчаники	
					нижний	$S_3 + S_4 M$	сухая свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, (последние преобладают в верхней половине свиты)	
					верхний	Qm	брюнанская свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы, туфы	
					нижний	$C_3 t$	полысточихинская свита; известняки	
					средний	$C_2 Qf$	проточеская свита; конгломераты, песчаники, известняки, эфузивы, туфы	
Кембрийская	Ленской	Средний	Верхний	1250	$E_1 b_2$	западно-шебекинский и калачинский	западно-шебекинская свита; серые эфузивы, туфы, конгломераты, песчаники, органические известняки	метаморфическая трансформация
					$E_2 Qf$	алданский	западно-шебекинская свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы, туфы, частично пестроэфузивные	
					$E_1 ls$	алданский	шебекинская свита; конгломераты, известняки и глинистые слои	
					$E_1 lc$	алданский	шебекинская свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы, туфы, частично пестроэфузивные	
					$S_1 + t'$	алданский	западно-шебекинская свита; эфузивы керногиро-сланцевого ряда в их туфы, конгломераты, песчаники, органические известняки с аргиллитами	
Гидротектонический				1500			западно-шебекинская свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы, туфы, частично пестроэфузивные	метаморфическая трансформация
							западно-шебекинская свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы, туфы, частично пестроэфузивные	
				2500			западно-шебекинская свита; эфузивы керногиро-сланцевого ряда в их туфы, конгломераты, песчаники, органические известняки с аргиллитами	метаморфическая трансформация
							западно-шебекинская свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы, туфы, частично пестроэфузивные	
				1500			западно-шебекинская свита; конгломераты, песчаники, органические известняки, эфузивы, туфы, частично пестроэфузивные	метаморфическая трансформация



Рис. 15. Сводный геолого-литологический разрез палеозойских отложений Саланнского кряжа (по В. Д. Фомичеву и Л. Э. Алексеевой):
 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — известняки; 6 — известняки с микрокварцитами; 7 — эфузивы кислого и основного состава и их туфы; 8 — эфузивы среднего состава и их туфы; 9 — эфузивы среднего состава

мощностью около 2000 м (верхи юрманской, сухая, томскозаводская свиты, крековские, малобочатские, салаиркинские, шандинские и мамонтовские слои).

После завершения каледонской складчатости, создавшей второй структурный этаж Салаира, в его наложенных мульдах — Присалаирской, Юго-Западной и Верхнебердской синклиналях — формировались раннегерцинские платформенные живетские прибрежно-морские отложения эфузивно-осадочной формации (преобладают кислые эфузивы) мощностью до 1250 м (акарачкинские, керлегешкские и сафоновские слои), начинаяющие третий, герцинский, структурный этаж Салаира. В конце девона — начале карбона в условиях мелкого моря сформировались отложения терригенной формации мощностью до 1000 м (мамоновская и пайвинская серии), которыми заканчивается разрез палеозоя на Салаире.

Каледонские и герцинские породы на Салаире прорваны породами интрузивной формации раннекембрийского (кислые интрузии), среднекембрийского (основные интрузии), додевонского и девонского (основные и кислые интрузии), каменноугольного и пермского (гранитоиды) возрастов. Последние образовали наиболее крупные массивы площадью до 125 км². Все эти интрузии приурочены к глубинным разломам, сопровождающим различные фазы складчатостей Салаира.

Физико-механическая характеристика горных пород палеозойских формаций Салаира близка к таковой характеристике одноименных и одновозрастных формаций Катунской, Талицкой и Ануйско-Чуйской структурно-фацальных зон Горного Алтая, описанных выше, поэтому во избежание повторений она здесь не приводится.

Мезокайнозойские отложения на Салаире представлены континентальными осадками юры, мела, палеогена, неогена и антропогена. В триасе Салаир был приподнят, и осадки этого времени на нем не обнаружены. Юрские отложения известны по периферии Салаира с Колывань-Томской зоной и Кузнецким прогибом, где представлены осадками молассовой формации (конгломератами и песчаниками).

В нижнемеловое время на Салаире формировалась кора выветривания на породах палеозоя — карбонатных, метаморфических и интрузивных. «Карманы» выветривания местами достигают мощности 140 м. В карбонатных породах формировались карстовые пустоты. В датское время во впадинах, окружавших Салаир, и карстовых пустотах формировались делювиальные глины и пески, галечники, песчаники, алевриты, сидериты пестроцветной формации мощностью до 120 м (ненинская свита). Реже встречаются подобные озерно-аллювиальные глины.

Палеоценовые и эоценовые осадки Салаира представлены бокситоносными глинами с линзами песков и галечников пестроцветной формации. Они встречаются в карстовых воронках Салаира и в Присалаирской депрессии (Вагановское месторождение бокситов), где достигают мощности от нескольких до 120 м. Осадки олигоцена встречены в юго-западном Присалаирье (у с. Смазнево), где представлены опять же разноцветными глинами пестроцветной формации мощностью до 32 м с прослоями галечников.

Отложения неогена на Салаире представлены континентальными делювиальными породами соленосной формации (бурлинская серия) — гипсоносными глинами с прослоями песков и галечников общей мощностью до 10 м. Эти осадки развиты в верховьях рек Берди, Ура и Суенги, на правобережье Чумыша, на водоразделах Чумыша, Яма, Шалапа и в Каменском Присалаирье. Обычно они залегают на склонах речных долин и заполняют неровности карстового рельефа.

В конце неогена — начале плейстоцена на Салаире при общем похолодании климата накапливались делювиально-аллювиальные отложения мощностью до 25 м (аналоги кочковской свиты Приобья), представленные глинами с прослойями песков и галечников. Они заполняли древние речные долины и другие понижения рельефа и не имеют сплошного распространения (Вдовин, «История...», 1969). Низы этой свиты, представленные аллювиальными песками, приуроченными к погребенным долинам рек, отнесены А. М. Малолетко (1972) к барнаульской толще. Физико-механические свойства отложений этой свиты здесь не изучены, но по сходству условий формирования должны быть близки к таковым, распространенным и изученным в Колывань-Томском регионе (см. гл. 7).

В нижнем плейстоцене в Юго-Западном Присалаирье формировались субаэральные лессовые породы, сложенные суглинками, супесями и, значительно реже, глиниами общей мощностью до 12 м (аналог краснодубровской свиты Приобья). В конце нижнего — начале среднего плейстоцена, совпавших с тобольским межледником на севере, на Салаире формировались в депрессиях и по долинам прарек осадки монастырской свиты, представленные аллювиальными песками и галечниками, с прослойкой мощностью до 25 м, врезанные в осадки аналогов кочковской и краснодубровской свит.

В конце среднего плейстоцена во время казанцевского межледника были заложены долины рек Салаира и формировались отложения наиболее древней V (бийской) надпойменной террасы р. Чумыша высотой 50—60 м, сложенной песчано-глинистыми породами. Мощность ее аллювия достигает 64 м. На водоразделах продолжали накапливаться покровные лессовые образования, местами просадочные, мощностью до 30 м, выделенные А. М. Малолетко в чумышскую свиту (аналог среднечетвертичных осадков краснодубровской свиты Приобья).

В верхнем плейстоцене по долине Чумыша сформировались четыре надпойменные террасы. IV террасу (смоленскую) высотой 40—42 м слагают в основном пески мощностью до 55 м, вскрытые скважиной в 8 км от пос. Тальменки (за пределами Салаира), сопоставленные с осадками зыряновской ледниковой эпохи на севере. III террасу высотой 25—27 м слагают пески, образовавшиеся в эпоху каргинского межледника. II терраса высотой 15—17 м сложена песками мощностью до 24 м с прослойками иловатых глин (у сел Усть-Калманки и Залесово, в долине р. Татарки у с. Воскресенского и в других местах). На ряде мелких рек Салаира она является наиболее древней. I терраса высотой 8—11 м наиболее широко распространена. Состав ее преимущественно суглинистый, реже песчаный. Формирование I и II надпойменных террас проходило в условиях сартанской ледниковой эпохи (Вдовин, 1969). С поверхности отложения IV, III и II террас покрыты лессовыми покровными отложениями мощностью до 6 м. В понижениях на террасах сформировался торф.

На водоразделах и склонах в верхнем плейстоцене на Салаире продолжали формироваться субаэральные лессовые покровные породы с гумусированными прослойками, следующими параллельно поверхности склонов. Эти же осадки обычно заполняют древние овраги. Характеристика гранулометрического состава и физико-механических свойств лессовых пород приводится в табл. 5, из которой видно, что среди покровных лессовых пород Салаира встречаются как непросадочные, так и просадочные их разности.

Отложения голоценена на Салаире представлены по долинам рек аллювиальными осадками пойм, преимущественно суглинистыми, реже

Таблица 5

**Характеристика гранулометрического состава и физико-механических свойств лессовых пород Салайрского кряжа
(по материалам В. С. Арефьева, 1973)**

Интервал опробования, м	Естественная влажность, %	Число пластичности	Объемная масса скелета, г/см ³	Коэффициент пористости	Гранулометрический состав, %: размер частиц, мм			Коэффициент относительной просадочности при нагрузке 3·10 ⁶ Па
					<0,05	0,05—0,005	<0,005	

Населенные пункты: Тогучин, Аламбай, Пещерка, Хмелевка, Маслянино

1—10	50 $\frac{15-30}{22}$	80 $\frac{10-16}{13}$	50 $\frac{1,38-1,63}{1,45}$	50 $\frac{0,677-1,170}{0,849}$	100 $\frac{6-30}{13}$	100 $\frac{51-73}{60}$	100 $\frac{17-33}{27}$	30 $\frac{0,0001-0,045}{-}$
------	-----------------------	-----------------------	-----------------------------	--------------------------------	-----------------------	------------------------	------------------------	-----------------------------

Административные районы: Ельцовский, Целинный, Тогульский, Кытмановский, Сорокинский, Залесовский

1—10	8—26 18	223 $\frac{5-20}{13}$	169 $\frac{1,3-1,66}{1,42}$	169 $\frac{0,700-1,150}{0,934}$	10 $\frac{8-32}{18}$	10 $\frac{53-87}{64}$	10 $\frac{14-26}{18}$	132 $\frac{0,003-0,156}{-}$
------	------------	-----------------------	-----------------------------	---------------------------------	----------------------	-----------------------	-----------------------	-----------------------------

Примечание: Количество определений — минимальные значения показателей — максимальные значения показателей.
среднее арифметическое значение показателей

Гранулометрический состав определен методом ареометра, способ подготовки полудисперсный.

песчаными, озерными и озерно-болотными общкой мощностью до 15 м. Отложения озер-стариц и болот представлены типичными старичными иловатыми суглиниками и торфом. На водоразделах и склонах в голоцене продолжается формирование покровной толщи субаэральных лесовых пород.

Гидрогеологические условия

Среди подземных вод Салайра наиболее развиты и изучены воды, приуроченные к осадочным породам палеозоя. Они характеризуются как трещинные, трещинно-карстовые, связанные в основном с трещиноватой зоной выветривания, мощность которой колеблется в пределах 30—180 м. По данным О. В. Постниковой («Гидрогеология СССР», 1972), удельные дебиты водопунктов здесь колеблются от 0,01 до 30 л/с, а источников — от нескольких десятых литра до 120 л/с. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые. Минерализация их 0,2—0,9, иногда до 4,4 г/л.

Воды мезокайнозойских отложений на Салайре развиты меньше и не изучены. Они приурочены к песчаным прослойям пород среди глинистых, в толщах юры, мела, палеогена, неогена и обычно обладают напором.

Подземные воды, приуроченные к зоне трещиноватости гранитоидов, достигающей мощности 30—75 м, характеризуются удельными дебитами воды из скважин до 0,5 л/с и дебитами родников — от 0,05 до 0,6 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые, минерализация 0,4—0,8 г/л.

В четвертичных отложениях подземные воды встречаются в песчано-галечных прослойях Кочковской и монастырской свит по долинам рек в отложениях террас и в покровных лесовых породах, где водообильность их весьма пестрая. В последних они образуют горизонт грунтовых вод, обнаруживаемый на глубине 0,5—5,0 м от поверхности, реже глубже. Местами в покровных лесовых породах спорадически встречается верховодка на глубинах от 1 до 3—4 м. Летом она обычно исчезает. Дебиты ее незначительные и составляют десятки литров в секунду.

С выходом подземных вод на поверхность связано развитие небольших оплывин и оползней, заболачивание склонов. Подземные воды обводняют шахты и другие подземные выработки, особенно в карстовых областях, что порой сильно затрудняет разработку месторождений полезных ископаемых. В бортах карьеров, сложенных глинистыми породами, у выходов подземных вод на поверхность обычно образуются оплывины и оползни. На железных дорогах, при смачивании откосов выемок и основания земляного полотна, возникают оплывины, пучины, просадки, балластные корыта и выплески, осложняющие эксплуатацию. Аналогичные явления (кроме балластных корыт и выплесков) развиваются и на земляном полотне шоссейных дорог.

Современные геологические процессы и явления

Современные экзогенные геологические процессы и явления на Салайре тесно связаны с восходящими новейшими движениями. С подъемом Салайра в голоцене связано формирование отложений двухступенчатой поймы (низкой 2—3 м и высокой до 8 м) в долинах рек, осушение озер у северо-восточного подножия кряжа, врезание реч в современные пойменные отложения, размыв берегов и смешение Оби на меридиональном участке к западу со скоростью до 3,5 м/год, сопровождаемые об-

валами и редко оползнями береговых склонов, а также переотложение аллювия. Широко распространены на Салаире овраги, растущие со скоростью до 500 м за 20 лет, супфозионные воронки и пещеры и просадочные блюдца в лессовых породах. В старицах и понижениях пойм и в балках наблюдается формирование маломощных залежей торфа. В Присалаирье, где осадков выпадает значительно меньше, чем на Салаире, наблюдается засоление почв.

В карбонатных породах Салаира, от верхнепротерозойских до среднедевонских включительно, развит карст. Наиболее закарстованы более чистые разности карбонатных пород — мраморизованные нижнекембрийские известняки (гавриловская свита) с маломощными прослоями песчаников и глинистых сланцев и наименее — среднедевонские карбонатные породы, обогащенные глинистым материалом. Карстовые полости — воронки и значительно реже пещеры — приурочены к зонам трещиноватости и kontaktам со слабопроницаемыми породами (глинистыми сланцами). Они встречаются до глубины 480 м. Древние полости, образовавшиеся в меловое и олигоценовое время, выполнены продуктами коры выветривания. К ним нередко приурочены месторождения бокситов и оgneупорных глин.

Наиболее распространены воронки круглой, эллипсоидной и неправильной формы. Длина их по оси достигает 200 м, реже более. В вертикальном разрезе они имеют блюдцеобразную, конусообразную и колодцеобразную формы. Из наиболее крупных открытых пещер следует отметить Гавриловскую, расположенную на 30 м выше уровня водотока. Высота ее достигает 20 м и ширина 4 м.

Дебит источников в закарстованных породах колеблется от 1—5, до 16 л/с, удельные дебиты воды из скважин в среднем 2—6 л/с. Воды пресные гидрокарбонатные калиевые с минерализацией до 1 г/л, жесткость около 15°. При проходке подземных горных выработок в закарстованных породах наблюдается значительный приток воды в них, осложняющий работу.

Провалы инженерных сооружений в карстовые воронки на Салаире не известны. Однако возможность их появления не исключается, что надо иметь в виду при инженерно-геологических исследованиях в процессе изысканий. При исследованиях для гидротехнического строительства особое внимание здесь должно быть уделено выявлению возможностей фильтрации воды из проектируемых водохранилищ по карстовым полостям.

Наиболее подробное описание карста на отдельных участках Салаира имеется в работах Ю. А. Кузнецова, П. М. Большакова (1938, 1944, 1961), В. П. Некорошева (1949), К. В. Радугина (1961), Т. М. Питтера (1962) и других исследователей.

* * *

Строительство на Салаире развивается главным образом на водоразделах и редко на террасах речных долин. На поймах располагаются обычно лишь железные и шоссейные дороги, которые нередко деформируются, особенно после паводков, вследствие слабой уплотненности суглинистых пород и торфяных прослоев, слагающих пойму.

На водоразделах и надпойменных террасах строительство и эксплуатация инженерных сооружений осложняются развитием покровных лессовых пород, местами просадочных, ростом на склонах оврагов и промоин, особенно в степной части, и сейсмичностью территории до 6—

8 баллов. Проходка выработок в закарстованных карбонатных породах может быть затруднена из-за возможного обильного притока воды. Развитие карста также осложняет гидротехническое строительство.

ГЛАВА 6 ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КУЗНЕЦКОГО РЕГИОНА

Кузнецкий регион в морфологическом отношении представляет собой котловину, вытянутую в северо-западном направлении на протяжении 335 км и достигающую ширину около 80 км. Площадь его — 26 700 км². На севере он граничит с Колывань-Томской зоной, отделенной Томским надвигом, на востоке — с горными сооружениями Кузнецкого Алатау, на юге — с сооружениями Горной Шории, а на западе — с Салаирским регионом, отделенным от Кузнецкого тектоническим уступом — Тырганом (рис. 16). По запасам угля Кузнецкий бассейн является важным и интенсивно осваивается. На территории его широко развивается строительство различных горнопромышленных предприятий, городов, поселков и других объектов. Особенно быстро растут города Кемерово, Ленинск-Кузнецкий, Белово, Прокопьевск, Осинники и Новокузнецк.

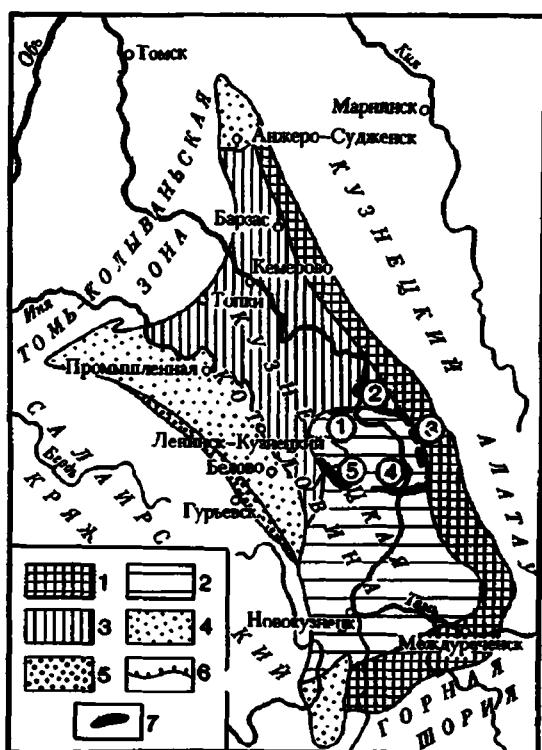


Рис. 16. Схема геоморфологического районирования Кузнецкой котловины (по Файннеру, «История»..., 1969):

- 1 — низкогорный рельеф; 2 — холмисто-увалистый рельеф; 3 — слаборасчлененная аккумулятивно-денудационная равнина; 4 — плоско-волнистая слаборасчлененная аккумулятивная равнина; 5 — холмисто-грядовая эрозионно-тектоническая равнина; 6 — четко выраженный в рельефе уступ Салаирского кряжа — Тырган; 7 — горы Мелрафировской подковы, цифры в кругах обозначают Тарадановский увал (1), Салтымаковский хребет (2), Кайлотские горы (3), Абинские горы (4), Караканский хребет (5).

Кузнецкая котловина представляет собой холмисто-увалистую эрозионную равнину с абсолютными отметками 250—450 м, полого понижающуюся к северо-западу, рассеченную густой сетью долин и балок с глубиной вреза до 100 м. Формы рельефа обычно тесно связаны с устойчивостью пород к выветриванию, залегающих близ поверхности. По ландшафту бассейн делится на таежную — южную часть и лесостепную — северную. На востоке в котловину врезаются узкая гряда Караканских гор, Тарадановский и Салтымаковский увалы, повышающиеся с запада на восток до абсолютных отметок 440—594 м.

Ю. Б. Файннер (1967) в пределах Кузнецкой котловины выделил пять морфогенетических категорий рельефа (см. рис. 16). Эти категории рельефа Кузнецкой котловины объединяются им в три крупных структурно-гео-

морфологических района: 1) южный с низкогорным и холмисто-увалистым рельефом; 2) северный с рельефом слаборасчлененной аккумулятивной равниной; 3) Присалаирский с холмисто-грядовым эрозионно-тектоническим и пологоволнистым аккумулятивным рельефом. Для Присалаирья Кузбасса характерны горельшики, или горелые породы, образовавшиеся в результате существовавших некогда здесь подземных угольных пожаров, которые обожгли и сплавили породы кровли угольных пластов, что придало им устойчивость к выветриванию.

Основные дренирующие реки Кузбасса — Томь, стекающая с гор Кузнецкого Алатау, на юге ее левые притоки — реки Кондома и Мрас-Су, на севере — правый приток Чумыша р. Иня (см. рис. 16). Долина Томи типичная наложенная, т. е. она сечет все породы без всякой связи с тектоникой и литологией. Ширина ее достигает 8 км. В верхнем течении реки развита глубинная эрозия, благодаря которой в русле наблюдаются выходы коренных пород. Долина Томи характеризуется прекрасно выраженными надпойменными террасами. Иня — основная река Присалаирского района Кузбасса, и ее наиболее крупные притоки (Ур, Бочат, Касьма и Тарсыма) типичные равнинные реки, находящиеся в стадии поздней зрелости. В их долинах хорошо выделяются пойма и надпойменные террасы.

Гидрологический режим рек характеризуется годовой амплитудой колебания от 2 до 7 м, зависящей от величины паводка, образующегося главным образом за счет весеннего снеготаяния. Длительность паводка определяется водностью года и колеблется от 2 до 4 месяцев. Замерзание рек приходится обычно на первую декаду ноября, а вскрытие — на последнюю декаду апреля. При ледоходе часто образуются заторы, вызывающие местами временные поднятия уровня воды в реках.

Почвенный покров Кузбасса представлен главным образом вышеуказанными оподзоленными, реже — средними и тучными черноземами, покрытыми разнотравной степной растительностью и, реже, на возвышенных участках — лесостепной. Западнее г. Ленинска-Кузнецкого у Салаирского кряжа развиты луговые солончаки. Лишь на юге Кузбасса и по периферии его развиты дерново-подзолистые почвы, покрощие березово-осиновым лесом. По долинам рек распространены аллювиально-луговые почвы, местами заболоченные.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Кузнецкий бассейн в системе Алтае-Саянской горно-складчатой системы представляет собой передовой поперечный прогиб, заложенный в девоне, устойчиво погружавшийся вплоть до конца юрского периода. Погружение прогиба происходило отдельными блоками.

Современный контур Кузнецкого прогиба определился в результате поднятия окружающих его горных сооружений и резкого сжатия отложений бассейна, в результате чего по периферии бассейна наблюдается более интенсивная дислоцированность пород, чем в центральной его части. Эти особенности тектонического строения Кузбасса определили основные черты инженерно-геологической характеристики пород: различную степень метаморфизма, прочности, трещиноватости пород и характер залегания их в центральной части и на периферии бассейна. Согласно схеме тектоники Кузбасса, составленной

О. Г. Корсаком в 1965 г. по генетическим и морфологическим особенностям складчатости, в нем выделяются 5 тектонических зон (рис. 17): 1) Присалайрская, 2) Приколывань-Томская, 3) Центральная, 4) Восточная Приалатаусская и Пригорношорская, 5) зона складок наложенных и унаследованных.

Прогиб выполняют в основном отложения верхнего палеозоя, составляющие третий структурный этаж, прорванные триасовыми базальтами и трахидолеритами на востоке Кузбасса. Меньше развиты породы мезокайнозоя, составляющие четвертый, пятый и шестой структурные этажи.

На породах терригенной формации нижнего карбона, покрывающих девонский фундамент прогиба, залегают породы угленосной формации, сложенные отложениями прибрежных морских лагун карбона и нижней перми, составляющими балахонскую серию, и озерно-болотными отложениями верхней перми, составляющими кольчугинскую серию (рис. 18). Под влиянием герцинской и последующих складчатых движений они превратились в аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты с прослоями каменных углей, антрацита, а иногда мергелей.

Различные сочетания этих пород слагают сверху вниз ерунавковскую, ильинскую и кузнецкую свиты кольчугинской серии и верхне-нижнебалахонскую и острогскую свиты балахонской серии. Общая мощность этих отложений около 6,4 км.

В соответствии с различной обстановкой накопления угленосных отложений и прочность их, характеризующаяся времененным сопротивлением сжатию, различна, что хорошо иллюстрирует табл. 6, из которой видно, что породы балахонской серии обладают значительно большим сопротивлением сжатию.

Рис. 17. Схема тектонического строения Кузнецкого прогиба (по Корсаку, 1965): 1 — граница Кузнецкого прогиба; 2 — границы тектонических зон и подзон прогиба; 3 — граница Мелафировой подковы. Цифры в кружках обозначают основные зоны и подзоны: Присалайрская зона (1): а — подзона линейных складок, б — подзона брахискладок; Приколывань-Томская зона (2): в — подзона линейных складок, г — подзона брахискладок; Центральная зона (3): д — подзона брахискладок, е — подзона линейных складок; Восточная Приалатаусская и Пригорношорская зона (4); зона складок наложенных и унаследованных (5)

тивлением, чем породы кольчугинской серии. Так же нетрудно заметить из таблицы, что временное сопротивление пород сжатию при выветривании сильно уменьшается. К этому надо добавить, что на склонах аргиллиты при выветривании превращаются в глину со щебнем и при смачивании водой образуют оплывины, а иногда и оползни.

Временное сопротивление сжатию пород угленосной формации Кузбасса также в значительной степени зависит от принадлежности их к той или иной тектонической зоне, что связано с различной интенсивностью их напряженности (см. рис. 18).

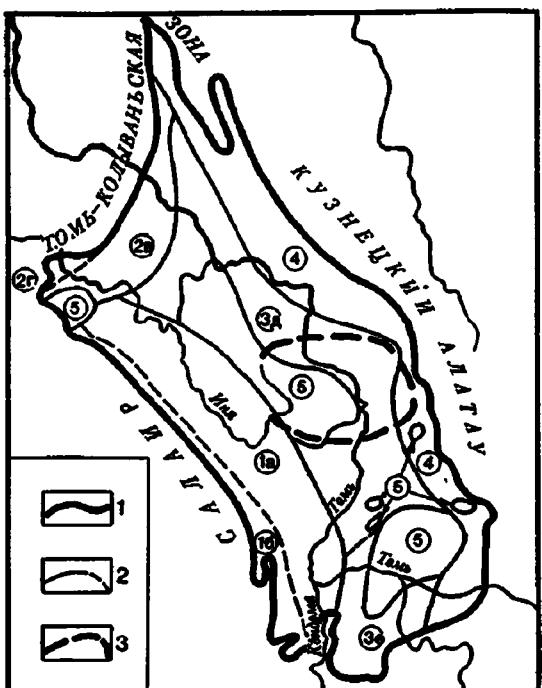


Таблица 6

Временное сопротивление сжатию пород угленосной формации Кузбасса, 10^5 Па
(по В. Е. Ольховатенко, 1973)

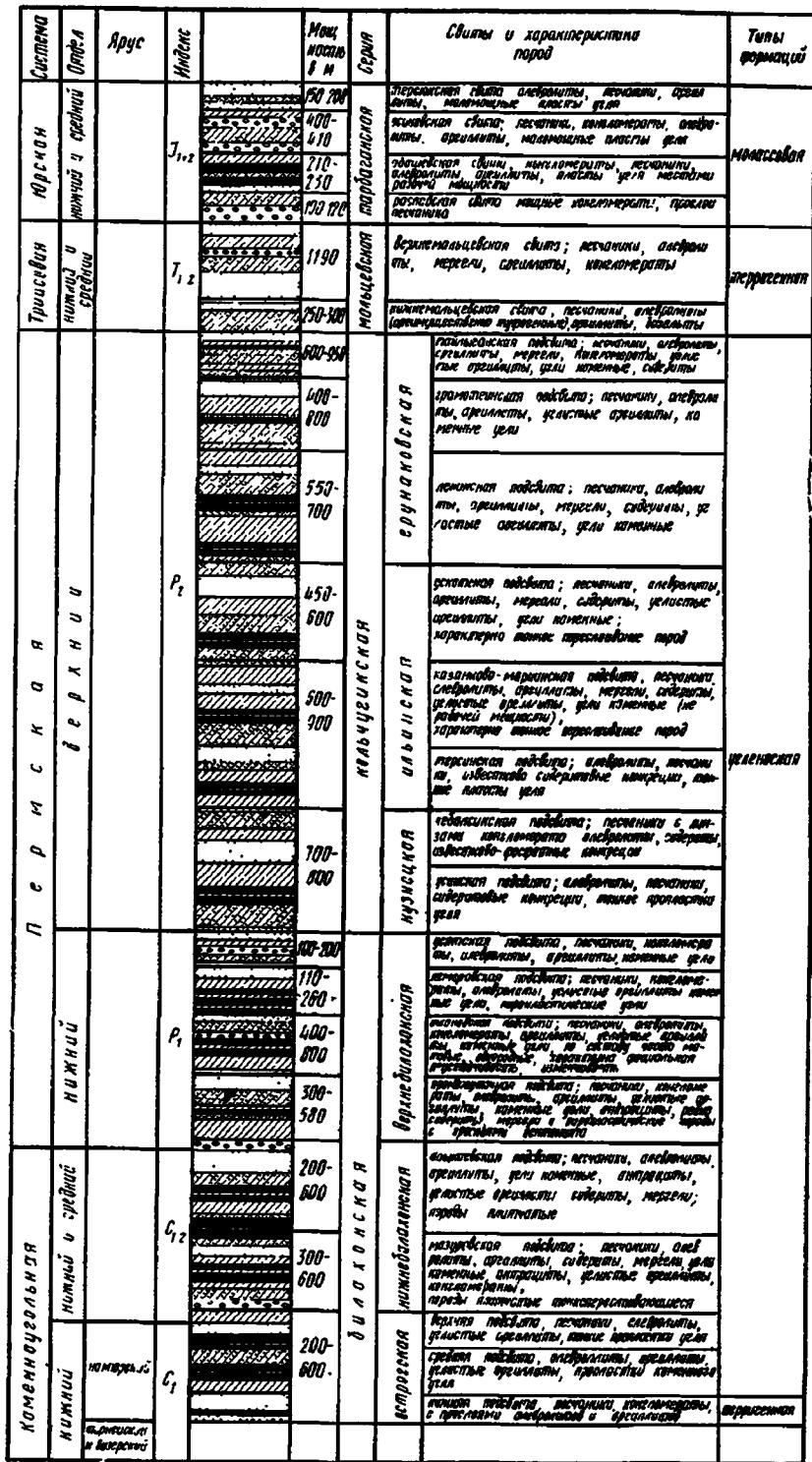
Название пород	Породы балахонской серии		Породы кольчугинской серии	
	невыветрелые	выветрелые	невыветрелые	выветрелые
Песчаники	57—1325	14—590	230—753	37—234
Алевролиты	34—1000	26—334	253—314	40—187
Аргиллиты	70—447	—	84—254	15—115
Углистые аргиллиты	58—157	—	—	—
Мергели	—	—	244—343	—
Конгломераты	—	—	672	—

В. Е. Ольховатенко установлено, что связь между физико-механическими свойствами и глубиной залегания пород кольчугинской и балахонской серий, распространенных в различных геотектонических зонах и находящихся на разных стадиях эпигенеза, является очень слабой или отсутствует. Исключение составляют горные породы, распространенные в Пригорношорской полосе бассейна, характеризующиеся пологим залеганием ($5\text{--}20^\circ$) горных пород, претерпевших наименьшие изменения в ходе тектонического развития. Для песчаников и алевролитов кольчугинской и балахонской серий этой зоны установлено закономерное возрастание с глубиной средних значений объемной массы от $2,40$ до $2,51$ г/см³, временного сопротивления сжатию от $200 \cdot 10^5$ до $650 \cdot 10^5$ Па, сцепления от $20 \cdot 10^5$ до $120 \cdot 10^5$ Па и уменьшение пористости от 10 до 4 %. Изучение закономерностей изменчивости физико-механических свойств горных пород вдоль области сиоса показало, что для пород кольчугинской серии наблюдается закономерное увеличение объемной массы от $2,30$ до $2,50$ г/см³, временного сопротивления сжатию от $50 \cdot 10^5$ до $750 \cdot 10^5$ Па и сцепления от $25 \cdot 10^5$ до $100 \cdot 10^5$ Па в направлении с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении наблюдается закономерное скачкообразное уменьшение пористости от 18 до 10 % и влажности от 4,8 до 2,4 %. Изменение плотности пород не подчиняется какой-либо закономерности.

Для отложений балахонской серии установлено закономерное скачкообразное увеличение прочностных показателей пород в направлении с северо-запада на юго-восток. Среднее значение временного сопротивления сжатию алевролитов и песчаников в указанном направлении увеличивается от $250 \cdot 10^5$ до $1000 \cdot 10^5$ Па, сцепления от $25 \cdot 10^5$ до $275 \cdot 10^5$ Па; влажность же уменьшается от 3,0 до 1,0 %, пористость — от 12 до 4 %.

Все породы угленосной формации в различной степени рассланцованны, трещиноваты, слабо метаморфизованы и при подрезке их на склонах и в бортах угольных карьеров быстро выветриваются, образуя осыпи, наиболее обильные при наклоне слоев пород параллельно бортам карьеров. Особенно быстро выветриваются и осыпаются прослой углей.

Угленосные отложения бассейна разбиты густой сетью трещин, из которой отчетливо выделяются две генетические группы. Одна из них возникла в связи с растяжением отложений в процессе их уплотнения и колебательных движений земной коры, а другая — в связи со скалывающими напряжениями, образовавшимися при сжатии толщины отложений под воздействием герцинских и последующих движений.



1 2 3 4 5

Рис. 18. Сводный геолого-литологический разрез отложений Кузнецкого прогиба (по С. Г. Гореловой):

1 — песчаник; 2 — аргиллит; 3 — алевролит; 4 — конгломерат;
5 — уголь

С трещиноватостью связано возникновение ряда мелких разрывов в зонах крутых изгибов слоев пород при разрядке внутривластовых напряжений в процессе проходки горных выработок. Следует также отметить, что мелкие наиболее интенсивные разрывы возникают в ядрах антиклиналей и синклиналей. Эта закономерность может быть использована при инженерно-геологических прогнозах устойчивости горных выработок. При прогнозах устойчивости горных выработок также необходимо учитывать угол встречи направления выработок с трещиноватостью, возможность раскрытия трещин при производстве горных работ (взрывов, скорости проходки) и другие факторы.

Прорывающие отложения палеозоя Кузбасса базальты и трахи-долериты эфузивной формации триаса встречаются в виде силлов на Салтымаковском и Тарадановском увалах и других отрогах Кузнецкого Алатау. Сопротивление сжатию этих пород превышает $1200 \cdot 10^5$ Па. Они стойки к выветриванию, образуют в рельефе хребты, гребни и скалистые выступы, составляющие известную в Кузбассе «мелапирровую подкову» (см. рис. 16).

На пермских угленосных отложениях местами залегают породы терригенної формации, представленные континентальными отложениями триаса. Их слагают полускальные туфогенные аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты, составляющие мальцевскую серию мощностью до 1540 м. Временное сопротивление сжатию песчаников этой толщи колеблется в пределах $18 \cdot 10^5$ — $165 \cdot 10^5$ Па, алевролитов — $40 \cdot 10^5$ — $180 \cdot 10^5$ Па и аргиллитов — $6 \cdot 10^5$ — $155 \cdot 10^5$ Па.

В северной и южной частях Кузнецкого прогиба в наложенных мульдах залегают юрские породы молассовой формации. Они представлены озерно-болотными отложениями, сложенными полускальными песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и конгломератами с прослойями бурых углей, составляющими тарбагансскую серию мощностью до 960 м. Цемент песчаников и конгломератов глинистый, вследствие чего они очень быстро выветриваются и на склонах образуют суглинисто-щебнистые осыпи с галькой из конгломератов. Нередко в глинистых породах конгломератовой свиты встречаются оползни, образующиеся при смачивании глинистых пород на склонах подземными водами.

На палеозойских породах Кузбасса на отдельных участках, сохранившихся от размыва, в депрессиях встречаются отложения мела. Они прослежены на севере — в Анжерском угленосном районе, на восточной его окраине — в Тугановском грабене, на западе — в Присалайской впадине и на юге — в Кондомском прогибе. Их слагают континентальные озерные и речные отложения пестроцветной формации (илекская, кийская, симоновская свиты), представленные краснобурыми и пестроцветными алевролитами и каолиновыми глинами с прослойями серых песчаников. Общая мощность отложений мела достигает 115 м. Эти породы находятся в начальной стадии днагенеза. На склонах и в карьерах при смачивании они образуют оползни и оплывины (Трепетцов, 1972).

К пестроцветной формации также относятся нерасчлененные мел-палеогеновые отложения, достигающие мощности 12 м, встречающиеся отдельными пятнами на водоразделах и в древних депрессиях, на правобережье Северной Уньги, в нижнем течении р. Абашевой и других местах.

Отложения палеогена представлены опять же образованиями пестроцветной формации — континентальными озерно-аллювиальными, слагающими новомихайловскую свиту мощностью до 100 м. Они встре-

чены в Инском заливе, в Доронинской впадине, в Осинниковском, Ботатском, Крапивинском и Анжерском районах, а также в Присалаирской впадине. В разрезе свиты преобладают пестроцветные глины и лишь низы его слагают пески с линзами гравия и галечников, прослойями лигнитов и бурого угля.

Нерасчлененные отложения пеогена сложены пестроцветными озерно-болотно-аллювиальными глинами с кварцевой галькой, развитыми на окраинах Кузбасса в Инском заливе, в Анжерском и Плотниковском районах, а также в Присалаирской депрессии. Мощность их достигает 20 м.

Отложения верхнего плиоцена, в нижней его части озерно-аллювиальные, подстилают толщу четвертичных пород, заполняющих Присалаирскую депрессию, и встречены в Инском заливе. Их слагают в основном тяжелые тонкодисперсные глины. Мощность глин достигает 40 м. Содержание в них глинистой фракции составляет 60%, пылеватой (0,005—0,05 мм) — 36,5%. Глинистая фракция характеризуется преобладанием монтмориллонита. В обломочной части преобладают кварц (46—80%) и полевой шпат (27—10%). Эти глины очень похожи на глины кочковской свиты Приобья.

Венчают верхнеплиоценовый разрез покровные пестроцветные глины с галькой мощностью до 5 м, развитые в Присалаирской депрессии и Анжерском районе в основании разреза четвертичных отложений. Они перекрыты остатками коры выветривания, размытой временными потоками, представленной колотыми галечниками общей мощностью до 3,5 м. Как правило, они залегают на отметках 246—265 м на поверхности водоразделов и поверхностей выравнивания (Файннер, «История...», 1969).

Четвертичные отложения развиты в Кузбассе повсеместно. Мощность их колеблется от 40—100 м на западе до 5—20 м на востоке. В разрезе их Ю. Б. Файннер («Геология месторождений...», 1969) выделяет покровные отложения междуречий (водоразделов, их склонов и древних долин стока) и аллювиальные отложения комплекса речных террас.

Покровные отложения водоразделов и их склонов делятся на нижне-среднеплейстоценовые и верхнеплейстоценово-голоценовые. К нижне-среднеплейстоценовым покровным отложениям относятся суглинистые и лесовые породы с погребенными прослойками почв. Они покрывают все более древние отложения, нивелируя рельеф. Мощность их достигает 15 м. В Анжерском районе эти отложения залегают на коре выветривания, имеют серо-зеленую окраску и известны под названием тайгинских покровных глин. В них преобладает тонкодисперсный материал (82—99% фракции менее 0,01 мм). Из глинистых минералов преобладает смесь гидрослюды и каолина. Мощность их достигает 26 м.

Верхнеплейстоценово-голоценовые покровные отложения представлены лесовыми породами. Они развиты почти повсеместно и отсутствуют лишь на низких террасах, в логах и на крутых склонах водоразделов. В степной части Кузбасса они обычно просадочны до глубины 5—7 м, реже несколько более, а в таежной части деградированы и непросадочны. Общая мощность покровных верхнеплейстоценово-голоценовых лесовых пород на водоразделах колеблется в пределах от 2—3 до 6 м, на склонах достигает 20 м и в древних оврагах — 30 м. В основании водораздельных склонов близ скалистых пород они обогащены щебнем. Граница их с более поздними четвертичными отложениями местами условная, местами четко и хорошо отбивается

по появлению столбчатой отдельности в них и увеличению карбонатности.

По данным Ф. П. Ницкитова, многочисленные анализы гранулометрического состава покровных лессовых пород показали различное, но всегда высокое содержание фракции пыли (56—84%), меньше (13—35%) глинистых частиц и совсем малое песка (1—8, редко 12—15%). Пылеватый состав снижает вязкость, пластичность и гидростойкость этих пород. Неоднороден и минералогический состав их. Частицы пыли и песка существенно представлены кварцем и полевым шпатом. Содержание других минералов в этих фракциях не превышает 8—10%. В отдельных участках и горизонтах песчано-пылеватые частицы покрыты корочкой углекислого кальция, лимонита или глины. Многие минеральные зерна, особенно полевого шпата и роговой обманки, глубоко изменены выветриванием. Глинистые частицы, как правило, представлены каолинитом, гидрослюдами, бейделлитом, реже монтмориллонитом. Таким образом, покровные лессовые породы Кузбасса по составу относятся к пылеватым суглинкам и супесям с преобладанием кварц-полевошпатовых частиц пыли. Отмеченный состав, наряду с рыхлым сложением и развитой макропористостью, обусловливает невысокую устойчивость в откосах данных пород и их легкую размываемость водой.

Основные показатели физико-механических свойств верхней просадочной (до 5—7 м и более) и нижней непросадочной частей покровных лессовых пород приведены в табл. 7, из которой видно, что показатели объемной массы, пористости и естественной влажности нижней части лессовых пород заметно больше, а коэффициент просадочности меньше, чем эти же показатели для вышележащей толщи. Это подтверждает просадочность верхней толщи.

Таблица 7

Основные показатели физико-механических свойств покровных лессовых пород Кузбасса (по Ф. П. Ницкитову, 1973)

Глубина отбора монолитов, м	Объемная масса, г/см ³ *	Пористость, %	Коэффициент пористости	Естественная влажность, %	Степень влажности	Число пластичности	Угол внутреннего трения и сцепление, 10 ³ Па	Коэффициент просадочности при нагрузке 3·10 ³ Па	Количество определений
-----------------------------	-------------------------------------	---------------	------------------------	---------------------------	-------------------	--------------------	---	---	------------------------

Лессовые породы первого горизонта

2—8	1,55—1,87	40—54	0,67—1,17	14—26	0,43—0,90	7—19	17—26°	0—0,09	45
							0,1—0,5		

Лессовые породы второго горизонта

5—10	1,68—1,87	42—49	0,72—0,97	17—35	0,6—1,0	9—18	10—22°	0—0,02	32
							0—0,4		

На отмеченных покровных лессовых породах построены многочисленные промышленные и жилые здания городов и других населенных пунктов Кузбасса. Просадочные свойства их подробно описаны в работах Ю. М. Абелева (1934, 1935), М. И. Кучина (1962, 1964), Ф. П. Ницкитова (1968), Э. Г. Рудченко (1964) и других исследователей.

Для оценки просадочности лессовых пород Кузбасса (дополнительно к СНиП II-Б. 2-62) Ф. П. Ницкитов в 1968 г. разработал следующую классификацию по их пористости и коэффициенту макропористости.

1. Суглинки с пористостью выше 46% и коэффициентами макропористости более 0,04, просадочные при замачивании или хорошо уплотняющиеся во влажном состоянии под нагрузкой.

2. Суглинки с пористостью выше 46%, но с коэффициентами макропористости менее 0,04, как правило, слабопросадочные, но хорошо уплотняющиеся под нагрузкой во влажном состоянии.

3. Суглинки с общей пористостью менее 46% и с коэффициентами макропористости выше 0,04, слабовлажные и просадочные, влажные, слабосжимаемые.

4. Суглинки с пористостью менее 46% и с коэффициентами макропористости менее 0,04, слабопросадочные и непросадочные, а во влажном состоянии среднесжимаемые.

К двум первым категориям лессовых пород относятся чаще отложения верхнего горизонта, а к третьей и четвертой — нижнего горизонта.

Наряду с этим Ф. П. Нифантов отмечает, что изменение влажности пород в зоне аэрации по ряду причин (природных и под влиянием деятельности человека) обычно приводит к структурным изменениям лессовых пород, а следовательно, и изменению их просадочных свойств. Изучение этого вопроса требует постановки специальных наблюдений, которые в Кузбассе пока не организованы.

Отложения древних долин стока нижне-среднеплейстоценового возраста широко развиты по р. Иня и в Присаланье (от Доронинской впадины до Прокопьевска). Они встречаются как врезанные в покровные отложения междуречий, как подстилающие их или как фациально замещающие. В основании разреза прослеживаются галечники мощностью до 10 м. Выше залегают темно-серая тугопластичная глина и суглинок общей мощностью до 50 м. Разрез очень невыдержан и часто изменяется по вертикали и в плане.

Эти покровные глины и суглинки, а также галечники погребенных долин могут служить надежным основанием для обычных инженерных сооружений.

Отложения комплекса речных террас представлены аллювиальными образованиями нижне-среднего, среднего и верхнего плейстоцена и голоцена. Отложения IV надпойменной нижне-среднеплейстоценовой террасы по р. Томь внизу начинаются аллювиальным горизонтом мощностью 15—20 м с толщей галечников в основании мощностью 3—6 м. Выше аллювия залегают аллювиально-делювиальные суглинки мощностью до 35 м. Отложения III надпойменной среднеплейстоценовой террасы начинаются горизонтом галечников мощностью до 12 м, которые переслаиваются с песком и гравием. Выше по разрезу следуют зеленовато-голубые илистые глины и суглинки с линзами песков и гравия. Мощность их достигает 10—15 м. Верхняя эолово-делювиальная часть разреза террасы суглинистая с погребенными почвами (до 7 горизонтов). Мощность ее достигает 60 м.

Отложения II надпойменной верхнеплейстоценовой террасы р. Томь в нижней части представлены песчано-гравийно-галечными породами мощностью до 5 м, с редким включением валунов. Выше залегают зеленовато-желтые и зеленовато-серые суглинки, иногда иловатые, мощностью до 14 м. На поверхности террасыложен г. Старокузнецк. Отложения I надпойменной верхнеплиоценово-голоценовой террасы в основании представлены галечником мощностью до 12 м на р. Томь и до 3 м на р. Иня. Выше лежат соровато-бурые и голубовато-серые иловатые суглинки мощностью 5—7 м с растительными остатками и линзами песков и супесей. На них залегает покровный лес-

совидный суглинок мощностью 2,5—3,5 м со столбчатой отдельностью. Аллювнальные отложения надпойменных террас являются надежным основанием для инженерных сооружений. Залегающие на них покровные лессовые породы обычно просадочны.

Отложения низких (3—5 м) и высоких (6—8 м) голоценовых пойм р. Томь и ее притоков вложены в отложения I, местами II надпойменных террас. Основание поймы, как и I надпойменной террасы, сложено галечниками. Галечники, как правило, перекрываются мало-мощными иловатыми суглинками и глинами синевато-зеленых оттенков. В них местами встречаются погребенные почвы или торфяники в средней части разреза. С поверхности обычно залегают торфяники мощностью до 1 м. Слагающие пойму суглиники слабо уплотнены, насыщены водой и требуют искусственного укрепления при возведении на них инженерных сооружений.

Гидрогеологические условия

Гидрогеологическое изучение Кузнецкого бассейна производилось различными организациями главным образом в связи с водоснабжением городов, шахтных поселков и борьбой с обводнением подземных горных выработок. Первое обобщение этих материалов по Кузбассу было сделано П. И. Бутовым (1932), далее О. Г. Корсаком (1965), М. Н. Кузнецовой и О. В. Постниковой («Гидрогеология СССР», т. 17, 1972). Г. Н. Роговым и Л. А. Соломко («Геология...», 1969) произведено было гидрогеологическое районирование его территории и разработана классификация шахтных полей угольных месторождений по сложности гидрогеологических условий разработки. Ими среди водоносных комплексов Кузбасса по характеру залегания и движения выделяются четыре типа вод: трещинно-пластовые, трещинно-карстовые, трещино-порово-пластовые и порово-пластовые.

Наибольшая обводненность пород палеозоя и мезозоя наблюдается в трещиноватой зоне выветривания, примерно до глубины 150—180 м, ниже которой трещины постепенно смыкаются, и глубже, в трещиноватых зонах разрывных нарушений. Особенно сильно породы обводнены по долинам рек и в депрессиях рельефа. Каждая литологическая разность имеет свою водообильность в пределах одного и того же геоморфологического элемента рельефа. В депрессиях одновременно с супфозией активизируются процессы выщелачивания. В песчаных породах имеет место поровый тип фильтрации.

Большой интерес представляют углекислые минеральные подземные воды, обнаруженные у д. Макарихи (Овчинников, Рогов, Соломко, 1964). Воды обладают лечебными свойствами. Очевидно, в связи с эксплуатацией их в бальнеологических целях в ближайшее время район д. Макарихи будет осваиваться под курортное строительство, для чего потребуется его инженерно-геологическое обоснование.

Подземные воды всех водоносных комплексов Кузбасса связаны между собой и вместе с поверхностными водами образуют единую гидравлическую систему. Коэффициент фильтрации угленосных терригенных пород достигает 15—20 м/сут. Наиболее интенсивно фильтруют песчаники, конгломераты и горелые породы, менее — алевролиты, аргиллиты практически служат водоупором.

По данным М. А. Кузнецовой («Гидрогеология СССР», т. 17, 1972), удельный дебит водопунктов в терригенных угленосных породах кольчугинской серии до глубины 60 м колеблется от 0,1 до 20 л/с; с

глубины 60—150 м он уменьшается до 1,3—0,01 л/с и на глубине 850—1200 м снижается до 0,03—0,000001 л/с. Удельный дебит водопунктов балахонской серии терригенных угленосных пород до глубины 60 м составляет 0,1—0,5 л/с, с глубины 60—150 м он постепенно затухает до 0,1—0,001 л/с и на глубинах 2000—2500 м снижается до 0,00007—0,00001 л/с. Воды этих двух свит в основном хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные натриевые, ближе к поверхности гидрокарбонатные кальциевые, натровые и кальциево-магниевые. Минерализация весьма разнообразна и на различных глубинах колеблется от 0,2 до 35,7 г/л, увеличиваясь с глубиной и в зонах нарушений.

Породы тарбаганской серии до глубины 100 м характеризуются удельным дебитом 0,5—5 л/с, снижающимся до 0,01 л/с на глубине 100—150 м и до 0,007 л/с на глубине 250 м. Вода до глубины 150—180 м имеет гидрокарбонатный кальциевый, магниевый и кальциево-натриевый состав и глубже — гидрокарбонатный натриевый. Минерализация 0,2—0,5 г/л.

Удельный дебит водопунктов русового и террасового песчано-гачечного аллювия колеблется от 0,1 до 30 л/с, чаще 1—3 л/с. Тип вод гидрокарбонатный кальциевый, реже кальциево-магниевый. Минерализация 0,1—1 г/л.

Сильная обводненность угленосных пород Кузбасса, достигающая 20 л/с, требует водоотлива при эксплуатации угольных месторождений, что приводит к значительным понижениям уровня подземных вод, распространяющимся до 2,5—3,0 км от осушенных шахт. Следует также отметить, что водообильность угленосных пород способствует их обрушению в горные выработки. С выходами подземных вод на поверхность связано заболачивание пониженных участков рельефа, образование на них обвалов, оплывин и оползней.

Современные геологические процессы и явления

Из современных геологических процессов и явлений в Кузбассе наиболее развиты размыв берегов рек (особенно по р. Томь), сопровождающие его овраги, промоины, обвалы, осыпи и, реже, оползни, а также снежная эрозия и солифлюкция, которые, в свою очередь, способствуют размыву берегов. Ограниченно распространен карст в карбонатных породах. Особое место в Кузбассе занимают каменноугольные пожары в угленосных породах и связанные с ними явления.

Размыв берегов наиболее интенсивно проходит на вогнутых берегах, которые принимают на себя сосредоточенную энергию потока. Особенно сильно размываются берега, сложенные песчаными и глинистыми породами, и практически почти незаметно — берега, сложенные скальными породами. Скорость размыва берега в песчаных породах падпойменных террас на р. Томь достигает местами 9,3 м/год. На размыв берегов также влияют заторы льда на излучинах рек. На реках низкогорных районов по периферии Кузбасса ледовые заторы наблюдаются в устьевых частях рек, где носят катастрофический характер и изменяют облик берегов, особенно в пик весеннего половодья. Лед поднимается на высоту 6—7 м от уреза меженного русла и разрушает берег в зоне подпора. Подобное разрушение берега происходит в среднем и нижнем течении р. Мрас-Су, в низовье Усы, в среднем и нижнем течении Кондомы. Живая сила удара льда здесь достигает 1100 т/м·с. Наблюдения, произведенные за разрушением берегов равнинных рек Сибири, показывают, что размыв их происходит в тес-

ной связи с другими процессами, разрушающими берег, связанными с действиями талых вод, льда, подземных вод, атмосферных осадков, ветра, колебания температуры воздуха. Разрушению берегов также способствует деятельность человека, связанная со сбросом открытым способом различных стоков по склонам долин и действием волн от проходящих судов (Трепетцов, 1964).

Существующие защитные мероприятия против разрушения берегов р. Томь обычно сводятся к устройству каменной мостовой и наброски или укладки железобетонных плит в пределах колебания уровня реки. Однако на участках выходов подземных вод здесь может потребоваться дополнительно устройство песчано-гравийного дренажа под каменной кладкой или железобетонными плитами. В отдельных случаях также может появиться необходимость в отводе русла реки от размываемого берега. Как показывает практика лесосплава по равнинным рекам Сибири, размыт берега заметно сокращается при задержке около него плотов, что может быть использовано как временная мера для сокращения размыва берегов.

Результаты наблюдений за механизмом размыва берегов и работой существующих берегоукрепительных сооружений показывают, что при разработке инженерных мероприятий по укреплению берегов необходимо учитывать не только эрозионную деятельность реки, но и другие процессы, вызывающие разрушение берегов. Только при комплексном учете всех этих факторов при проектировании можно быть уверенными, что берегоукрепительные мероприятия оправдают свое назначение.

Овраги и промоины в Кузбассе широким распространением не пользуются. Они развиты главным образом по береговым склонам долин рек и надпойменных террас Томи, Кондомы, Ини и их притоков. Протяженность оврагов колеблется от 10 до 200 м и лишь в отдельных местах достигает 1000 м (долина Томи). Глубина оврагов в устье достигает 25 м. В вершине они обычно заканчиваются полуцирками с крутыми обрывистыми стенками. Наиболее интенсивно овраги и особенно промоины развиваются в покровных лессовидных суглинках террас р. Томь. Здесь овраги имеют V-образный профиль, борта их достигают 70—80°, ширина по верху 20—300 и по низу — 5—25 м (Савина, 1962).

Широко распространены по долинам рек промоины, которые приурочены к контактам слабых и крепких пород, зонам дробления пород и другим ослабленным участкам пород на склонах. По наблюдениям Ж. Н. Савиной в 1961 г., скорость развития оврагов за один сильный дождь достигала в длину (в вершине) 0,15 м, в ширину — 0,5 м и в глубину — до 0,3 м. Бороться с развитием оврагов здесь следует главным образом путем рассредоточения стока атмосферных вод в вершинах оврагов, засыпки вершин их крупным фильтрующим грунтом, одернованием склонов и рядом других мероприятий (Трепетцов, 1958).

Суффозионные западины в Кузбассе распространены в покровных лессовидных суглинках надпойменных террас по долинам рек Томи, Кондомы и Яи, в лессовидных суглинках водоразделов и пологих склонах равнинной части территории. Западины образуют замкнутые понижения овальной формы глубиной до 1,2—2,0 м, диаметром до 100 м и редко более. Пологие западины обычно свидетельствуют о частичной деградации просадочности лессовых пород, что следует учитывать при инженерно-геологических исследованиях.

Заболачивание в Кузбассе широко развито по долинам рек Томи, Ини, Кондомы. Оно встречается на поймах и низких надпойменных

террасах, где вызвано близостью грунтовых вод, связанных с водами рек и незначительными уклонами поверхности террас, затрудняющими сток с них атмосферных вод и обусловливающими скопление на них вод мелких ручейков и речек, для которых эти террасы служат местным базисом эрозии. Таковы болота Бессоинское, Моховое, Московское, Чернореченское, Атаманское в пределах Томи, Ашмаринское в долине Кондомы. Подобные же болота встречаются по Мрас-Су и другим левым притокам Томи. Большинство болот занято осокой, тальником и, на отдельных участках, карликовой береской. Все эти болота пизинного типа с пизинными видами торфов незначительной плотности средне- и слаборазложившихся. Угол откоса торфов в шурфах не превышает 12—18°. Мощность торфа 2—5 м. Ниже обычно залегают иловатые суглинки, песок и далее галечник. Использование для строительства заболоченных участков требует соответствующей подготовки (см. раздел III).

Осыпи и обвалы широко распространены по долинам Томи, Кондомы, Ини и их притоков, на подмываемых склонах. Осыпи особенно сильно развиваются в выветрелых, трещиноватых песчаниках и алевролитах, реже встречаются обвалы, формирующиеся преимущественно из песчаников. Бороться с этими гравитационными процессами можно путем ликвидации причин размыва склонов, их выполаживанием с одновременным облесением и посадкой по ним корнеотпрысковых кустарников. Совершенно очевидно, что в каждом конкретном случае комплекс мероприятий может быть различным и будет зависеть от состава, характера залегания пород, их трещиноватости, степени выветрелости и других факторов, определяющих устойчивость склона.

Оползни в Кузбассе известны по долинам Томи, Мрас-Су и в других местах. Региональное распространение они имеют в юрских глинах и аргиллитах. В них оползни наиболее развиты по рекам Мрас-Су, Абашевой, где оконтуривают юрские отложения (Коварский и др., 1964). В районе г. Осинники и других местах протяженность их не превышает 80 м. Реже оползни встречаются в породах верхнего палеозоя. Здесь наблюдаются оползни и оплывины суглинистого делювия склонов долин рек по выветрелым аргиллитам (элювию) карбона и цеми, увлажненным подземными водами. Протяженность этих оползней достигает 150 м. По долинам рек оползни развиты также на подмываемых участках I и II надпойменных террас и поймы, в основании сложенных суглинками (Трапетцов, 1974а). Бороться с оползнями следует путем ликвидации причин подрезки склонов в основании и осушением их с помощью дренажа. Ликвидация оплывин требует устранения причин обводнения склонов.

Снежная эрозия и солифлюкция весной развиваются по оголенным склонам. Они способствуют выветриванию горных пород и формированию осыпей, что приводит к отступанию склонов долин рек и оврагов. Скорость отступания берегов оврагов за год в лессовых породах по этой причине достигает 1 м. Бороться с этим явлением, как и с осыпями, следует путем выполаживания, одернования и одновременного облесения склонов корнеотпрысковой растительностью.

Карст в карбонатных породах в Кузбассе приурочен к линзам и прослойям карбонатных пород, имеющих ограниченное распространение среди песчано-глинистых отложений верхнего девона и нижнего карбона, слагающих крылья Кузнецкого прогиба. Мощность линз и прослоев известняков составляет, как правило, несколько десятков, реже 100 м и более. Среди них встречаются глинистые, песчаные, а также окремелые разновидности. Карстовые воронки встречены в

турнейских известняках северной части юго-западного крыла Кузнецкой впадины, в зоне сочленения ее с Салаиром. В юго-восточном углу Кузбасса, на левом берегу Томи, в 0,5 км выше устья р. Бельсу, А. Л. Додин обнаружил четыре родника с общим дебитом 2 л/с, вытекающих из нижнекаменноугольных известняков. На юго-восточном крыле впадины, где нижнекаменноугольные известняки пересекаются долинами рек Кондомы и Мрас-Су, П. П. Максимовым отмечены родники с дебитами от 0,06 до 1,57 л/с, а также потери воды речками Безымянной, Бабагазихой, Казаикол и др. По данным А. Ф. Щигорева, визейские известняки имеют открытую пористость порядка 2—3%, достигающую иногда 10,5%.

Каменноугольные подземные пожары и связанные с ними явления представляют большой интерес в инженерно-геологическом отношении. В литературе «огнедышащие горы» на правом берегу Томи впервые были описаны Д. Г. Мессершмидтом в 1721 г. Позднее это явление частично было освещено в работах В. И. Яворского и Л. В. Радугиной (1932), Б. А. Суриачева (1961), П. И. Шкуренко и И. И. Гордеева (1941) и Е. В. Трепетцова (1974).

С каменноугольными подземными пожарами в Кузбассе связано выгорание каменноугольных пластов, в результате чего на месте угля образуются пустоты, а породы, слагающие кровлю выгоревшего пласта (песчаники, алевролиты и аргиллиты), подвергаются обжигу и ошлакованию. Они становятся более плотными и трещиноватыми, их сопротивление сжатию и морозостойкость значительно увеличиваются (до $100 \cdot 10^6$ Па), увеличивается также водопоглощение и коэффициент фильтрации. Изменяется окраска пород. Выгорание углей наблюдается до глубины 100, реже 200 м и по простираннию достигает 2500 м.

Выгорание угольных пластов сопровождается обрушением их кровли в выгоревшие пространства, нередко с появлением провальных воронок на поверхности, которые образуют понижения в рельфе между холмами, сложенными горелыми породами, и порой заболачиваются. Скрытые пустоты, образующиеся при выгорании углей на участках подземных пожаров, могут служить причиной образования провалов кровли горелых пород под нагрузкой возводимых инженерных сооружений, что неизбежно приведет к деформации последних или их разрушению. Во избежание подобных случаев пустоты от выгоревших углей должны быть заранее обнаружены разведкой на начальных стадиях изысканий и перед строительством засыпаны местной породой с соответствующей утрамбовкой или участки их распространения должны быть исключены из территории застройки.

Надо отметить, что залежи горелых пород в Кузбассе огромны. Горелые породы здесь используются как строительный материал на щебень, в качестве инертных добавок к бетону, гидравлических добавок к силикатным цементам, для алюмосиликатного кирпича, производства красок, для отсыпки дорожных насыпей, забутовки подземных выработок и других целей. Вследствие столь разнообразного применения горелые породы как строительный материал довольно подробно изучены и освещены в работах Г. И. Книгиюй (1961), Б. А. Суриачева (1961) и других исследователей, чего нельзя сказать, к сожалению, об их инженерно-геологической изученности.

* * *

*

Приведенное инженерно-геологическое описание Кузнецкого региона свидетельствует о том, что строительство и эксплуатация инже-

нерных сооружений в этом регионе осложняются просадочностью лесовых пород, распространенных в его степной части, слабой уплотненностью отложений пойм рек, используемых для строительства (ввиду ограниченности более удобных участков), заболоченностью пойм, размываемостью берегов со скоростью до 9,3 м/год, их обвалами и оползнями, оврагами на склонах, провалами над выработанными угольными полями и выгоревшими участками угля на месте подземных пожаров, а также сейсмичностью территории, достигающей 6—7 баллов. Подземные воды осложняют проходку горных выработок, особенно сильно в зонах смещений и разломов. Они также способствуют более значительному обрушению горных пород в бортах карьеров и подземных выработках.

ГЛАВА 7

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОГО РЕГИОНА

Регион представляет собой пологую возвышенность, расположенную в северной части рассматриваемой территории, вытянутую в северо-восточном направлении. Общая протяженность его от района г. Камень-на-Оби на юго-западе до г. Томска на северо-востоке составляет около 400 км, наибольшая ширина достигает 150 км. В административном отношении Колывань-Томская возвышенность большей своей частью входит в состав Новосибирской области, и лишь незначительные участки ее окраин расположены в пределах Алтайского края, Кемеровской и Томской областей (см. рис. 1).

В пределах региона находятся города Новосибирск, Томск, Бердск и другие и ряд поселков городского типа, в которых проживает около 60% населения, занятого в различных отраслях промышленности; осваиваются и угольные месторождения Горловского и других прогибов. Сельское хозяйство имеет зерново-животноводческое направление. Регион пересекают железные дороги Новосибирск — Барнаул, Новосибирск — Кузбасс, Новосибирск — Красноярск и несколько плоскогорьевых дорог.

Рельеф Колывань-Томского региона представляет собой несколько приподнятую расчлененную равнину с абсолютными отметками от 100 до 300 м, плавно поникающуюся в сторону Западно-Сибирской низменности. Абсолютные высоты несколько повышаются (до 390 м) на участке так называемых Буготакских сопок. Юго-западная часть региона представляет довольно интенсивно расчлененное плато.

Основными дренами территории являются реки Обь, ограничивающая ее с запада и северо-запада, Томь, Иня, Бердь и их притоки. По долинам рек прослеживаются пойма и надпойменные террасы. Реки обладают высокой водообильностью. В весенние паводки уровень в больших реках (Обь, Томь) поднимается в маловодные годы на 3—4 м и в многоводные на 7—9 м. Годовая амплитуда уровней достигает 12 м. На небольших реках в маловодные годы весной уровень воды поднимается на 1—3 м, в многоводные — на 2—5 м. Годовая амплитуда уровней достигает 4—6 м. Реки замерзают в конце октября — начале ноября, вскрываются в апреле—мае. Продолжительность ледостава около 160 дней. Сплошному ледяному покрову предшествуют ледоход и образование заберегов. Толщина льда достигает 1,7 м.

В Колывань-Томской возвышенности развиты преимущественно черноземные и лугово-черноземные почвы, иногда солонцеватые, занятые типичной лесостепной растительностью с березово-осиевыми «колками» и сосновыми борами по долинам рек.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Колывань-Томская возвышенность в тектоническом отношении представляет собой герцинский прогиб, заложенный в девоне в жигалское время на породах второго структурного этажа, в триасе превратившийся в складчатую зону. Его вы полняют в основном породы третьего структурного этажа.

А. Л. Матвеевской и Е. Ф. Ивановой (1960) в пределах Колывань-Томской зоны выделены три основных структурных подразделения, разграниченные глубинными разломами (рис. 19).

1. Основной прогиб геосинклинальной системы (Томский и Мильтиюшский прогибы, Салаирское и Зарубинское поднятия).

2. Антиклинали (Ордынская, Буготакская и Митрофановская).

3. Краевые продольные прогибы (Ельцовский и Горловский).

Кузнецкий прогиб А. Л. Матвеевской и Е. Ф. Иванова также рассматривают как краевой поперечный прогиб Колывань-Томской зоны, от которой он отделен Томским надвигом, хорошо прослеживающимся на протяжении 80 км от г. Анжеро-Судженска на севере до р. Томь на юге. Однако поскольку он является характерной крупной обособленной структурно-фациальной зоной, весьма важной в горнопромышленном отношении, на территории которой широко развито различное строительство, инженерно-геологические условия его описаны в отдельной главе (см. гл. 6).

Основной прогиб Колывань-Томской зоны характеризуется погружением со среднего девона до конца нижнего карбона. Фундаментом ему служат хлоритизированные кристаллические сланцы и кварциты кембро-ордовика метаморфической эфузивно-осадочной формации (золотокитатская свита), входящей во второй структурный этаж зоны. В пределах Основного прогиба выделяются Томский максимальный и Мильтиюшский прогибы, область Салаирских поднятий на продолжении салаирских структур и Прикузбасская зона в области Зарубинских поднятий (см. рис. 19). Томский прогиб наиболее полно изучен и применительно к нему приведено описание Основного прогиба, поскольку остальная его часть отличается от Томского прогиба главным образом изменениями мощностей свит, которые здесь не всегда установлены.

В начале среднего девона прогиб по мере опускания по разломам на дне моря постепенно заполнялся основными и средними эфузивами. Одновременно откладывался терригенный материал, образующий прослои песчаников и сланцев среди эфузивов. В результате здесь были сформированы отложения среднедевонской эфузивной формации (митрофановская и буготакская свиты) мощностью свыше 1000 м, слагающей третий структурный этаж (рис. 20).

С конца среднего девона до начала фаменского времени в Основном прогибе в морских условиях отлагались глинистые сланцы, песчаники, алевролиты с прослойями и пачками рифогенных известняков терригенной формации (пачинская свита) общей мощностью 1400 м. Выше залегают глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с прослойями

известняков фаменского, турнейского и визейского времени терригенной формации общей мощностью свыше 2500 м (юргинская свита, ярская и лагериосадская толщи). Венчают разрез Основного прогиба прибрежно-морские отложения угленосной формации намюрского времени,

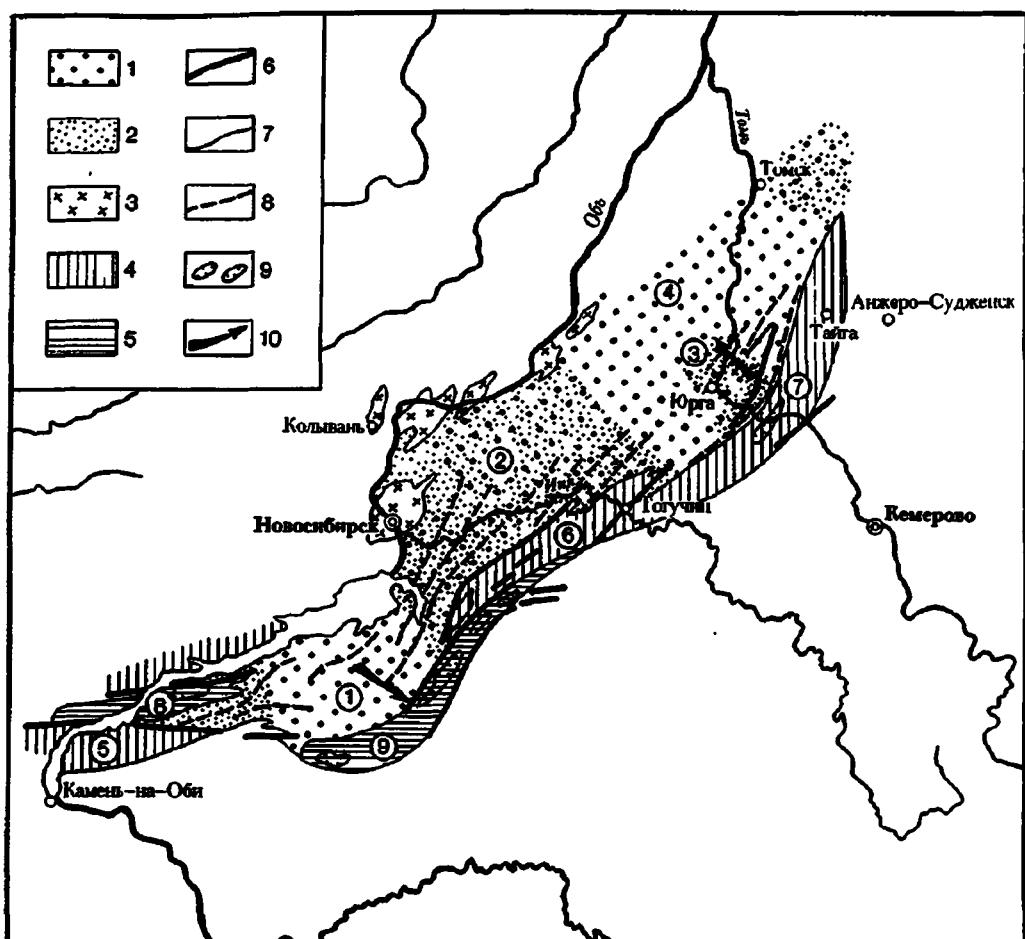


Рис. 19. Схема тектонического строения Колывань-Томской складчатой зоны (по А. Л. Матвеевской, 1956):

1 — Основной прогиб; 2 — области повышенной напряженности складчатости и метаморфизма; 3 — герцинские гранитные интрузии; 4 — геоантеклиниальная зона; 5 — зона краевых продольных прогибов; 6 — дизьюнктивные нарушения; 7 — граници структур; 8 — оси сжатых антиклинальных складок; 9 — крупные антиклинальные и синклинальные брахискладки; 10 — направления преобладающего опрокидывания складок. Цифры в кружках обозначают основные структуры: Мильтиюшский прогиб (1), Салаирское поднятие (2), Зарубинское поднятие (3), Томский прогиб (4), Ордынская геоантеклиниаль (5), Буготакская геоантеклиниаль (6), Митрофановская геоантеклиниаль (7), Ельцовский прогиб (8) и Горловский прогиб (9).

представленные песчаниками с подчиненными алевролитами, глинистыми сланцами и прослойями углей и сидеритов. Общая мощность отложений достигает 1600 м.

Все отложения Основного прогиба в той или иной мере метаморфизованы и собраны в складки, вытянутые в северо-западном направлении. Наиболее напряженная зона складчатости располагается в районе поднятий Салаира, Кузнецкого Алатау и Кузнецкого прогиба (см. рис.

19). Здесь же усиливается значительно и метаморфизация пород. В районе поднятий Салаира у г. Новосибирска, сел Дубровино и Болотное, расположенных вдоль по Оби, отложения нижнего карбона прорваны мощными пермскими (?) гранитными интрузиями.

Система	Каменноугольная		Мощность, м	Свиты и характеристика пород	Типы формаций
	Верхний	Нижний			
Девонская					
средний	Франкский	Пуркийский	1600	Басандайская толща; песчаники с прослоями алевролитов и пропластками угля и сидерита	
	Жидетский	Лещинский	3000	Лагернасадская толща; сланцы с редкими прослоями алевролита и песчаника	
	алчепит-изыческий	Курдук-сийский	1000	отложения с Ярского; темно-серые глинистые сланцы с прослоями алевролита, песчаника, известняка	
		Д3 fr1	700-800	Юргинская свита; кварцевые песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, конгломераты с глинистой галькой	терригенная
		Д3 fr2 рж	500-600	верхняя подсвита; серые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты с глинистой галькой Яшклинские рифогенные известняки, до 500 м	
		Д3 fr3	500-600	средняя подсвита; черные и темно-серые глинистые сланцы со стяжениями фосфорита нижняя подсвита; серые глинистые сланцы, 500 м	
		Д2 ду	?	Митрофановская свита; порфиры и их туфы, глинистые сланцы, диабазы	зффузивная



Рис. 20 Сводный геолого-литологический разрез отложений Колывань-Томской складчатой зоны:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — конгломераты; 4 — глинистые сланцы; 5 — известняки; 6 — порфиры и их туфы; 7 — диабазы; 8 — стяжения фосфорита; 9 — уголь

Антиклинали в Колывань-Томской зоне образуют три самостоятельные структуры (Ордынскую, Буготакскую и Митрофановскую), входящие в состав третьего структурного этажа. Первая расположена близ г. Камень-на-Оби, вторая граничит с Горловским прогибом и третья с Кузнецким. Они вытянуты друг за другом в северо-восточном направлении и отделяют Основной геосинклинальный прогиб Колывань-

Томской зоны от ее краевого прогиба (см. рис. 19). Антиклинали сформированы на породах эфузивной формации среднего кембрия (иковская свита) и породах карбонатной формации верхнего силура. Ядра антиклиналей слагают среднедевонские (живетские) морские отложения эфузивной формации с прослойми песчанников. Мощность их толщ достигает 1700 м (Митрофановская и Буготакская свиты). Крылья Митрофановской и Буготакской антиклиналей слагают морские отложения карбонатно-терригенной формации франского и фаменского времени мощностью до 1400 м. В Буготакской антиклинали их покрывают морские породы верхов девона — низов карбона, представленные терригенией формацией, мощность которых не установлена.

Инженерно-геологическая характеристика формаций пород Основного прогиба и антиклиналей Колывань-Томской зоны близка к инженерно-геологической характеристике пород аналогичных формаций Горного Алтая и Салаира второго и низов третьего структурных этажей.

Краевые продольные прогибы Колывань-Томской складчатой зоны (Ельцовский и Горловский) слагаются верхнепалеозойскими породами третьего структурного этажа и расположены по границе ее с Салаирским кряжем. Они кулисообразно следуют друг за другом с юго-запада на северо-восток и могут рассматриваться как часть единого крупного краевого прогиба Колывань-Томской зоны. Ельцовский прогиб представляет собой небольшую вытянутую впадину, а Горловский — узкий вытянутый сложнопостроенный синклиниорий (см. рис. 19).

Ельцовский прогиб расположен между Караканским выступом и Ордынской антиклиналью. Протяженность его 70 км и ширина до 12 км. Юго-западную его оконечность пересекает р. Обь примерно в 50 км ниже г. Каменъ-на-Оби. Прогиб выполнен песчано-сланцевой толщей, нередко мергелистой и известковистой, составляющей терригенную формацию верхнего девона мощностью около 2000 м. Выше залегают отложения пермо-карбона, представленные мергелистыми песчано-глинистыми образованиями с прослойями углей угленосной формации (Балахонская свита) мощностью 2600—3000 м. Общая мощность отложений верхнего палеозоя прогиба достигает 3000—5000 м.

Юго-восточное крыло прогиба пологое, а противоположное более крутое и осложнено разрывом, по которому прогиб сочленяется с Ордынской антиклиналью. С этим нарушением на протяжении около 40 км совпадает долина Оби. Все отложения в той или иной мере дислоцированы и метаморфизованы, при этом нижние части толщи значительно более сильно, чем верхние. На крыльях прослеживается мелкая напряженная изоклинальная складчатость, осложненная многочисленными мелкими разрывами.

Горловский прогиб вытянут на 130 км полосой шириной до 7,5 км вдоль западной границы Иковского выступа и отделяет Колывань-Томскую зону от Салаирского кряжа. Это крупный сложнопостроенный слабо асимметричный синклиниорий с крутым падением крыльев, нарушенных рядом дизьюнктивных разрывов. Господствующее падение слоев направлено к осевой части прогиба. Наиболее погружена его центральная часть. К юго-западу и северо-западу по простиранию прогиба наблюдается общее воздымание структур. Внутренняя его зона осложнена поперечными воздыманиями и погружениями. В результате прогиб разделен на ряд брахискладок, расположенных кулисообразно по отношению друг к другу. Длинные оси таких складок повернуты под небольшим углом к его общему простиранию.

Низы разреза прогиба сложены верхнедевонскими породами терригенной формации общей мощностью около 800 м, представленными песчаниками и сланцами с прослойями известняков и эффузивов (кабанихинская и буготакская свиты), перекрытыми верхнедевонскими глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами и линзами известняков той же формации общей мощностью до 1300 м. Выше залегают отложения нижнего карбона. Нижняя их часть сложена породами карбонатной формации мощностью до 500 м (острогская и мергельная свиты). Верхняя часть нижнего карбона представлена отложениями угленосной формации мощностью 600 м (елбашинская свита), сложенной песчаниками и известковистыми сланцами с пластами угля.

Разрез карбона венчают нерасщепленные отложения верхнего карбона — нижней перми, представленные лагунными образованиями угленосной формации мощностью до 1000 м, сложенными песчаниками и сланцами с пластами угля (балахонская свита). На них залегают пермские озерно-болотные отложения угленосной формации мощностью до 500 м, представленные песчаниками и сланцами с тонкими прослойками угля (кузнецкая свита), которыми заканчивается разрез верхнего палеозоя Горловского прогиба.

Инженерно-геологическая характеристика пород формаций Ельцовского и Горловского прогибов близка к таковой пород аналогичных формаций и свит Кузнецкого прогиба.

Продуктивная толща Горловского каменноугольного бассейна связана главным образом с пермскими отложениями и в меньшей степени с отложениями среднего и верхнего карбона. Мощность пластов угля сильно колеблется и достигает местами 31 м. Для бассейна характерно развитие коры выветривания, мощность которой местами достигает 30—40, реже 60 м (у разъезда Дорожного). Породы здесь обесцвечены и «размягчены». Уголь в зоне выветривания превращен в пыль (сажу). Мощность его иногда сокращается до тонкого шнура и местами замещается нацело коричневой глинистой массой.

На Горловском карьере в угольных пластах встречаются силлы оливиновых долеритов, нередко разделяющих угольные пласти на 2—3 пачки. Мощность силлов порой достигает 1,5 м. Внедрение их произошло, надо полагать, во время альпийской складчатости на границе триаса и юры.

Характерно, что породы Колывань-Томской зоны на стыке с Салаиром метаморфизованы значительно сильнее, чем породы Салаира. По-видимому, это связано с тем, что они здесь находились в некогда подвижной зоне сопряжения Западно-Сибирской низменности с Алтаем-Саянской складчатой системой. К началу мезозоя в результате проявления поздних этапов герцинской складчатости произошло замыкание Колывань-Томской зоны и ее краевых прогибов.

В триасе она уже являлась областью сноса. Отложения триаса встречены в наложенной мульде на периферии Колывань-Томской зоны, западнее г. Томска, у с. Нелюбино на глубине 430—446 м от поверхности. Здесь они представлены континентальными элювиально-делювиальными отложениями молассовой формации: песчаниками, алевролитами, а в основании конгломератами и брекчией (Вдовин, «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», 1969).

С ранними альпийскими движениями на границе триаса и юры, очевидно, связано внедрение даек диабазов и долеритов эффузивной формации, встреченных севернее д. Саламатово по р. Томь. Дайки вытянуты в северо-западном направлении, имеют круговое падение и скуют

верхнедевонские и каменноугольные породы. Временное сопротивление сжатию диабазов $980 \cdot 10^5$ Па.

Отложения юрской системы распространены более широко, чем триасовые, и обнаружены в ряде грабенов в пределах Колывань-Томской зоны при бурении на Обь-Томском междуречье у с. Киреево на глубине около 220 м, в с. Нижне-Сеченовой на глубине около 270 м и на юго-востоке зоны в Ордынском районе и близ с. Черепаново на границе сочленения Колывань-Томской зоны с Салаиром. Они представлены континентальными отложениями молассовой формации: песками, глинами, конгломератами с глинистым и железистым цементом и прослойями бурых углей. Общая мощность отложений достигает 10 м.

Отложения нижнего мела представлены континентальными образованиями пестроцветной формации (илекская и кийская свиты) общей мощностью 54 м, сложенными аркозовыми песками, переслаивающимися с темно-серыми слоистыми алевролитами и супесями. Отложения этой формации известны в Томском районе.

Верхнемеловые отложения встречены на юго-востоке Колывань-Томской зоны по р. Яя у д. Медведчиковой, где представлены континентальными образованиями пестроцветной формации (симоновская и симская свиты), сложенными глинами, алевритами и пестроцветными песками мощностью до 70 м (Рогозин, 1936).

Отложения палеогена залегают на коре выветривания палеозойских пород или на породах верхнего мела. Они представлены эоценовыми и олигоценовыми отложениями терригенной формации. По материалам В. В. Вдовина (1969), эоценовые континентальные отложения встречены на севере Колывань-Томской зоны по р. Киргизка, где представлены кремнистым песчаником. На р. Басандайка у деревень Писаревой и Просекиной в этих песчаниках встречены остатки древесной и травяной растительности. Подобные песчаники известны также в бассейне р. Яя и на Томь-Яйском междуречье. Мощность этих отложений достигает 60 м.

Олигоценовые отложения распространены значительно шире эоценовых и представлены образованиями угленосной формации. Нижнюю часть их слагают пески, переслаивающиеся с глиной, алевролиты с прослойями бурых углей (новомихайловская свита), обнаруженные по долине р. Киргизка у с. Роженки, р. Басандайка у д. Белоусовка и в других местах. Верхняя часть отложений представлена в основном песками (у с. Коларово) и реже глинами с прослойями бурых углей. Общая мощность олигоценовых отложений достигает 80 м. Отложения эти широко распространены на Томь-Яйском междуречье вдоль железной дороги Томск — Асино. Они также встречены в Улановской и Бекетской впадинах на границе Колывань-Томской зоны с северным отрогом Кузнецкого Алатау.

Породы неогеновой системы встречены на северо-востоке Колывань-Томской зоны между станцией Тайга и г. Анжеро-Судженск. Они представлены озерно-аллювиальными отложениями соленосной формации и сложены загипсованными глинами, залегающими линзами на коре выветривания палеозойских пород. Общая мощность этих отложений достигает 30 м.

Четвертичные отложения Колывань-Томской зоны на Обь-Томском междуречье в своей нижней части представлены озерно-аллювиальными образованиями плиоцен-плейстоценового возраста, сложенными серовато-зелеными, коричневыми и красно-бурыми очень плотными глинами и суглинками с редкими гальками и стяжениями окислов железа и марганца, составляющими кочковскую свиту. Местами в основании

свиты залегают прослон песков и галечников мощностью до 25 м (барнаульская пачка). Общая мощность отложений свиты достигает 90 м. Они обнаружены в понижениях по периферии Колывань-Томской зоны.

Выше залегают ниже-среднечетвертичные озерно-болотные и аллювиально-озерные отложения: плотные серые иловатые суглинки и глины с болотным запахом, горизонтально-слоистые, составляющие тайгинскую свиту мощностью до 60 м. На водоразделах и склонах залегают сплошным покровом субаэральные отложения, представленные лессовыми породами, нередко просадочными, синхронными краснодубровской свите Приобья (чумыская свита, по А. М. Малолетко). Мощность их достигает 30 м.

По долине р. Томь, пересекающей Колывань-Томскую зону, развит аллювий двух надпойменных террас и поймы. Надпойменные террасы сложены песчано-глинистыми отложениями верхнего плейстоцена, залегающими на галечниках. На поверхности высоких террас развиты отмеченные выше покровные лессовые породы, местами просадочные. Пойма р. Томь сложена суглинистыми, реже песчанистыми отложениями мощностью до 7 м, в основании которых залегают опять же галечники.

По долине Оби, огибающей с запада на северо-восток западную часть Колывань-Томской зоны, прослеживаются четыре надпойменные террасы, сложенные песчано-глинистыми отложениями мощностью до 50 м. С поверхности высокие террасы покрыты лессовыми суглинками мощностью до 6 м, обычно просадочными. Пойма Оби сложена преимущественно пылеватым суглинком, реже песчаными отложениями мощностью до 15 м, с поверхности она нередко заторфована, что вместе с затопляемостью ее сильно осложняет здесь строительство.

Г. А. Сулакшиной и Е. С. Цоцур среди отмеченных лессовых пород выделены делювиальные, аллювиальные и элювиальные разности — просадочные и непросадочные. В делювиальных лессовых породах выделяются два горизонта, разделенных погребенным почвенным слоем. Мощность верхнего горизонта на склонах достигает 1 м и на водоразделах 13 м. Суглинки верхнего горизонта на водоразделах до глубины 10 м выщелочены и просадочны. Относительная просадочность их достигает 0,03—0,09. Породы нижнего горизонта более плотные и непросадочны, мощность их достигает 17 м.

Аллювиальные лессовые породы развиты на поверхности террас и нередко переслаиваются с песками, относительная просадочность их колеблется в пределах 0,02—0,07. Элювиальные лессовые породы развиты на междуречьях и образованы за счет выветривания глинистых пород тайгинской свиты. Мощность их 2—8 м. Для них характерен постепенный переход к тайгинским глинам. Обычно они непросадочны. Частные и обобщенные показатели физико-механических свойств неоген-четвертичных отложений Колывань-Томской зоны приведены в табл. 8.

Изменения инженерно-геологических свойств пород верхней глинистой пачки кочковской свиты по мощности пласта характеризуются стационарным режимом изменчивости с глубинной пределов пластичности, объемной массы, коэффициента пористости и для нижней пачки нестационарным режимом с закономерным изменением по глубине отмеченных показателей.

Характерной особенностью строения отложений тайгинской свиты является однородный суглинистый разрез с незакономерным пересланением различных литологических разностей суглинков. Соответственно изменчивость по мощности пласта показателей пластичности, объемной массы и коэффициента пористости незакономерная (Сулакшина, 1972).

Таблица 8

Частные и обобщенные показатели физико-механических свойств
(по данным Г. А. Сулакшиной)

неоген-четвертичных отложений междуречий Томь — Яя и Томь — Обь
и Е. С. Цоцур, 1973)

Область развития	Возраст	Генетический тип	Инженерно-геологический вид пород	Плотность, γ	Объемная масса, Δ	Объемная масса скелета, δ	Коэффициент пористости ε	Степень влажности G	Верхний предел пластичности W_T	Нижний предел пластичности W_p	Консистенция B	Относительная просадочность δ_{pr} при нагрузке $3 \cdot 10^6$ Па
Междуречье Томь — Яя	QII-III	делювиальные лессовые породы	Перхний горизонт	суглинки $\frac{2,70}{144}$	$1,74 \frac{0,12}{1,52-1,99} 155$	$\frac{1,42}{144}$	$0,90 \frac{0,11}{0,7-1,1} 130$	0,33—0,98	$\frac{31,6}{144}$	$19,6 \frac{2,1}{15,0-25,5} 119$	$-0,11 \text{ до } 1,46$	при $\varepsilon > 0,8$ $G < 0,7$ $\delta_{pr} = 0,03-0,04$ до 0,9
			нижний горизонт	суглинки $\frac{2,69}{146}$	$1,94 \frac{0,11}{1,66-2,23} 154$	$\frac{1,55}{146}$						
Междуречье Томь — Яя	QII-III	аллювиальные лессовые породы		суглинки $\frac{2,70}{808}$	$1,92 \frac{0,1}{1,57-2,1} 808$	$\frac{1,54}{808}$	$0,71 \frac{0,1}{0,55-0,95} 808$	0,5—0,99	$\frac{26,4}{836}$	$16,1 \frac{2,1}{11-23} 856$	$-0,23 \text{ до } 0,69$	при $\varepsilon > 0,7$ $G < 0,7$ $\delta_{pr} = 0,02-0,04$ до 0,07
				супеси $\frac{2,70}{200}$	$\frac{1,81}{200}$	$\frac{1,60}{200}$						
Междуречье Обь — Томь и Томь — Яя	QII-III	злювиальные лессовые породы	суглинки $\frac{2,70}{2,72}$		1,89—1,93	1,47—1,57						
	QI-II tg тайгинская свита	озерно-болотные и аллювиально-озерные	суглинки $\frac{2,69}{44}$	$1,91 \frac{0,08}{1,72-2,02} 37$	$\frac{1,53}{50}$							
Междуречье Обь — Томь и Томь — Яя	N ₃ —Q ₁ K ₆ верхняя пачка кочковской свиты	озерные и аллювиально-озерные	глины $\frac{2,72}{6}$	$1,99 \frac{0,074}{1,77-2,17} 182$	$\frac{1,63}{182}$		$0,643 \frac{0,116}{0,342-0,973} 182$	0,85—1,0	$\frac{42}{178}$	$22 \frac{2,77}{14-29} 178$	$-0,06 \text{ до } 0,83$	непросадочные
			суглинки $\frac{2,71}{30}$	$1,98 \frac{0,068}{1,8-2,08} 30$	$\frac{1,63}{30}$							
Междуречье Обь — Томь и Томь — Яя	N ₃ —Q ₁ K ₆ нижняя пачка кочковской свиты		суглинки $\frac{2,7}{15}$	$2,1 \frac{0,06}{2,01-2,22} 15$	$\frac{1,75}{15}$		$0,568 \frac{0,12}{0,431-0,816} 15$	0,8—1,0	$\frac{35}{29}$	$\frac{17,3}{20}$	от 2,0 до 1,0	непросадочные

Примечание. 1) 2,70—2,72 — размах показателя (A);

2) $\frac{2,69}{44}$ — среднее значение показателя (\bar{x});
количество определений (N);

3) $0,71 \frac{0,1}{0,55-0,95} 808 - \bar{x} \frac{\sigma}{A} N$, где σ — среднеквадратичное отклонение.

Изменчивость свойств лессовых пород по мощности пласта определяется первичными условиями их формирования. Для генетических типов с четко выраженной постепенной сменой фаций в разрезе от аллювиальных к аллювиально-озерным наблюдается и закономерная линейная изменчивость свойств с глубиной. Это особенно характерно

для аллювиальных лессовых пород. Общий тип разреза аллювиальных лессовых пород характеризуется закономерным переслаиванием различных литологических разностей суглинков и супесей с увеличением легких разностей к подошве. Делювиальные лессовые породы, сформировавшиеся на пологих склонах междуречья Томь — Яя за счет сходных

по составу подстилающих отложений тайгинской свиты, характеризующиеся незакономерной изменчивостью с глубиной всех показателей свойств. В разрезе делювиальных лессовых пород наблюдается незакономерное переслаивание различных литологических разностей суглинков. Для элювиальных лессовых пород, широко развитых в пределах междуречий Томь — Обь и Томь — Яя, характерна постепенная смена свойств их при переходе от элювия к подстилающим материнским породам. Соответственно изменчивость показателей пластичности, объемной массы, коэффициента пористости для тайгинской свиты междуречья Томь — Обь вместе с лессовым элювием закономерная. В пределах же только лессового элювия, при мощности его до 8 м, изменение показателей свойств незакономерное. Региональные изменения свойств делювиальных лессовых пород прослежены по главным направлениям изменчивости — вдоль и поперек фронта сноса исходного материала. Для пород верхнего горизонта характерно незакономерное изменение пределов пластичности, объемной массы и коэффициента пористости по направлению сноса, расположенного в пределах водораздела первого порядка, и закономерное увеличение влажности, объемной массы и уменьшение коэффициента пористости поперек фронта сноса — с юга на север вдоль западного склона междуречья соответственно изменению расчлененности рельефа и глубины залегания первого водоносного горизонта (Сулакшина, 1972). Таким образом, тип и направление региональной изменчивости делювиальных лессовых пород междуречья определяются вторичными процессами, характер которых существенно связан с расчлененностью рельефа и условиями дренажа пород.

Региональная изменчивость свойств элювиальных и аллювиальных лессовых пород в пределах обоих междуречий незакономерная. Обобщенные значения и пределы колебания основных косвенных показателей неоген-четвертичных отложений междуречий Обь — Томь и Томь — Яя приведены в табл. 8.

Более подробно инженерно-геологическая характеристика четвертичных отложений Колывань-Томской зоны освещена в работах сотрудников Томского политехнического института Г. А. Сулакшиной (1961—1965), Г. А. Сулакшиной и Л. А. Рождественской (1968) и других исследователей, а закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических свойств четвертичных пород региона — в работах Г. А. Сулакшиной (1972).

Гидрогеологические условия

В пределах Колывань-Томской зоны наибольшим распространением пользуются воды зоны трещиноватости осадочных пород девона и карбона, достигающей мощности 150 м, и реже верхнепалеозойских массивов гранитоидов. Зона трещиноватости последних колеблется в пределах от 45 до 107 м. Менее распространены водоносные комплексы пластовых вод олигоцена и террас по долинам рек. Спорадически встречается верховодка.

По данным А. Г. Савиша, обобщившего материалы гидрогеологических исследований Колывань-Томской зоны («Гидрогеология СССР», 1972), наименьшей водообильностью из осадочных пород отличаются красноцветные терригенные толщи верхов Фаменского яруса, удельные дебиты водопунктов их не превышают 0,2—1,0 л/с, а дебиты родников — 0,1—15,0 л/с; наиболее водообильны закарстованные известняки, удельные дебиты их достигают 10—15 л/с. Воды гидрокарбонатные

кальциево-магниевые, минерализация их от 0,2 до 1,2 г/л. Дебиты воды из скважин, пройденных в гранитах, колеблются в пределах от 0,004 до 4,0 л/с при понижении уровня на 0,6—84,0 м. Дебиты родников из гранитов не превышают 0,2 л/с. Воды эти преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые (Арефьева, 1970).

У с. Колывань в гранитах встречаются холодные радионово-радиевые воды (5—6°C) на глубине от 2 до 75 м. Радионовые воды встречаются также в Томской области по долине р. Ушайка, близ деревень Заварзино, Большие Киргизки, Петухово, у сел Семилужки и Басандайки в трещиноватых палеозойских, мезозойских и четвертичных породах на глубине до 20 м. Удельные дебиты их составляют от 0,5 до 1,7 л/с при понижении уровня до 4,0 м. С выходами подземных вод на поверхность по склонам долин рек и бортам оврагов связано развитие небольших оползней, оплычин и суффозионных процессов.

Современные геологические процессы и явления

Из современных экзогенных геологических процессов и явлений в Колывань-Томской зоне наиболее широко развиты размыв берегов, овражная эрозия, сопровождающие их осыпи и обвалы подрезаемых водотоками склонов и реже оползни. Нередко встречаются просадочные суффозионные блюдца, заболачивание и иногда засоление пород, а также процессы и явления, связанные с сезонным промерзанием. В карбонатных породах встречается карст.

Размыв берегов развит по долинам Оби, Томи, Яи и других рек, особенно на вогнутых сторонах излучин. На Оби он достигает в песчаных отложениях надпойменных террас 70 м/год, а на Томи в песчано-суглинистых отложений — 9,3 м/год (Трепстцов, 1964, 1970а).

Промоины и овраги наиболее развиты по береговым склонам долин рек. На территории г. Томска насчитывается более 50 крупных оврагов протяжением до 3 км. Промоины достигают глубины 8—10 м и ширины 10—15 м, а овраги врезаны на глубины 40—50 м и развиваются в ширину до 100 м (Рождественская, 1965а). Подобные овраги встречаются и в районе г. Новосибирска и других населенных пунктов в Колывань-Томской зоне. Особенно интенсивно овраги растут в лессовых породах.

По оголенным подмываемым склонам рек и оврагов обычно развиваются осыпи и обвалы. Реже встречаются оползни, известные по рекам Томи и Яе и их протокам: Киргизке, Китату и другим. Обычно это оползни обвального типа (вымываются пески из-под суглинов), реже суффозионные. Ярко выраженный суффозионный оползень, известен в Лагерном Саду г. Томска (Рождественская, 1965). В палеозойских породах по береговым склонам и оврагам нередко образуются оползни делювия склонов по подстилающим их выветрелым, превращенным в глину сланцам.

Суффозионные просадочные блюдца развиты на междуречьях, где достигают 50 м в попечнике и глубины 1,5 м. Нередко они заболачиваются, также заболочены иногда и днища застраивающих балок. Периодическое заболачивание развито на пойме и низких надпойменных террасах, здесь распространены болота низинного типа с торфяным покровом мощностью до 4 м. На пологих пониженных бессточных участках рельефа встречается засоление пород у поверхности.

Зимой на склонах у выходов подземных вод образуются наледи, особенно развитые по склонам оврагов. На территории Томска они известны у подножья горы Каштак (Рождественская, 1965а). Наледи до-

стигают 150 м в диаметре при мощности до 1,5 м. Они вызывают многочисленные перекосы зданий и разрушают фундаменты.

Карстовые явления, по материалам 1966 г. Б. Дьячкова, отмечены А. В. Тыжновым и В. Ф. Лоскутовым, проводившими геологическую съемку на северо-востоке территории, в центральной части Митрофановской геосинклиналии. Надо отметить, что линзы и прослои карбонатных пород Колывань-Томской зоны сильно загрязнены глинистым и песчаным материалом, что определяет ограниченное распространение и слабое развитие в них карста. У с. Микино в известняках франского яруса девона имеются карстовые воронки, выполненные красно-бурыми охрами и огнеупорными глинами. Несколько южнее, в районе д. Власково, на береговом склоне р. Вокина, в карстовой воронке обнаруживаются глины и бокситы. Эти глины и бокситы по возрасту близки к возрасту кийской свиты нижнего мела и перекрыты сверху горизонтально лежащими четвертичными отложениями. До нижнемеловые карстовые формы в современном рельефе не выражены. У д. Власково на поверхности пачинских известняков имеются современные воронки. Древние и современные карстовые формы в известняках франского яруса отмечены Ю. Б. Файннером и Г. А. Солдатовой также в юго-восточной части территории, южнее пос. Станционного, в верховьях р. Иня.

* * *

Судя по сделанному инженерно-геологическому описанию Колывань-Томского региона, можно заключить, что размещение, строительство и эксплуатация инженерных сооружений осложняются развитием покровных лессовых пород, местами просадочных, развитой овражной сетью в них и размывом берегов Оби, который в берегах, сложенных песчаным аллювием, достигает местами 70 м/год. Следует также иметь в виду возможность развития персработки берегов Новосибирского водохранилища, достигшей за первые 7 лет эксплуатации в суглинках 110 м, при средней около 16 м/год, и подтопленис, которое сейчас распространилось от берегов в глубь суши до 3 км, а также сейсмичность территории достигающую 6—8 баллов. Подземные горные работы в регионе могут быть осложнены значительными притоками воды в выработки, особенно по зонам разломов.

ГЛАВА 8

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕНЯ-ЧУМЫШСКОГО РЕГИОНА

Неня-Чумышский регион в административном отношении большей своей частью входит в состав Алтайского края и лишь северо-восточная оконечность его относится к Кемеровской области. На территории региона расположены населенные пункты сельского типа. Основное занятие населения — сельское хозяйство.

В морфологическом отношении Неня-Чумышский регион представляет собой впадину, вытянутую в северо-восточном направлении. Она находится в центральной части рассматриваемой территории Алтей-Саянской складчатой системы и отделяет друг от друга Салайр, Горный Алтай и Горную Шорию. Длина ее свыше 130 км и ширина достигает 25—30 км. Абсолютные отметки поверхности 220—230 м. Сары-

Чумышский вал, вытянутый в северо-западном направлении, делит ее на две части: Солтонскую и Сары-Чумышскую (рис. 21).

Солтонская часть впадины занимает центр и юго-запад Неня-Чумышского грабена и четко выражена в рельефе. На северо-западе она граничит с Кивдинским массивом Салаирского кряжа, на юге и юго-востоке — с Горным Алтаем и Горной Шорией и на северо-востоке — с Сары-Чумышским валом. Всхожимное днище впадины занято системой р. Неня, выработавшей широкую долину.

Сары-Чумышская часть впадины значительно меньше Солтонской и занимает крайний северо-восток Неня-Чумышского грабена; в рельефе выражена хорошо. На северо-западе она граничит с Салаирским кряжем, на юге и востоке — с Горной Шорией и на юго-западе — с Сары-Чумышским валом. Эта часть впадины представляет собой озеровидное расширение лопастной формы, занятое долинами рек Чумыша, Сары-Чумыша и их притоков. Днище впадины слабо всхожимное, местами заболоченное, с четким переломом поверхности к бортам. Сары-Чумышский вал возвышается над прилегающими равнинами на 100—150 м. Абсолютная высота его достигает 385 м, ширина в самом узком месте около 10 км.

Впадину дренируют системы рек бассейнов Нени и Сары-Чумыша, а также пересекающая ее южную оконечность р. Бия. Большинство рек стекает с южного склона Салаирского кряжа и лишь немногие берут начало в предгорьях Горного Алтая. Основным источником питания рек являются атмосферные осадки. Южная экспозиция склона Салаира, обращенного к впадине, и отсутствие лесов способствуют быстрому весеннему снеготаянию, что, в свою очередь, вызывает непрерывное бурное половодье. Амплитуда паводков достигает 5 м (р. Нения). Половодье сменяется более медленным спадом. В сентябре—октябре уровень рек незначительно повышается. Замерзают реки в конце октября — начале ноября и вскрываются в середине апреля. Толщина льда достигает 0,6—1,3, иногда 1,6 м.

В пределах Неня-Чумышской впадины развиты преимущественно дерново-подзолистые почвы, а по долинам рек — аллювиально-луговые. Большую часть впадины занимает лесостепная растительность. На северо-востоке очень незначительный участок покрыт тайгой. По долинам рек развиты высокотравные луга.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

В структурном отношении Неня-Чумышская впадина представляет собой раннегерцинский грабен, разделяющий каледонские структуры Са-

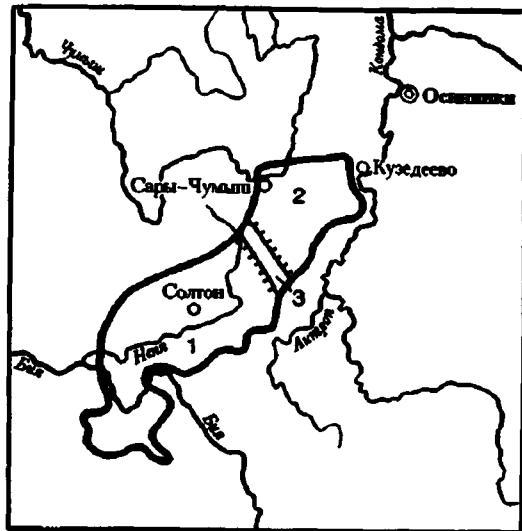


Рис. 21. Схема тектонического подразделения Неня-Чумышской впадины:
1 — Солтонская впадина; 2 — Сары-Чумышская впадина; 3 — Сары-Чумышский вал

лаира, Горного Алтая и Горной Шории. Комплекс палеозойских пород грабена служит фундаментом впадины и сложен верхнедевонскими отложениями третьего структурного этажа. Фундамент перекрыт чехлом мезокайнозойских отложений, слагающих четвертый, пятый и шестой структурные этажи, мощностью до 700 м (рис. 22).

Верхнедевонские отложения грабена представлены эфузивами, чередующимися с глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами и известняками эфузивно-осадочной формации (Кириллов, 1947). Мезокайнозойские отложения впадины представлены исключительно континентальными образованием юры, мела, палеогена и неогена (Вдовин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, 1969; Малолстко, 1972).

К триасовому времени относится формирование коры выветривания, следы которой встречены в переотложенном состоянии в юрских отложениях Мулнайского буроугольного месторождения (Вдовин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, 1969).

Юрские континентальные отложения начинают четвертый структурный этаж. Они встречаются небольшими пятнами в Солтонской впадине, где заполняют понижения древнего рельефа и представлены молассовой формацией, сложенной полускальными конгломератами с глинистым и железистым цементом, аргиллитами, глинами и песками с прослоями бурых углей мощностью до 4 м. В пригорношорской части Солтонской впадины мощность юрских отложений достигает 60 м, в присалаирской части превышает 140 м, а в отдельных участках увеличивается до 350 м и более.

Меловые отложения в Неня-Чумышском грабене пользуются широким распространением и представлены пестроцветной формацией, начинаящей пятый структурный этаж. Отложения нижнего мела выделены в илекскую свиту и сложены преимущественно аргиллитами, реже песчаниками, песками, конгломератами и мергелями. В песках и песчаниках встречаются редкие прослои глин. Общая мощность свиты колеблется от 100 до 200 м (Вдовин. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, 1969). Для них характерна повышенная карбонатность.

В долине р. Караган, левого притока р. Неня, при бурении обнаружена кора выветривания нижнемеловых аргиллитов илекской свиты на глубине до 40 м. Кора выветривания представлена красными глинами, в которых местами сохранились участки свежих аргиллитов. Продолженная мощность ее достигает 16 м (Малолстко, 1972).

Выше залегают верхнемеловые-палеогеновые нерасчлененные отложения, которые составляют ненинскую свиту, сложенную кварцевыми, местами каолинизированными песками и галечниками, белыми, красными и бурыми глинами. Значительное место в ее составе занимают огнеупорные каолиновые глины. В нижней части разреза встречаются прослои песчаников и алевролитов. Мощность свиты достигает 60—80, местами 120 м.

Палеогеновые породы в Неня-Чумышской впадине представлены лишь эоценовыми отложениями пестроцветной формации, сложенной глинами с линзами бокситов и бурых железняков. Мощность их достигает 115 м.

В составе неогеновых отложений выделяются бурлинская серия соленосной формации (миоцен — средний плиоцен) и залегающая на ней кочковская свита терригенной формации (верхний плиоцен — нижний плейстоцен). Отложения бурлинской серии соленосной формации широко распространены почти на всей территории Неня-Чумышской

М е л о б а я	Палеогеновая			Система	Индекс	Мощность м	Свиты и характеристики пород	Типы формаций
	Нижний	Верхний	Миоцен					
Девон-ская	Норская	Валанжинский и Барремский	Ангольский и Маттервильский	$K_2 - R_{pp}$	R_2	00-100	кочковская свита; глины, суглинки, редко галечники	терригенная
							бурлинская серия; глины красно-бурые плотные, часто гипсонасыщенные, песок, реже гравий и галечник	соленоносная
	J_{1-2}	D_2	K_2	K_1	P_2	50-60	пестроцветные донситоносные глины гидрагиллитовые донситы, бурые железняки; кора выветривания	
							ненинская свита; глины белые, красные и бурые, кирзовцевые пески и галечники, в нижней части с прослойками сидеритизированных песчаников и алевролитов	пестроцветная
	J_{1-2}	D_2	K_2	K_1	R_2	00-120	кора выветривания	
							иленская свита; красно-бурые пески, глины, аргиллиты, песчаники, конгломераты	
	J_{1-2}	D_2	K_2	K_1	P_2	>350	нерасчлененные отложения; переслаивание полимиктовых конгломератов, песчаников и песков с аргиллитами, глинами и пластами бурого угля	молассовая
							эфузивы, чередующиеся с глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами и известняками	эфузивно-осадочная

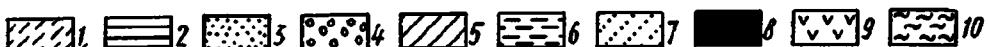


Рис. 22. Сводный геолого-литологический разрез отложений Неня-Чумышской впадины:

1 — суглинок; 2 — глина; 3 — песок; 4 — галечник; 5 — алевролит; 6 — аргиллит; 7 — песчаник; 8 — бурый уголь; 9 — эфузивы; 10 — кора выветривания

впадины. Они сложены озерно-аллювиальными образованиями, представленными красно-бурыми глинами с включением друз гипса, галечниками и полимиктовыми песками, иногда слабо сцементированными глинистым материалом. Мощность серии 50—60 м. Отложения, относимые к кочковской свите, заполняют древние погребенные речные долины впадины. Это преимущественно глины, суглинки с включением галечников. Мощность их достигает 70 м (Захаров, Максимов, 1962).

Породы пестроцветной и соленосной формации пятого структурного этажа, слагающие Неня-Чумышскую впадину, находятся в стадии диагенеза в уплотненном состоянии и могут служить надежным основанием для обычных инженерных сооружений. При обводнении стенок, проходимых в этих породах котлованов, следует иметь в виду возможность появления по ним оплычин и оползней, которые могут разрушать котлованы. Возникновение оползней и осолов также возможно по склонам при подрезке последних водотоками или человеком, о чем свидетельствует развитие оползней на подрезаемых рекой склонах, сложенных породами той же пестроцветной формации.

Четвертичные отложения в Неня-Чумышской впадине имеют повсеместное распространение и представлены различными генетическими типами, слагающими шестой структурный этаж. Низы нижнего плейстоцена слагают отложения верхов кочковской свиты, начавшей формироваться в конце плиоцена. Они сложены глинами с редкими гальками. Мощность их достигает 30 м. Верхняя часть нижнего отдела и средний отдел плейстоцена на водоразделах представлены субаэральными образованиями краснодубровской свиты, сложенной лесовыми породами, местами просадочными, мощностью до 25—30 м, а в долинах рек — отложениями монастырской свиты, сложенной песками и суглинками с редким включением галечников. Верхнечетвертичные отложения представлены по долинам рек аллювием древних речных террас. Они сложены в нижней части разреза песчано-гравийным материалом с галечником; выше залегают пески с прослойями супесей и иловатых глин. Озерные и озерно-болотные отложения представлены линзообразными прослойями иловатых глин и торфа в толще верхнечетвертичных террас. На водоразделах и на поверхности террас развиты субаэральные лесовые породы краснодубровской свиты, а на склонах водоразделов и днищах логов — буровато-желтые делювиальные суглинки (Архипов, 1971).

Таблица 9.

Характеристика гранулометрического состава и физико-механических свойств лесовых пород Неня-Чумышской равнины, Солтонский район (по материалам В. С. Арефьева, 1973)

Интервал опробования, м	Гранулометрический состав, %; размер частиц, мм			Естественная влажность, %	Число пластичности	Объемная масса скелета, г/см ³	Коэффициент пористости	Коэффициент относительной просадочности з.п. при нагрузке 3·10 ⁴ Па
	>0,05	0,05—0,005	<0,005					
1—6	12 $\frac{7-15}{11}$	12 $\frac{55-88}{64}$	12 $\frac{23-30}{26}$	43 $\frac{17-33}{26}$	43 $\frac{8-17}{13}$	31 $\frac{1,25-1,55}{1,34}$	31 $\frac{0,910-1,184}{1,042}$	15 $\frac{0,002-0,075}{0,031}$

П р и м е ч а н и е. Количество определений $\frac{\text{минимальные значения показателей} - \text{максимальные значения показателей}}{\text{среднее арифметическое значение показателей}}$.

Гранулометрический состав определяется методом ареометра, способ подготовки полудисперсный.

В табл. 9 приведены данные гранулометрического состава и физико-механических свойств покровных лесовых пород Неня-Чумышской впадины. Из этой таблицы нетрудно заключить, что здесь развиты в основном просадочные разности.

В голоцене многие седиментационные процессы, начавшиеся в верхнечетвертичное время, продолжаются. В первую очередь это относится к делювиальному смыву и накоплению покровных субаэральных отложений (Малолетко, 1972). По долинам рек отложения голо-

чена представлены пойменным, русловым и старичным аллювием, озерными и озерно-болотными образованиями.

Гидрогеологические условия

Гидрогеологические условия Неня-Чумышской впадины почти не изучены. Установлены лишь ее основные гидрогеологические особенности, характеризующиеся развитием двух водоносных комплексов, приуроченных к палеозойским и мезозойским отложениям (Кузнецова. Гидрогеология СССР, 1972).

Нижний комплекс представлен трещинными водами палеозойского фундамента, сложенного верхнедевонскими породами. Эти воды вскрыты скважиной на южной оконечности впадины. Водообильность комплекса низкая и составляет сотые доли литра в секунду. Минерализация комплекса 0,6 г/л, тип вод гидрокарбонатный кальциевый.

Верхний комплекс представлен порово-пластовыми водами рыхлого чехла впадины, приуроченными к отложениям юры и нижнего мела. Водоносные отложения юры распространены ограниченно и пока известны лишь в пределах Солтонской впадины (с. Караган). Минерализация подземных вод слабая и не превышает 0,5 г/л. Воды гидрокарбонатные кальциевые.

В нижнемеловых отложениях водоносными являются прослои песков. Удельные дебиты скважин сравнительно низкие, от 0,07 до 0,3 л/с, изредка выше. По данным А. М. Малолетко (1972), в с. Солтон дебит одной из пробуренных скважин составил 6 л/с при понижении уровня на 7,3 м. Минерализация подземных вод не превышает 0,5 г/л. Воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые и натриево-кальциевые.

Помимо двух отмеченных водоносных комплексов в Неня-Чумышской впадине развиты воды аллювиальных отложений, приуроченные к речным долинам. Их уровень связан с урезом воды рек и колеблется вместе с ним. Грунтовые воды и верховодка встречаются среди покровных лесовых пород на глубинах 5—10 м. Водоупором им служат глинистые породы кочковской свиты.

С выходами подземных вод на поверхность связано образование оплывов и оползней на участках береговых склонов, подрезаемых рекой, сложенных породами пестроцветной формации мела и палеогена, а также деформации бортов карьеров и подземных выработок, проходивших в этих породах.

Современные геологические процессы и явления

Из современных процессов и явлений в пределах Неня-Чумышской впадины наиболее существенное значение имеет просадка лесовых пород, с которой здесь связано образование степных блюдец. Берега рек интенсивно размываются. Поймы рек заболочены. По подмытым берегам рек Бии и Нени, их притокам и по бортам балок развиты овраги и оползни.

Оползни особенно сильно распространены на вогнутой стороне излучины подываемого правого берега р. Бии в районе деревень Васильевка — Ажинка, расположенных на береговых склонах высотой до 100 м. Здесь встречаются оползни древние и современные. Наиболее широко распространены древние оползни в отложениях ненинской свиты. Они тянутся с небольшими перерывами на протяжении 10 км. Длина по берегу отдельных оползней достигает 1—2 км. Обычно на оползневых склонах прослеживается до 6—8 оползневых уступов, ча-

сто взвужренных. В западинах между уступами и буграми встречаются ключи, способствующие образованию заболоченных участков шириной до 60 м и глубиной до 1,5 м. Высота стенок срыва оползней у бровки склона не превышает 25 м. Древние оползни в настоящее время почти стабилизировались. Устойчивость их нарушается лишь небольшими локальными оползнями, развивающимися на смещенных массах. Ликвидация этих локальных оползней потребует дренажа подземных вод на обводненных участках склонов. Повторные подвижки древних оползней возможны лишь при подрезке основания склонов рекой.

В 1940 г. в результате подмыва берега одним из рукавов р. Бия произошел большой оползень, разрушивший некоторые постройки д. Старая Ажинка. Для предупреждения появления здесь новых крупных оползней склонов необходимо укрепление берега от размыва по рукавам и протокам Бии, расположенным у подошвы склона, или отвод протекающих по ним вод в другие протоки, отделенные от подошвы склона долины поймой.

Помимо отмеченных оползней правого склона долины Бии оползни меньших размеров встречаются в мезокайнозойских отложениях Неня-Чумышской впадины по бортам балок и оврагов, впадающих в р. Неня, по долине Сары-Чумыша и других рек. В 1,5 км выше по реке от д. Старая Ажинка, на правом береговом склоне Бии, сложенном пестроцветными каолиновыми глинами ненинской свиты с прослойями галечников, ранее разрабатываемыми штолнями для производства огнеупорного кирпича, развиты многочисленные небольшие оплывины. Они приурочены к выходам подземных вод по прослойям галечников.

* *
*

Приведенная инженерно-геологическая характеристика Неня-Чумышского региона свидетельствует о том, что размещение, строительство и эксплуатация инженерных сооружений в данном регионе осложняются просадочностью лессовых пород и широким развитием в них оврагов, а также оползней по обводненным склонам долин рек и бортам балок и оврагов, сложенным отложениями пестроцветной формации мезокайнозоя, находящимися в стадии диагенеза. Аналогичные оползни возникают по откосам глиняных карьеров, разрабатываемых в подобных геологических условиях.

Строительство в Неня-Чумышском регионе на водоразделах и высоких террасах долин рек осложняется развитием покровных просадочных лессовых пород. Более благоприятны условия строительства на низких боровых песчаных надпойменных террасах, лишенных лессового покрова. На пойме строительство осложняют паводки и слабоуплотненные суглинистые породы, слагающие пойму. Приходится также учитывать возможность развития современных геологических процессов и явлений, разрушающих подрезаемые склоны. При проходке глубоких котлованов близ кровли подземных напорных вод, возможно выпучивание глинистых пород водоупорной кровли водоносных пластов.

РАЗДЕЛ III

ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА И ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ПОД ВЛИЯНИЕМ ИНЖЕНЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

За годы пятилеток накопился огромный опыт строительства, который показал, что особенности размещения новых объектов промышленного и гражданского строительства, не говоря о развитии существующих городов, здесь диктуются, с одной стороны, необходимостью приближения их к осваиваемым месторождениям полезных ископаемых, а с другой — необходимостью приближения к рекам как источникам водоснабжения и водным путям сообщения.

По мере расширения строительства в осваиваемых районах, особенно в Кузбассе, фонд удобных для строительства площадок уменьшается. По долинам рек приходится использовать для строительства не только высокие надпойменные террасы, но и пойму. Так, города Новокузнецк и Межуреченск расширяются за счет поймы Томи, поскольку высокие надпойменные террасы уже застроены. Это вызывает необходимость сооружения ограждающих дамб, засыпки стариц, намыва грунтов на пойму и других дорогостоящих мероприятий по подготовке строительных площадок.

В степных частях территории, а также на высоких надпойменных террасах строительство осложняется развитием с поверхности просадочных лессовых пород. В Кузбассе рост городов и других населенных пунктов, железных и шоссейных дорог затрудняется наличием разрабатываемых угольных месторождений, отвалов из угольных карьеров, терриконов и провалов над выработанными шахтными полями, примером чему служат города Прокопьевск, Киселевск, Осинники и др.

Горный Алтай наиболее сложен для размещения объектов строительства. Причина — круто склонные долины, осыпи и обвалы склонов, курумы, кары, ледники и снежные лавины. Наиболее доступны для освоения в Горном Алтае межгорные впадины, выполненные мезокайнозойскими обломочными и глинистыми отложениями, а также расширения долин рек и надпойменные террасы. В какой-то мере также могут быть использованы поверхности выравнивания. Гидroteхническое строительство в районе развития карбонатных пород осложнено развитием карста.

Ниже приводятся результаты обобщения опыта строительства и эксплуатации различных видов инженерных сооружений на рассматриваемой территории в различных геолого-геоморфологических условиях, кратко описываются инженерно-геологические процессы и явления, возникшие под влиянием инженерной деятельности человека, и показаны некоторые изменения природной обстановки, вызванные его деятельностью.

Промышленное и гражданское строительство. Опыт строительства и эксплуатации промышленных и гражданских сооружений ниже описывается раздельно для объектов, расположенных на пойме и низких надпойменных террасах долин рек, и объектов, размещенных на водоразделах и высоких надпойменных террасах, поскольку геолого-геоморфологические условия этих элементов рельефа резко различны.

Строительство на поймах и низких надпойменных террасах осложняется сильной заболоченностью и заторфованностью, слабой уплотненностью слагающих их супесей, суглинков и ста-ричных илов, близким залеганием уровня подземных вод и затопляемостью поймы в паводки.

При использовании для строительства затопляемой поймы р. Томь применяются насыпь рыхлых пород с ближайшего высокого берега (Новокузнецк) до отметки, превышающей уровень наиболее высоких паводков, или ограждающие дамбы (Междуреченск, Новокузнецк). Длина дамб достигает 16 км (Междуреченск). В сильные паводки при переливе воды через дамбы они нередко размываются. Для осушения заболоченных участков низких террас обычно применяется дренаж, старицы засыпаются местными породами.

Пойма и первая надпойменная терраса по долинам рек Оби, Томи и их притокам сложены преимущественно тяжелыми суглинками и глинами с прослойями и линзами супесей; ила и торфа, реже песками. Подстилаются они галечниками и песками, содержащими напорный водоносный горизонт. В весенние паводки подземные воды затаплиают подвалы зданий. Вторая надпойменная терраса по долинам рек Кольвы-Томской зоны сложена преимущественно супесями и мелковернистыми песками с линзами иловатых суглинков и глин. На глубине выше 15 м они подстилаются среднезернистыми песками с гравием и галькой. Подземные воды залегают на глубине 0,0—0,7 м. Песчаные породы, насыщенные водой, образуют плытуны, в которых при забивке свай проявляются тиксотропные свойства (Трепетцов, 1970).

В таких условиях в Томске пятиэтажные здания из кирпича до 50-х годов строились преимущественно на ленточных фундаментах с нагрузкой в основании фундаментов до $2 \cdot 10^5$ Па либо на бутовых фундаментах на двойном шакате из лиственничных бревен. Современные пятиэтажные здания в Томске выстроены на различных фундаментах: железобетонных ленточных с нагрузкой на грунт $1 \cdot 10^6$ — $1,5 \cdot 10^6$ Па, сплошных железобетонных плитах, свайных с высоким и низким ростверком. Длина свай 6—10 м, сечение 30×30 или 35×35 см. Опыт строительства на поймах и первых надпойменных террасах Оби в Новосибирске (по данным Ф. А. Никитенко) и Томи в Томске (Малышев, Рождественская, 1966) показал, что наиболее экономичными для пяти- и, в перспективе, девятиэтажных зданий являются свайные фундаменты при длине свай до 12 м, сечением 35×35 или 40×40 см, с несущей способностью 25—40 т. Сваи проходят слабые породы и забиваются в подстилающие пески и галечники «до отказа» (примерно на 0,5 м). Нагрузка на такие сваи принимается до 40—50 т. При близком залегании галечников здания строят на ленточных фундаментах. В этом случае

при проходке котлованов требуется организация водоотлива. Применение висячих свай на участках распространения торфяно-илистых отложений вызывает недопустимые деформации сооружений (Томск).

На территории поймы и первой надпойменной террасы условия для организации поверхностного стока, устройства и эксплуатации подземных сооружений и дренажей неблагоприятны. Это обусловлено малыми уклонами поверхности, неглубоким залеганием подземных вод, выносом мелкозема от размыва склонов высоких террас талыми и дождевыми водами, способствующим заиливанию дренажей. При строительстве в таких условиях целесообразна планировка территории подсыпкой на высоту до 2 м за счет срезки пород высоких террас.

На пойме и низких террасах Оби, Томи и их притоков исключительно глубокое залегание подземных вод способствует образованию наледей, морозному пучению глинистых пород и заболачиванию. В г. Междуреченске ряд зданий, пазухи фундаментов которых при строительстве были заполнены суглинком вместо дренирующего грунта, после неоднократного промерзания фундаментов деформировались за счет пучения этих суглинков.

Вблизи бровок террас, на дренированных участках, имеет место суффозия, с которой связаны оседание и провалы. Провалы особенно часты вдоль прокладываемых коммуникаций. На суглинистых участках поймы при размыве нередко возникают небольшие оползни.

Особенности строительства на водоразделах и высоких надпойменных террасах определяются развитием на них лессовых пород значительной мощности. Крупные просадки и деформации промышленных и гражданских сооружений, выстроенных на лессовых породах, появились в 30-е годы при освоении Кузнецкого угольного бассейна. Общая величина просадок достигала 70—80 см, что приводило к крупным деформациям фундаментов и стен (Абелев, 1934). Причиной их являлось замачивание лессовых пород атмосферными водами при неорганизованном их стоке. В это время на лессовых породах 4—5-этажные здания строились на ленточных фундаментах шириной 1—1,2 м, а мелкие — на столбчатых фундаментах. Наиболее ответственные сооружения возводились, да и теперь возводятся, на сплошной железобетонной плите или висячих сваях. Серьезных деформаций все эти сооружения не имеют, кроме заложенных на ленточных фундаментах, основание которых было замочено. Подобные деформации сооружений наблюдались в Новокузнецке и Кемерово. Для укрепления разрушающихся зданий здесь применяются жесткие (железобетонные и железные) пояса. Наиболее просадочные лессовые породы в Кузбассе распространены в Промышленном, Ленинск-Кузнецком и Беловском районах. Величина просадочности их здесь достигает 8—10 см. Просадочность лессовых пород обычно прослеживается до глубины 5—7 м, реже более. Деформации различных производственных и гражданских зданий образуются также при искусственной подрезке склонов, вызывающей развитие оползней. Подобные деформации имели место в Осинниках, Новокузнецке и других местах.

Территория Томска застраивается 5- и 9-этажными зданиями. Фундаменты кирпичных зданий до пяти этажей ленточные на естественном основании и свайные, крупнопанельных 5-, 7- и 9-этажных — свайные. Сваи железобетонные сечением 30×30 и 35×35 см, длиной 5—11 м, с обычным армированием. При этом сваи либо полностью прорезают толщу просадочных лессовых пород, либо в соответствии с требованиями «Руководства по проектированию свайных фундаментов зданий и сооружений, возводимых на просадочных грунтах» (1964) останавлива-

ваются в слое слабопросадочных пород. Нагрузки на сваю с учетом возможного замачивания просадочных пород колеблются в пределах 20—40 т. Здания, построенные на сваях, как полностью прорезающих просадочную толщу, так и не полностью прорезающих, ведут себя устойчиво даже при аварийном замачивании.

Для ленточных фундаментов сейчас проводится уплотнение просадочных пород тяжелыми трамбовками на глубину 1,5—2,0 м ниже дна котлована. Критерием качества уплотнения служит объемная масса скелета пород, равная 1,60 г/см³ на нижней границе уплотненной зоны. В связи с тем что естественная влажность лессовых пород в пределах глубины заложения фундаментов сильно меняется по площади и во времени, трамбование их по обычной методике далеко не всегда дает положительный результат. Ф. А. Никитенко, В. С. Арефьевым и В. В. Маценко (1974) разработаны методы уплотнения тяжелыми трамбовками просадочных лессовых пород с естественной влажностью менее 14% и с естественной влажностью более 14% при степени водонасыщенности до 0,6. Эти методы позволяют уплотнить просадочные породы до заданной глубины не только при естественной влажности, значительно отличающейся от оптимальной, но и в любое время года без дополнительного замачивания.

Опыт строительства и эксплуатации различных сооружений с ленточными фундаментами на лессовых породах, не уплотненных тяжелыми трамбовками или уплотненных частично, свидетельствует о том, что в этих сооружениях довольно часто возникают недопустимые деформации. Характер деформаций сравнительно одинаков. Это одна или несколько вертикальных трещин, распространяющихся через все здание и раскрывающихся сверху. Ширина трещин поверху достигает 10 см и в среднем имеет величину 3—4 см (Арефьев, Швецов, 1972). Причиной деформаций зданий является неравномерная просадка лессовых пород в основании фундаментов, возникшая в результате их замачивания. Источниками замачивания являются водопровод, канализация, брызгальные бассейны, градирни и поверхностные воды.

В зависимости от мощности слоя просадочных пород, их свойств, конструктивных особенностей инженерных сооружений и характера их деформаций применяются различные мероприятия по укреплению зданий (Арефьев, Швецов, 1972). К ним относятся следующие: 1) применение армированных железобетонных и различных металлических поясов; 2) уплотнение лессовых пород в основании фундаментов строящихся, построенных и деформирующихся сооружений искусственным замачиванием; 3) комплекс водозащитных мероприятий.

Для строительства малонагруженных сельскохозяйственных зданий начинают применять короткие пустотелые квадратные сваи сечением 40×40 см и полугораметровые железобетонные пирамидальные сваи. Сооружения, построенные на таких фундаментах, ведут себя устойчиво.

Лессовые породы легко размываются линейными потоками на склонах. В ряде городов имеются примеры, когда в течение нескольких дней при сбросе по склонам сточных вод с предприятий открытым способом образовались овраги длиной 35—50 м. По трассам подземных коммуникаций иногда наблюдаются на поверхности провалы-воронки, образующиеся вследствие выноса мелких частиц из лессовых пород при утечке воды по стыкам труб и в зоне недоуплотненной засыпки пазух.

На песчаных породах речных террас здания в 9 и более этажей возводятся на призматических железобетонных сваях сечением 30×30 и 35×35 см и длиной от 4 до 10 м. Нагрузка на сваю колеблется от 30

до 65 т в зависимости от состава подстилающего слоя пород. Значительно реже применяют железобетонные плиты. Малонагруженные сельскохозяйственные постройки и здания до 5 этажей, как правило, строятся на ленточных фундаментах. На отдельных участках, где в основании фундаментов залегают верхнечетвертичные рыхлые эоловые или аллювиальные пески, применяют их уплотнение тяжелыми катками или трамбовками.

В долинах рек, при заложении фундаментов в песках ниже уровня подземных вод, применяется водопонижение иглофильтровыми установками. Поверхностный водоотлив применяется редко, так как он приводит к значительному разрыхлению песчаных пород, что ведет к неравномерным осадкам зданий и их деформациям.

Строительство в предгорных и горных районах на делювиальных породах, представленных суглинками и супесями с примесью обломочного материала (древесы и щебня) в количестве до 50% и прослойями и линзами песка, при достаточно высокой несущей способности, осложняется неоднородностью их сжимаемости. Это создает ряд трудностей, особенно при возведении зданий на ленточных или столбчатых фундаментах, и требует применения мероприятий по предотвращению возможной неравномерной осадки, к которым относятся следующие: а) переменная ширина фундамента; б) применение различных уступов в ленточных фундаментах; в) увеличение общей глубины заложения фундаментов с тем, чтобы выйти на однородные по сжимаемости породы; г) применение конструктивных мероприятий. Здания, построенные на ленточных или столбчатых фундаментах с применением отмеченных мероприятий, учитывающих особенности делювиальных пород, в процессе эксплуатации ведут себя устойчиво.

При проходке глубоких котлованов в глинистых отложениях кочковской свиты в равнинных и предгорных частях территории, при приближении к кровле водоносных напорных горизонтов подземных вод (барнаульская пачка) возможно выпучивание глинистого дна и стенок котлованов и прорыв в котлованы подземных вод. Аналогичные явления могут иметь место при проходке глубоких котлованов в мезокайнозойских отложениях Неня-Чумышской впадины и внутригорных впадин Горного Алтая. В песках мела на севере Кузбасса иногда появляются деформации зданий, связанные с разрыхлением песков на дне котлованов при открытом водоотливе.

При возведении инженерных сооружений на скальных метаморфизованных породах палеозоя также иногда имеют место деформации зданий, сопровождающиеся трещинами на них. Подобные деформации облегченных зданий связаны с пучением при сезонном промерзании суглинистого делювиального деятельного слоя, покрывающего скальные породы. Более сильные деформации встречаются у зданий, заложенных частично на «скале», частично на прослоях щебня среди суглинистого делювия, принятых в процессе изысканий в буровых скважинах за «скалу», что приводит к неравномерной осадке зданий и появлению трещин на них. Поэтому во избежание ошибок разведку площадок для строительства инженерных сооружений рекомендуется вести шурфами с обязательной проходкой щебнистого слоя делювия на полную мощность, вплоть до скальных пород (Трепетцов, 1964).

Следует также отметить, что на территории Новосибирска (по данным Ф. А. Никитенко) и других городов, особенно в старой их части, обычно встречаются насыпные антропогенные породы из отвалов глиняных карьеров кирпичных заводов, котлованов под фундаменты зданий, промышленных отходов, свалок бытового и строительного мусора.

засыпки оврагов и других пониженных участков рельефа. Все эти породы обладают высокой весьма неоднородной сжимаемостью, поэтому требуется их удаление из-под фундаментов проектируемых зданий или закрепление с помощью забивки свай до плотных пород. Произведенные подсчеты показывают, что при погружении фундамента в насыпных породах на глубину 1,2 м в большинстве случаев более рациональным оказывается применение свайных фундаментов, а не ленточных на естественном основании. Деформации фундаментов и стен происходят тогда, когда влажные глинистые лессовые и другие пылевато-илистые породы промерзают в котлованах, подготовленных для строительства осенью, или под фундаментами еще не отапливенных зданий. В этом случае, при подтягивании воды к зонам промерзания, происходит значительное пучение замерзающей зоны пород и деформации фундаментов и стен сооружений. Летом мерзлые вспученные породы неравномерно оттаивают и проседают и возникают новые деформации зданий. Поэтому открытие котлованов и закладку фундаментов надо производить в теплое время года или полностью предохранять грунты от промерзания. Основными мерами борьбы с сезонным промерзанием и пучением, широко применяемыми на практике, являются осушение и отапливание промерзающих пород вблизи сооружений. Для ослабления сил морозного пучения применяют песчано-гравийную или песчано-щебеночную подсыпку в котлованы, траншеи под крупные коммуникации, обсыпку колодцев (канализационных, теплокамер и т. д.). Глубина заложения фундаментов зданий обычно принимается равной глубине сезонного промерзания пород. Влияние сезонного промерзания оказывается на самых различных сооружениях в промышленном и гражданском строительстве.

При заложении фундаментов деревянных двухэтажных домов на глубину, меньшую глубины сезонного промерзания, на обводненных глинистых породах деревянные срубы домов выпучиваются, а кирпичные печи их сохраняют неподвижность. В практике строительства Томска наблюдалась просадка фундаментов после оттаивания промороженной водонасыщенной супеси при строительстве «нулевого» цикла здания с подвалом. Нижние фундаментные подушки отваливались от кладки стен подвала. Имели место деформации сплошных железобетонных плит при промерзании водонасыщенных супесей и легких суглинков в основании в процессе строительства. Деформации пучения испытывают также и свайные фундаменты при наличии грунтовых вод в зоне сезонного промерзания, отсутствии достаточной пригрузки и воздушного зазора под подошвой ростверка.

В Горном Алтае строительство на многолетнемерзлых породах осуществляется главным образом в пределах Чуйской, Курайской, Уймонской и других межгорных впадин. Оно пока что ограничивается возведением малонагруженных сельскохозяйственных и двух-трехэтажных жилых, административных и культурно-бытовых зданий. Все они возводятся на ленточных фундаментах с применением общезвестного комплекса мероприятий по сохранению теплового режима мерзлых пород. Но эти мероприятия не всегда правильно выполняются строителями, в результате чего имеются примеры серьезных деформаций зданий.

Следует также отметить, что при локальном оттаивании мерзлых пород под зданиями начинают накапливаться надмерзлотные воды, появляются линзы оттаявших мягкопластичных и текучепластичных пород, вызывающие неравномерные осадки и деформации сооружений.

Железные и шоссейные дороги. Железные и шоссейные дороги в

равнинной части рассматриваемой территории трассируются по пологим склонам водоразделов, террасам долин крупных рек, а в горной части — преимущественно по террасам и коренным склонам долин рек; при пересечении хребтов используются седловины.

Опыт строительства железных и шоссейных дорог в равнинной северной и западной частях территории на суглинистых и песчанистых породах показывает, что насыпи земляного полотна существенных деформаций не имеют. На железных дорогах наиболее развиты небольшие балластные корыта глубиной до 50 см и связанные с ними выплески, возникающие при засорении балластного слоя. Особенно часто они встречаются на стационарных путях, где затруднен дренаж земляного полотна. Зимой на отдельных участках развиваются небольшие верховые пучины (Трепетцов, 1964).

В небольших выемках, пройденных в суглинистых породах, в предгорной части территории в конце зимы (в феврале — марте) также образуются небольшие пучины, обычно связанные с верховодкой. Протяженность участков, подвергнутых пучинам, достигает 30—200 м. При оттаивании их весной образуются просадки пути. При оттаивании выемок и полувыемок весной и в дождливое время года в суглинистых породах по откосам развиваются небольшие оплывины.

При отсыпке насыпей на болотах и заболоченных поймах рек из суглинистых и глинистых пород иногда имеет место расплывание насыпей и просадка пути, что требует постоянной их досыпки и осушения. Порой происходит размыв земляного полотна в паводки. В это же время нередко размываются земляные конуса береговых опор мостов и сами опоры. Протяженность размываемых участков достигает 80—200 м, а ширина размыва берега — от нескольких метров до 70 м/год.

В Горном Алтае на шоссейных дорогах, проходящих полувыемками по крутым высоким склонам (Чуйский тракт), развиваются осыпи, а иногда обвалы, на прижимах разрушающие полотно дороги.

На коренных склонах долин рек Томи и Кондомы в Кузбассе в полувыемках, врезанных в скальные породы, на железной дороге Новокузнецк — Таштагол имеется ряд обвальных участков. Эти участки приурочены к откосам полувыемок высотой до нескольких десятков метров, расположенных в местах прижима рек к коренному берегу, где углы откосов полувыемок превышают углы природных склонов скальных пород. Осыпи засоряют железнодорожные пути, а крупные обвалы нередко достигают нескольких десятков кубометров, вызывают перерыв в движении поездов на несколько часов. Обвалы происходят обычно весной при оттаивании откосов полувыемок и в дождливое время года. Протяженность их достигает 600—800 м (Трепетцов, 1970).

М. И. Кучиным (1938) эта железная дорога и деформации на ней обследовались во время ее строительства. Им в то время было отмечено по дороге более 40 оползней нагорных откосов выемок (оползал делювий по элювию коренных пород) и откосов насыпей, отсыпанных суглинисто-щебнистым делювием и элювием из выемок. На пойме насыпи, отсыпанные камнем из выемок, деформаций не имели. Интенсивное развитие оползней откосов выемок было связано с наличием верховодки в верхней части делювия и отсутствием тогда нагорных канав. Имели место и оползни откосов насыпей, связанные с неоднородностью осадки отсыпанных в насыпь рыхлых пород. Особо М. И. Кучиным были отмечены оползни, возникающие в откосах выемок, пересекающих седловины водоразделов. Седловины он рекомендовал обходить по одному из их склонов во избежание оползней откосов делювия с обеих сторон пути. Им также было рекомендовано заложение откосов выемок

в элювиальных породах коренного склона 1:1 и 1:1,5, а в делювии плотного сложения 1:2 и 1:1,75. Характерно, что по всей трассе железнодорожного пути подземных вод, кроме верховодки, в делювии и аллювии обнаружено не было.

В Кузнецком бассейне, при пересечении железной дорогой выработанных шахтных полей угля, нередки случаи просадки пути, достигающие нескольких сантиметров.

Для борьбы с отмеченными деформациями на железных дорогах применяются следующие основные мероприятия:

1. Выпески и балластные корыта ликвидируются заменой засоренного балласта и устройством прорезей — дренажей.

2. Неровности пуги, вызываемые верховыми пучинами, достигающими нескольких сантиметров, связанные с верховодкой, устраняются подкладкой под рельсы зимой «пучинных карточек».

3. Пучины коренные, связанные с наличием грунтовых вод, в суглинистых породах земляного полотна, ликвидируются заменой суглинистых пород дреинирующими, с асбестовой или шлаковой подушкой.

4. Просадки пути на насыпи устраняются досыпкой, а увлажнение, вызывающее расплывание насыпей, осушением основания и тела насыпей — дренажами (прорезями и канавами).

5. Оплывы и оползни откосов выемок ликвидируются с помощью выполаживания откосов, их одернованием, устройством поверхностных и глубоких дренажей и пагорных канав.

6. Для предупреждения осыпей и обвалов откосов выемок, пройденных в скальных и полускальных породах там, где это возможно, производится выполаживание откосов до угла устойчивых природных склонов, а там, где это затруднительно из-за большого объема работ по срезке откоса, организуются обвалные посты и по мере необходимости скалолазами производится уборка камней на подозрительных участках откосов.

7. Подмы насыпей и конусов мостовых опор ликвидируются укреплением их откосов от размыва каменной наброской и другими средствами.

Приведенный опыт строительства и эксплуатации железных дорог с успехом может быть использован инженерами-геологами и строителями при изысканиях и проектировании новых железных и шоссейных дорог как в равнинной, так и в горной частях территории.

Гидротехническое строительство. Опыт гидротехнического строительства и эксплуатации Новосибирского водохранилища, омывающего с северо-западной стороны Колывань-Томскую возвышенность, показал, что в песчаных отложениях надпойменных террас Оби переработка берега за первые два года наполнения водохранилища (1957—1958) достигла на различных участках берега 24—52 м, в среднем за год 12—27 м. Одновременно происходила выработка пляжа. За семь лет эксплуатации водохранилища переработка берега мостами составила 110 м, превысив прогнозную на десять лет на 30 м, а прибрежная отмель достигла 85 м при уклоне до 20—23°. Среднегодовая переработка берега за эти семь лет составила около 16 м против начальной 12—27 м/год, что объясняется постепенным затуханием энергии абразии в связи с развитием отмели, на которой волны трансформируются и теряют свою энергию. Подъем воды в Оби в связи с сооружением водохранилища вызвал подпор подземных вод, который распространился по берегам в сторону от водохранилища до 3 км (Невечеря, 1965).

В предгорной части рассматриваемой территории Алтай-Саянской области, и особенно в Алтайском крае, нередко для водопоя скота, по-

лива и других хозяйственных нужд в балках и оврагах сооружаются небольшие пруды для хранения весенних вод с помощью глухих плотин. Плотины эти отсыпаются из лессовых пород, развитых с поверхности. Они слабо фильтруют и исплохо держат воду, однако весной при переливе через них воды легко размываются. Сохранить эти плотины можно при помощи устройства водосливов для своевременного сброса по ним паводковых вод. Однако это не всегда рентабельно, так как сооружение и эксплуатация здесь водосливов обходятся дороже, чем восстановление разрушенной плотины (Трепетцов, 1964).

Разработка полезных ископаемых подземными горными выработками. Разработка полезных ископаемых подземными горными выработками широко применяется в Кузбассе, Колывань-Томской зоне, на Салайре и Горном Алтае при добыче угля, железных и полиметаллических руд и других полезных ископаемых.

Изучением горного давления в подземных выработках, давления на крепь, сдвижения пород в горных выработках и других процессов, в частности провалов поверхности земли над выработанными пространствами, в Кузбассе занимается Кузбасский филиал Всесоюзного научно-исследовательского маркшейдерского института (ВНИМИ), расположенный в Прокопьевске. Институт ведет наблюдения за этими процессами по всему Кузбассу, за исключением Барзасского и Томь-Усинского районов, начиная с 1928 г.

Наземное строительство в районах горнопромышленных предприятий и разработка полезных ископаемых подземными выработками интересуют с точки зрения появления провалов над выработанными полями месторождений, стесняющих развитие городов и поселков. Провалы над выработками наиболее распространены в Кузнецком бассейне. Глубина их достигает 40—60 м, длина — нескольких сотен метров (по простирианию выработанных пластов угля), а ширина — двух десятков метров. Форма, глубина и протяженность провалов зависят от мощности и угла падения выработанных пластов угля. Особенно распространены провалы в районе Прокопьевска, за вокзалом, и в Киселевске, в его северной части. В значительно меньших количествах они встречаются в городах Ленинск-Кузнецком, Осинниках и Анжеро-Судженске. С провалами над подземными горными выработками связаны оползни склонов и разрушение жилых зданий. Такие оползни особенно часто встречаются в городах Осинники и Прокопьевске. Следует отметить, что при проходке подземных выработок с взрывными работами на поверхности земли и в жилых зданиях иногда появляются трещины.

Участки, подверженные провалам, обычно исключаются из площа-ди застройки. Строительство на них допускается после полной стабилизации осадки и засыпки воронок, с разрешения маркшейдерского отдела управления рудника в соответствии с существующим на этот счет положением. Однако опыт застройки на участках провалов показывает, что в некоторых случаях здесь имеет место просачивание в дома газов из старых обвалившихся горных выработок, почему дома эти становятся непригодными к эксплуатации (Трепетцов, 1970).

Оказывают влияние на строительство в Кузнецком бассейне угольные пожары в подземных горных выработках, случающиеся обычно до глубины 100—130 м. С подземными пожарами связаны провалы поверхности земли в пустоты от выгоревших углей и возможное поступление газа в жилые здания, расположенные на участке подземных пожаров в горных выработках. П. И. Шкуренко и И. И. Гордеев (1941) считают, что самовозгорание угля в подземных выработках возникает при плохом проветривании рудников.

Следует также остановиться на влиянии на инженеро-геологические условия Кузбасса терриконов. Высота терриконов — 60—80 м, а объем складируемой породы — несколько миллионов кубометров. Попадающий вместе с пустой породой в терриконы уголь в результате окисления самовозгорается, почему терриконы обычно дымятся. Температура пород в них достигает 1000° и более. На самовозгорание терриконов влияют многочисленные факторы: содержание горючих материалов, главным образом угля, степень метаморфизма и измельчения углей, плотность (воздухопроницаемость) отдельных слоев и отвалов в целом, атмосферные осадки и температура воздуха, теплопроводность пород, форма, объем и высота отвалов, господствующее направление ветров, наличие трещин усадки, контакт породы отвала с деревянными элементами, склонность пород к выветриванию, период эксплуатации.

Установлено, что большинство терриконов по воздухопроницаемости можно подразделить на пористые и плотные. Статистика показывает, что большинство терриконов загорались в период от 2 до 7 лет с начала разгрузки пустой породы на отвал. В первые два года эксплуатации не было зарегистрировано ни одного случая самовозгорания. Пористые отвалы имели срок самовозгорания от 2 до 4 лет, плотные — от 4 до 7 лет. Надо отметить, что с откачкой воды из подземных горных выработок связано понижение уровня подземных вод, что также отражается на инженерно-геологических условиях территории. Кроме того, сбрасываемые из шахт воды загрязняют поверхностные водоемы.

Разработка полезных ископаемых открытым способом на рассматриваемой территории широко применяется при добыче угля, известняков для флюсов, каменных строительных материалов, огнеупорных глин, реже им пользуются при добыче полиметаллических и алюминиевых руд и других полезных ископаемых.

При вскрытии месторождений, несмотря на ряд мероприятий, предусмотренных проектом работ, все же часто возникают деформации откосов карьеров вследствие недоучета геологического строения, трещиноватости и выветривания пород, гидрогеологических условий, физико-механических свойств пород, слагающих откосы карьеров, и других природных условий. Среди деформаций откосов наиболее развиты оползни, широко распространенные в угольных карьерах у г. Междуреченска, а также в Кедровском, Красногорском и других карьерах. Оползни возникают при подработке откосов, нарушающей их устойчивость. Так, в Кузбассе, в Кедровском угольном карьере, расположенному в 20 км севернее г. Кемерово, оползни откосов происходят при подрезке слоев, залегающих наклонно от забоя к дну карьера. Песчаники и уголь ползут в карьер по наклонной поверхности алевролитов. Вместе с ними смешаются и покровные суглинки, достигающие мощности 4—5 м. Углы откосов карьера запроектированы были 60—70°, а фактические не превышают 30°. При смещении бортов карьера скорость оползания пород достигает 3 м/сут. Обычно оползни возникают по обводненным откосам, особенно весной и в дождливое время года. Нередко они возобновляют свое движение при подрезке их в нижней части. По фронту карьера оползни достигают 460 м и в сторону от бровки забоя — до 230 м; высота оползневой стенки срыва не превышает 8 м. Объем смещающейся породы иногда достигает 27 тыс. м³. Известны случаи завалов экскаваторов при смещении горных пород откосов карьера. Наиболее часто подобные оползни возникают при разработке угля по восстанию пласта, где обычно имеются выходы подземных вод.

Борта действующих карьеров передко разрушают осыпи и обвалы, суффозионные процессы и оплывины. Наиболее крупные деформации

подобного типа развиваются в бортах карьеров при наличии зон тектонических нарушений, а также ослабленных прослоев глинистых и углисто-глинистых пород. Немаловажное значение при этом играет применяемая система разработки угольных месторождений с предварительным рыхлением горных пород взрывами. Наибольшее количество деформаций в бортах карьеров происходит в вссине-летний период, когда выпадает максимальное количество атмосферных осадков.

Осыпи и обвалы, как правило, наблюдаются в рабочих бортах угольных карьеров, в основном по крутопадающим трещинам в скальных массивах. Суффозионные процессы и оплывины наиболее часто встречаются в рыхлых четвертичных отложениях, чему в значительной степени способствует увлажнение пород атмосферными осадками, деятельность подземных вод и разработка рыхлых пород с применением гидросмыва (Трепетцов, 1970).

Разработка угольных месторождений Кузбасса открытым способом неразрывно связана с инженерно-геологическим изучением и прогнозом устойчивости бортов карьеров. Решение данного вопроса возможно при условии учета особенностей всего многообразия элементов природной обстановки, оказывающих влияние на устойчивость бортов карьеров. К этим элементам в первую очередь относятся следующие: 1) физико-географические условия; 2) геологическое строение; 3) геоморфологические и гидрогеологические условия; 4) трещиноватость и выветрелость пород; 5) состав, текстурно-структурные особенности и физико-механические свойства горных пород (Ольховатенко, 1972).

Изучением влияния отмеченных элементов природной обстановки на разработку угольных месторождений Кузбасса открытым способом на протяжении последних 10 лет занималась кафедра инженерной геологии Томского инженерно-строительного института. Результаты исследований освещаются в работах В. Е. Ольховатенко, Г. М. Рогова, А. Л. Ященко, А. Т. Ященко и других исследователей. С целью количественной оценки устойчивости бортов карьеров с учетом особенностей инженерно-геологического строения региона указанными авторами были обоснованы методы расчетов и выбирались расчетные показатели физико-механических свойств горных пород. Обработка инженерно-геологической информации и выбор расчетных показателей выполнялись с применением методов математической статистики и ЭВМ. Обобщенные результаты расчетов устойчивости бортов карьеров Кузбасса приведены в табл. 10, из которой видно, что общие (генеральные) углы наклона бортов карьеров оказались различными для разных геотектонических зон и существенно зависят от литологической характеристики, физико-механических свойств горных пород, слагающих борта карьеров, и пространственной изменчивости их свойств.

Надо отметить, что влияние на освоение угольных месторождений оказывают также климатические условия, степень тектонической нарушенности пород и их обводненность. В связи с этим при разработке угольных месторождений Кузбасса открытым способом требуется отвод поверхностных вод, предварительное осушение пород, снижение общего угла наклона борта в зонах тектонических нарушений.

Борта карьеров в скальных породах, метаморфических сланцах пещеркинской свиты (Урский и Бочатский карьеры), в известняках девона (Толсточихинский, Керлегешский и другие карьеры) ведут себя обычно устойчиво даже при почти вертикальных откосах (70 — 90°). Лишь при длительном их стоянии образуются небольшие осыпи, вызываемые физическим выветриванием, в частности морозным.

Таблица 10

Генеральные углы наклона бортов для угольных карьеров Кузбасса в различных геотектонических зонах (по В. Е. Ольховатенко, 1973)

Геотектонические зоны Кузбасса	Место-рождения или углеразрезы	Литологическая характеристика пород, слагающих борта карьеров	Глубина проектируемых или действующих карьеров, м	Генеральный угол наклона борта карьера (град.) при коэффициенте запаса 1,3 и условии предварительного осушения
Приколывань-Томская зона линейной складчатости и разрывов	Глушинское	1. Четвертичные глины и су-глинки 2. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли балахонской серии	150	36
	Кедровский	то же	150	33
	Хорошеборский	то же	100	33
	Латышевский	то же	100	30
Подзона пологой линейной складчатости Присалайрской полосы Кузбасса	Уропское	1. Четвертичные глины и су-глинки 2. Аргиллиты, алевролиты и песчаники тарбаганской серии 3. Аргиллиты, алевролиты, песчаники кольчугинской серии	200	36
	Моховское	1. Четвертичные глины и су-глинки 2. Аргиллиты, алевролиты, песчаники кольчугинской серии	150	36
Центральная зона пологих складок и куполовидных поднятий	Талдинское	то же	200	36
	Ерунковское	то же	200	35
Подзона интенсивной линейной складчатости Присалайрской полосы Кузбасса	Анаильинское	1. Четвертичные глины и су-глинки 2. Породы балахонской серии (песчаники, алевролиты, углистые алевролиты, углистые аргиллиты, угли)	200	38
Пригорношорская зона моноклиналей	Сибергинское	1. Четвертичные глины и су-глинки 2. Породы балахонской и кольчугинской серий (песчаники, алевролиты, каменные угли)	200	42
	Томь-Усинское	то же	200	43

Примером деформаций откосов карьеров в глинистых породах может служить Апрелевское месторождение глин, расположеннное в 4 км к юго-западу от ст. Ариничево. Здесь оползает южный откос, крутизна которого достигает 30° . Смещение его происходит в результате обводнения глин по песчаным прослойям. Сползание откоса сопровождается трещинами шириной до 7—15 см и глубиной до 1,5 м, идущими вдоль бровки забоя карьера. Наиболее активны эти оползни весной при оттаивании бортов карьера и в дождливое время года. Уклон поверхности оползающих глин не превышает 12 — 15° . Здесь же по бортам карьера покровные лессовидные суглинки, смачиваемые верховодкой, а иногда и просто обильными атмосферными осадками, образуют многочисленные оплывины (Трепетцов, 1970).

Изменение природных условий под влиянием инженерной деятельности человека. Анализируя опыт строительства и эксплуатации инженерных сооружений на Алтае в аспекте влияния инженерной деятельности человека на природную обстановку, нетрудно заметить, что она не только участвует в формировании инженерно-геологических условий Алтая, но в ряде случаев заметно изменяет природную обстановку территории, что необходимо учитывать при планировании размещения, возведения и эксплуатации различных инженерных сооружений.

К возможным изменениям природной обстановки территории Алтая, вызванным инженерной деятельностью человека, относятся следующие, что следует учитывать при планировании строительных работ:

1. Изменение рельефа, образующееся путем намыва и насыпки грунтов при сооружении плотин, дамб, дорожных насыпей, строительных площадок, складирования отвалов из карьеров и шахт (терриконов), отбросов производства и мусора, сооружения карьеров, котлованов, дорожных выемок и полувыемок, нагорных канав, дренажей и других сооружений.

2. Развитие антропогенных оползней, оплывин и обвалов при подрезке склонов выемок и полувыемок, котлованов, канав, а также возникновение промоин, оврагов при сбросе стоков по склонам открытым способом, супфозионного псевдокарста и провалов на поверхности над подземными выработками месторождений полезных ископаемых.

3. Переработка и подтопление берегов водохранилищ, активизация по ним современных геологических процессов и явлений, а также затопление территории и заболачивание.

4. Сжимаемость пород под нагрузкой инженерных сооружений и просадка лесовых пород при их обводнении.

5. Обводнение территорий и подъем уровня подземных вод при сооружении водохранилищ, оросительных каналов, прорывах вод из подземных коммуникаций, брызгальных бассейнов и других сооружений.

6. Осушение территорий и понижение уровня подземных вод при сооружении дренажей и откачках подземных вод.

7. Изменение зоны аэрации пород в связи с изменением колебания уровня подземных вод.

8. Изменение глубины сезонного промерзания, оттаивание многолетнемерзлых пород при освоении строительных площадок и возведении земляного полотна железных и шоссейных дорог.

9. Возникновение бугров пучения и просадок пород на железных и шоссейных дорогах за счет сезонного промерзания и оттаивания пород.

10. Разрыхление пород при взрывных работах.

11. Загрязнение подземных и поверхностных вод водами, откачиваемыми из подземных выработок, сбросами промышленных, бытовых и ливневых стоков.

12. Загрязнение атмосферы газами горящих терриконов и подземных пожаров.

Анализируя приведенные данные опыта строительства, можно говорить о том, что в дальнейшем, при строительстве на рассматриваемой территории, при отсутствии соответствующих предупредительных мер, будут развиваться следующие инженерно-геологические процессы и явления, которые должны учитываться при оценке инженерно-геологических условий территории для проектирования строительства:

1. При возведении инженерных сооружений на скальных породах с карманами выветривания возможна неравномерная осадка выветрелых пород под нагрузкой, что приведет к возникновению деформаций сооружений.

2. При возведении инженерных сооружений на просадочных лессовых породах без соответствующей подготовки основания (забивка свай, трамбовка и пр.) при замачивании их произойдет просадка, которая вызовет деформации сооружений.

3. При возведении сооружений на поймах, сложенных слабоуплотненными суглинками, илами и торфяниками, при отсутствии соответствующего закрепления их оснований сваями, ростверками, подушками и другими средствами, возникнет неравномерная осадка пород поймы в основании фундаментов сооружений, что приведет к их деформации.

4. В Горном Алтае при строительстве на участках развития многолетней мерзлоты начнется ее деградация со всеми дальнейшими последствиями для строительства.

5. При проходке глубоких котлованов в Неня-Чумышской и межторных впадинах Горного Алтая, а также в районах развития пород кочковской свиты, при приближении к напорным подземным горизонтам воды, возможен выпор и прорыв их кровли.

6. При открытом водоотливе воды из котлованов, поступающей из мелких песков мезокайнозоя, будут возникать оплывы по стенкам котлованов и разрыхление песков днища их, что приведет к деформации возводимых сооружений.

7. При строительстве на засыпанных провалах в районах выработанных шахтных полей (особенно в Кузбассе) могут возникнуть неравномерные осадки под сооружениями за счет неоднородности уплотнения засыпки выработанных пространств, что приведет к деформации сооружений; возможны также прорывы газов из заброшенных выработок в сооружения, что сделает их непригодными для работы и жилья.

8. При подрезке склонов, нарушающей их устойчивость, в скальных породах будут возникать обвалы и осыпи, а в глинистых — оползни и оплывинны. Наиболее интенсивно обрушение будет происходить по падению пород, особенно в зонах их тектонического нарушения и обводнения. Аналогичные явления возникнут в бортах карьеров при разработке полезных ископаемых открытым способом и в дорожных выемках и полувыемках. С этой точки зрения, при пересечении хребтов, трассирование дорог рекомендуется вести не через седловины, а по одному из ее склонов с тем, чтобы избежать появления деформаций склонов седловины с обеих сторон дороги.

9. При отсыпке насыпей дорог из суглинистых пород, на затопляемой пойме слабые, насыщенные водой породы поймы (суглинки, торф и пр.) будут выдавливаться из-под основания насыпей, что приведет к их осадке и расплазанию.

10. При засорении нагорных канав в бортах дорожных выемок и полувыемок, сложенных лессовыми породами, будут возникать суффозионные воронки и пещеры лессового псевдокарста.

11. При сбросе стоков открытым способом по склонам, сложенным рыхлыми и связными породами, особенно лессовыми, на склонах будут возникать промоины и овраги, скорость роста которых может достигать десятки метров в сутки.

12. При сооружении водохранилищ возникнут переработка берегов и подпор подземных вод, распространяющийся по берегам на несколько километров.

13. Отступание бровки берегов водохранилищ под влиянием их переработки в равнинной части рассматриваемой территории, по берегам, сложенным песчаными и лессовыми породами, судя по результатам переработки берегов Новосибирского водохранилища, может достигнуть в среднем 16 м/год при начальной до 27 м/год. Скальные берега водохранилищ будут отступать при переработке их практически познанчительно и избирательно, на выветрелых, трещиноватых и других неустойчивых к размыву участках, более значительно отступление их будет происходить в горных водохранилищах при большой сработке уровня воды.

14. Небольшие плотины, отсыпанные из лессовых пород, при переливе воды через их гребни будут легко размываться.

15. При проходке подземных горных выработок в трещиноватой обводненной зоне скальных и полускальных горных пород следует ожидать притока воды, особенно значительного в трещиноватых зонах, зонах разрывов и закарстованных карбонатных породах, где будут наиболее интенсивные обрушения пород в проходимых выработках.

* *
*

Приведенные в настоящей работе материалы показывают, что инженерно-геологические условия рассматриваемой территории формировались на протяжении всей истории ее геологического развития с докембрием до наших дней. Характер их развития диктовался главным образом тектоническими этапами жизни земной коры и палеогеографическими условиями, отвечающими докембрийскому, каледонскому, герцинскому и альпийскому тектогенезу, новейшим этапом тектонических движений Алтая-Саянской складчатой системы, а также климатом, а в историческое время и деятельностью человека.

С характером развития той или иной складчатости связаны закономерности формирования формаций и комплексов горных пород, их сочетаний, степень метаморфизма и трещиноватости пород, их прочность, стойкость к выветриванию и обводненность, а также закономерности распространения и направления тектонических разрывов в них, в частности глубинных разломов, сопровождающихся излиянием эфузивов и интрузиями.

Так, с докембрийской складчатостью связано формирование первого структурного этажа Алтая и глубокий метаморфизм слагающих его пород, под влиянием которого они превратились в гнейсы и кристаллические сланцы. Каледонская складчатость создала второй структурный этаж и вызвала метаморфизм отложений нижнего и среднего палеозоя, превративший их в скальные метаморфизованные породы зеленокаменного облика. С герцинской складчатостью связано формирование третьего структурного этажа и метаморфизм отложений верхнего палеозоя, превративший их в скальные породы серокамениного облика. С альпийской складчатостью в раннем мезозое связано образование четвертого структурного этажа, дислокация и диагенез отложений

триаса и юры, превратившие их в полускальные, легко выветривающиеся на воздухе породы. С альпийской складчатостью в мелу, палеогене и раннем неогене связано формирование пятого структурного этажа и начальный диагенез отложений этого времени, значительно их уплотнивший. С новейшими тектоническими движениями, начавшимися с позднего плиоцена, связано формирование шестого структурного этажа — позднеплиоцен-четвертичных отложений, в позднем плиоцене и плейстоцене уплотненных, а в голоцене слабоуплотненных.

Новейшие дифференцированные движения Алтая-Саянской складчатой системы и климатические условия в значительной мере также определили закономерности формирования геоморфологических условий территории, размещения в пространстве различных генетических комплексов пород, их выветривание, а также развитие других современных экзогенных геологических процессов и явлений и вертикальную зональность их распространения. С новейшими тектоническими движениями связаны сейсмичность территории, достигающая 8 баллов, и выходы на поверхность подземных термальных вод, приуроченных к глубинным тектоническим оживленным разломам.

Немалую роль в формировании инженерно-геологических условий рассматриваемой территории играет и инженерная деятельность человека, преобразующая природные условия (переработка берегов водохранилищ, подъем и понижение уровня подземных вод, заболачивание, провалы поверхности земли в районе разработки шахтных полей, подрезка склонов и др.).

В дальнейшем при более детальном изучении инженерно-геологических условий территории особое внимание должно быть уделено новейшим тектоническим движениям и влиянию их на инженерно-геологические условия территории, в частности на формирование поверхностных отложений, рельефа и современных геологических процессов и явлений, в том числе и сейсмичности.

Следует детально изучить опыт строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Особое внимание должно быть уделено исследованию характера изменения зоны выветривания горных пород в пространстве, их трещиноватости, устойчивости в откосах выемок и полувыемок, разрезов, карьеров, провалов кровли подземных горных выработок, а также и других инженерно-геологических процессов, вызванных инженерной деятельностью человека.

При изучении лессовых просадочных пород особое внимание должно быть уделено изменению их влажности во времени в зоне аэрации, влияющей на просадочные свойства этих пород.

При дальнейшем исследовании современных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений необходимо более детально выяснить закономерности их возникновения и распространения, условия, факторы, механизм и скорость формирования, особенности форм проявления во времени, без чего невозможна оценка инженерно-геологического значения и их прогноз развития.

Особое внимание должно быть уделено изучению влияния инженерной деятельности человека на природную обстановку и прогнозам ее изменений. Все исследования должны вестись на базе детального инженерно-геологического карттирования выделенных регионов II порядка по мере их освоения с учетом значения в народном хозяйстве.

В практическом отношении материалы настоящей работы могут быть широко использованы в следующих целях:

1. Обоснования схем развития и размещения строительства на территории Алтая на начальных стадиях проектирования.

2. Составления программ более детальных инженерно-геологических исследований для различных объектов строительства.

3. Составления программ более детального изучения современных эзогенных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений в различных районах рассматриваемой территории, влияющих на строительство.

4. Предварительных прогнозов возможных изменений природной обстановки и возникновения инженерно-геологических процессов и явлений под влиянием инженерной деятельности человека.

5. Регионального изучения в вузах инженерно-геологических условий юго-восточного горно-складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты в пределах Алтайского края и Кемеровской области.

Кроме того, поскольку инженерно-геологические условия рассматриваемой территории весьма сложны и разнообразны, вскрыты закономерности их формирования и распространения, а также и опыт строительства и эксплуатации инженерных сооружений могут быть учтены при региональных инженерно-геологических исследованиях других территорий, особенно близких по геологическим условиям к Алтаю.

ЛИТЕРАТУРА

- Абелев Ю. М. Практика строительства на лессовидных грунтах по опыту Кузнецкстроя. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та в производстве по основаниям и фундаментам инж. сооружений», 1934.
- Абелев Ю. М. Грунты Кузнецкстроя. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та в производстве по основаниям и фундаментам инж. сооружений», 1935, сб. 5.
- Арефьев В. С., Швецов Г. И. Деформации сооружений на просадочных грунтах и рекомендации по их предотвращению. — В кн.: Проектирование и строительство инженерных сооружений на макропористых лессовых грунтах. Барнаул, 1972.
- Арефьева Л. Д. Инженерно-геологические условия строительства метрополитена в Новосибирске. — «Труды Новосибирского ин-та инж. ж.-д. транспорта». Новосибирск, 1970, вып. 106.
- Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, 1971.
- Богачкин Б. М., Раковец О. А. К вопросу о следах древнего оледенения в Курайской впадине (Горный Алтай). — «Геоморфология», 1971, № 2.
- Большаков П. М. Карст северо-восточного Салаира. — В кн.: Региональное карстование. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Большаков Э. И. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских континентальных отложений Каменско-Барнаульского и Сузунского Прнобья. — В кн.: Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск, 1968.
- Вдовин В. В. Геотектонические структуры Колывань-Томской дуги. — «Труды горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР». Новосибирск, 1956, вып. 15.
- Вдовин В. В. Геоморфологические уровни Салаирского кряжа и сопредельных территорий — «Тез. докл. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленум геоморфологической комиссии. Апрель, 1965)». Новосибирск, 1965.
- Воронцов Г. А. Опыт строительства Кемеровского коксохимического завода. — «Кокс и химия», 1933, № 9.
- Геологическая изученность СССР, т. 19. РСФСР, Алтайский край и Кемеровская область. Период 1951—1955 гг., вып. 1 (опубликованные работы). Отв. ред. Э. М. Сендерсон. М., «Наука», 1963.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 7. Ред. В. И. Яворский. М., «Недра», 1969.
- Гидрогеология СССР, т. 17 Кемеровская область и Алтайский край. Ред. М. А. Кузнецова, О. В. Постникова. М., «Недра», 1972.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1965, вып. 126.
- Демшин Я. Я. Нивальные процессы на предалтайских равнинах, в предгорьях Алтая и Салаира. — «Изв. Сибирского отд. ВГО», 1962, № 1.
- Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1967, вып. 172.

- Дубинкин С. В., Адаменко О. М. Спускались ли четвертичные ледники Горного Алтая в районы его предгорий. — В кн.: Кайнозой Западной Сибири. М., «Наука», 1967.
- Дубок А. Н. Землетрясение в Новокузнецке. — «Кузбасский рабочий», № 277 от 13 ноября 1966.
- Душкин М. А., Ревякин В. С. Современное оледенение Алтая. — В кн.: Проблемы гляциологии Алтая. Томск, 1972.
- Жалковский Н. Д. Некоторые результаты исследований сейсмичности Алтая-Саянской горной области. — В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск, 1967.
- Жалковский Н. Д., Цибульчик Г. М., Шебалин И. В. Землетрясение в г. Камень-на-Оби 15 февраля 1965 г.—«ДАН, Сер. матем. и физ.», 1965, т. 165, № 1—3
- Заморуев В. В. Каменные потоки в Катунском хребте (Центральный Алтай). — «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия», 1963, т. 90.
- Занин Г. В. Ледниковый рельеф и современные геоморфологические процессы долины верховьев р. Актуру. — В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. М., Изд-во АН СССР, 1961, вып. 1.
- Захаров А. П., Максимов И. П. Меловые и кайнозойские отложения Центрально-Чумышского прогиба. — «Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр.», 1962, № 3.
- Ивановский Л. Н. Распространение, морфология и происхождение каров Алтая — «Сибирский географический сборник», 1965, вып. 4.
- Инженерная геология Сибири и Дальнего Востока. Библиографический указатель. Ред. Тржинский Ю. Б. Иркутск, 1970
- История развития рельефа Сибири и Центрального Востока. Алтая-Саянская горная область. Отв. ред. Стрелков С. А., Вдовин В. В. М., «Наука», 1969.
- Калецкая М. С. О современных геологических процессах в горах Северо-Восточного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.», 1939, № 3.
- Кириллов А. С. Верхний девон в зоне сопряжения Салаира с Нениско-Чумышской впадиной. — «Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.», 1947, № 4.
- Климонтов А. М. Карстово-суффозионные явления в предгорной зоне Северо-Восточного Алтая. — «Уч. зап. Барнаульского гос. пед. ин-та», 1972, 25.
- Коварский Й. Д., Ярош А. Б. Оползни в южной геологопромышленной части Кузнецкого бассейна и их влияние на условия строительства. — В кн.: Мат-лы совещ. по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Киев, 1964.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтая-Саянской складчатой области. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Курдюков К. В. Древние обвалы в долинах Алтайского хребта. — «Вопр. геогр.», 1950, сб. 21. Геоморфология.
- Кучин М. И. Причины деформации земляного полотна при постройке Горно-Шорской линии железной дороги. — «Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.», 1938, вып. 5.
- Кучин М. И. Практика строительства на лессовидных грунтах Кузбасса. — В кн.: Мат-лы совещ. по закреплению и уплотнению грунтов. Киев, 1962
- Кучин М. И. Особые условия крупнопанельного домостроения на лесовых породах в районах гг. Кемерово и Томска. — В кн.: Науч. тр. проблемной лаборатории оснований и фундаментов, т. I. Томск, 1964.
- Кучин М. И. Практика строительства на лессовидных грунтах в северо-западной части Кузбасса. — В кн.: Научн. тр. проблемной лаборатории оснований и фундаментов. Томск, 1964а, т. I.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника Горного Алтая. — В кн.: Новейшая тектоника СССР. Рига, 1961.
- Максимович Г. А., Костарев В. П. Карст Алтая. — В кн.: Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1971, вып. 4.
- Малолетко А. М. «Вечная» мерзлота и гидрогеологические условия Чуйской степи (Горный Алтай). — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 6. Томск, 1970.
- Малолетко А. М. Палеогеография Предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, 1972.
- Малышев М. А., Рязанов И. С., Старостина Т. И. Опыт строительства каркасных зданий на лессовидных суглинках в г. Томске. — «Сб. науч. тр. Томского инж.-строительного ин-та», 1969, № 14.
- Масарский С. И. Землетрясение Алтая и Саян. — В кн.: Землетрясения в СССР. М., «Наука», 1964
- Матвеевская А. Л., Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Минервина А. В. Инженерно-геологическая характеристика покровных отложений Томь-Колыванской зоны. — «Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки», 1958, № 3.

- Михальченко Б. Ф. Структурно-морфологические характеристики лессовых пород западного склона Томь-Яйского междуречья. — «Изв. Томского политехн. ин-та», 1964, т. 127, вып. 1.
- Невечеря И. К. Подземные воды береговой полосы водохранилища Новосибирской ГЭС. — В кн.: Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование Новосибирск, 1965.
- Некорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая. — «Мат-лы ВСЕГЕИ», 1959, вып. 2.
- Некорошев В. П. Тектоника Алтая. — «Труды ВСЕГЕИ», 1966, т. 139.
- Никитенко Ф. А. Лесовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика. — «Труды Новосибирского ин-та инж. ж.-д. транспорта», 1963, вып. 34.
- Нифантов Ф. П. Инженерно-геологическая характеристика лесовых пород Кузбасса. — В кн.: Физико-механические свойства и вопросы формирования лесовых пород Сибири. М., «Наука», 1968.
- Обручев В. А. Алтайские этюды О тектонике Русского Алтая. — «Землеведение», 1915, кн. 32.
- Окишев П. А. Некоторые новые данные о древнем оледенении Алтая. — «Докл. Томск. отд. ВГО», 1970, вып. 1.
- Ольховатенко В. Е. Основные направления инженерно-геологических исследований угольных месторождений Кузбасса в связи со строительством крупных карьеров. — В кн.: Инженерно-геологические условия строительства крупных карьеров в Сибири. Томск, 1972.
- Ольховатенко В. Е., Ященко А. Т. Характеристика физико-механических свойств пород Ерунковского Южного участка Кузбасса. — В кн.: Инженерно-геологические условия строительства крупных карьеров в Сибири. Томск, 1973.
- Пасткевич М. В. Современные геоморфологические процессы в приледниковой зоне юго-восточного Алтая (на примере долины Тетё). — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 5. Томск, 1967.
- Питгер Т. М. Карст Центрального Салайра. — В кн.: Новые данные по геологии Алтайского края. Новосибирск, 1962.
- Попов И. В. Инженерная геология СССР, ч. 1. М., Изд-во Моск. ун-та, 1961.
- Правила охраны сооружений и природных объектов от вредного влияния подземных горных выработок в Кузнецком угольном бассейне. Л., Углестхиздат, 1958.
- Раковец О. А. Основные типы рельефа Горного Алтая. — В кн.: Тез. докл. совещ. по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленум геоморфологической комиссии). Апрель, 1965. Новосибирск, 1965.
- Раковец О. А. О роли новейших движений в формировании рельефа Горного Алтая. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, 1968.
- Раковец О. А., Малюжинец А. Г. Поверхности выравнивания Горного Алтая. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М., «Недра», 1971.
- Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая. — «Труды комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР», 1963, т. 22.
- Рейсиер Г. И. О тектонике и сейсмичности Горного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли», 1971, № 5.
- Рогов Г. М., Ольховатенко В. Е., Ященко А. Л., Ященко А. Т. Инженерно-геологические условия строительства крупных карьеров на Талдинском месторождении Кузбасса. — В кн.: Инженерно-геологические условия строительства крупных карьеров в Сибири. Томск, 1973.
- Рогозин Л. А. О верхнемеловых отложениях Западной Сибири. — «Проблемы советской геологии», 1936, № 10.
- Рогозин Л. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера. — «Вести. Моск. уп-та. Сер. геол.», 1958, № 1.
- Рождественская Л. А. Инженерно-геологическая классификация верхне- и среднечетвертичных пород г. Томска. — «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1965, т. 127, вып. 2.
- Рождественская Л. А. Оврагообразование на территории г. Томска. — В кн.: Природа Томской области и ее охрана, вып. 2. Томск, 1965а.
- Розен М. Ф. Очерки и библиография исследований природы Алтая. — «Изв. Алтайского отд. ВГО». Барнаул, 1970, вып. 12.
- Розенберг Л. И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1973, вып. 2.
- Руднич Е. М. Соотношение каледонид и герцинид юга Алтая-Саянской области. М., «Наука», 1972.
- Рудченко Э. Г. Оценка просадочности лесовых пород по их литолого-минералогическому составу. — «Сб. науч. тр. проблемной лаборатории оснований и фундаментов», 1964, т. 1.

- Руководство по проектированию свайных фундаментов зданий и сооружений,озво-
димых на просадочных грунтах. М., Стройиздат, 1964.
- Сенинков В. М Тектоническое районирование юго-западной части Алтая-Саян-
ской складчатой области. — «Труды Сибирск. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз.
и минер. сырья», 1969, вып. 75.
- Сулакшина Г. А. Расчленение покровных отложений района г. Томска и его ок-
рестностей как основа их инженерно-геологической классификации. — В кн.:
Мат-лы по геологии и полезным ископаемым. Томск, 1964.
- Сулакшина Г. А., Рождественская Л. А. Закономерности изменчивости ин-
женерно-геологических свойств аллювиальных и лессовых пород в связи с выде-
лением региональных инженерно-геологических элементов. — «Изв. высш. учебн.
заведений. Геология и разведка», 1968, № 11.
- Сулакшина Г. А. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-
геологических свойств лессовых пород. — «Рефер. сб. ПНИИИСа», 1972,
№ 2 (14).
- Сурначев Б. А. Исследование условий самовозгорания породных отвалов и меро-
приятия для предупреждения их горения на шахтах Прокопьевского района
Кузбасса. — Автореф. канд. дисс. М., 1961.
- Трепетцов Е. В. Развитие оврагов Приобья. — «Почвоведени», 1958, № 5.
- Трепетцов Е. В. Инженерно-геологическая карта Салаирского кряжа. — В кн.:
Совещание по проблемам инж.-геол. районирования и картирования (9—13 ок-
тября 1962 г.). Тез. докл. М., Изд-во Моск. ун-та, 1962.
- Трепетцов Г. В. Опыт строительства в Кемеровской области и сопутствующие
ему инженерно-геологические процессы и явления. — «Труды Новосибирского-
ин-та инж. ж.-д. транспорта», 1970, вып. 106.
- Трепетцов Е. В. Размыы берегов р. Томи. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1970а,
№ 5.
- Трепетцов Е. В. Опыт инженерно-геологического районирования крупных терри-
торий на примере Алтайского края. — В кн.: Вопросы инженерной геологии. М.,
«Недра», 1970 б.
- Трепетцов Е. В. Инженерно-геологическая характеристика Кузнецкого каменно-
угольного бассейна. — В кн.: Вопросы регионального инженерно-геологического
изучения территории СССР. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1971.
- Трепетцов Е. В. Современные геологические процессы и явления в Алтайском
крае и их инженерно-геологическая характеристика. — В кн.: Тр. ПНИИИС,
т. 16. Современные геологические процессы и строительство. (Теория и методика
изучения). М., 1972.
- Трепетцов Е. В. Горелые породы Кузбасса и их инженерно-геологическое зна-
чение. — В кн.: Проблемы и методы инженерно-геологических исследований. Тр.
ВСЕГИНГЕО. М., 1974, вып. 76.
- Трепетцов Е. В. Оползни Кемеровской области. — В кн.: Проблемы и методы
инженерно-геологических исследований. Тр. ВСЕГИНГЕО. М., 1974а, вып. 76.
- Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. — «Зап. ВГО. Нов. серия», 1949, т. 9.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира. — «Труды
ВСГЕИ. Нов. серия». М., Госгеолтехиздат, 1961, т. 63.
- Цибульчик И. Д., Жалковский Н. Д., Цибульчик Г. М. Землетрясения
Алтая и Саян. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 г. М., «Наука», 1970.
- Черняева К. П. Карст некоторых районов Горного Алтая. — В кн.: Вопр. карсто-
ведения, вып 2. Пермь, 1970
- Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1965,
вып. 138
- Шкуринко П. И., Гордеев И. И. К вопросу о самовозгорании углей. —
«Мат-лы для участников Всесоюзного совещания по подземным породам», 1941.
- Шумилова Е. В. Террасы р. Томи в ее среднем течении. — «Мат-лы по геологии
Западно-Сибирского края», 1934, № 8.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия
их на территории Алтая. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1960, вып. 26.
- Яворский В. И. Материалы к тектонике Кузнецкого бассейна. — В кн.: Очерки
по геологии Кузнецкого и Донецкого бассейнов Л., «Недра», 1970.
- Яворский В. И., Додин А. Л., Фомичев В. Д. Основные черты геологиче-
ского строения Кузбасса и его горного обрамления. — «Труды ВСГЕИ», 1963,
№ 92
- Яворский В. И., Ли П. Ф. Геология и генезис угленосных отложений Кузнецкого
бассейна. — «Труды ВСГЕИ». М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Яворский В. И., Радугина Л. В. Каменноугольные пожары в Кузнецком бас-
сейне и связанные с ними явления. — «Горный журнал», 1932, № 10.
- Янов Э. Н. Стратиграфия девонских отложений Ануяско-Чуйского прогиба (Горный,
Алтай) — «Труды ВСГЕИ», 1967, № 120.

Часть вторая

УРАЛ

Под ред. И. В. Попова,
Г. М. Терешкова

ВВЕДЕНИЕ

Уральский гранитный пояс, составляющий основную часть территории Урало-Новоземельской горной страны, прослеживается на расстояние около 3000 км при ширине от 400 до 60 км. На самом севере горные гряды Урала отворачивают на северо-запад (хр. Пай-Хой) и далее, образуя дугу, переходят на острова Вайгач и Новая Земля. С запада Уральские горные структуры ограничены Русской равниной, с востока — Западно-Сибирской, а с юга — Туранской низменностью.

На Урале отчетливо обособляются два различных комплекса пород. Докембрийские и палеозойские (включая ранний мезозой) образования слагают складчатые основания этой структуры, а мезокайнозойские отложения отвечают платформенной стадии его развития и образуют платформенный чехол. Уральское горное сооружение в основном сложено породами складчатого основания, отложения платформенного чехла развиты спорадически и лишь на юго-западной и восточной перифериях породы складчатого основания почти нацело перекрыты платформенным чехлом.

Складчатые образования Урала делятся на два крупных структурных комплекса, различающихся по структурному плану, типу структур и характеру пород. Нижний комплекс (доуралиды) объединяет доордовикские образования, структура которых была сформирована в байкальскую эпоху складчатости. Структура верхнего комплекса (уралиды), охватывающего отложения ордовика, силура, девона, карбона, перми и триаса, окончательно была сформирована во время герцинской складчатости.

Непосредственно к востоку от Восточно-Европейской платформы располагается Предуральский краевой прогиб, выполненный пермскими и триасовыми молассами. Восточнее (Западный склон Урала) расположена зона линейных складок, сложенных нижне-среднепалеозойскими образованиями. Линейные складки западного склона на юге и на севере Урала ограничены с востока крупными краевыми поднятиями, в ядрах которых выходят отложения докембра (Башкирское поднятие на юге и система более мелких поднятий на севере Урала). К востоку от краевых поднятий прослеживается цепочка сланцевых синклиниориев

(Зилаирский на юге, Лемвинский на севере), отделяя краевые поднятия от непрерывной полосы выходов докембрийских пород, слагающих ядро Уралтауской системы антиклиниориев. В среднем секторе Урала сланцевые синклиниории отсутствуют и докембрийские образования краевых поднятий сливаются с докембрийскими отложениями Уралтауского антиклиниория, образуя ядро единого крупного Осевого, или Вогульско-Уралтауского, антиклиниория.

Восточнее этих докембрийских толщ широко развиты вулканогенные породы среднего палеозоя, образующие цепь зеленокаменных прогибов (с юга на север — Магнитогорский, Тагильский, Хулгинский, Вайкарский, Щучинский). Эти синклиниории, в свою очередь, ограничены с востока Урало-Тобольским антиклиниорием, в котором наряду со среднепалеозойскими отложениями выходят на поверхность крупные блоки докембрийских пород. Наконец, самым восточным структурным элементом Урала является Зауральский синклиниорий, сложенный среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными сериями. Эти структуры обнажены только на Южном Урале, погружаясь севернее под мезокайнозойские отложения Западно-Сибирской плиты.

Урал — старейший горнодобывающий район страны, игравший и играющий выдающуюся роль в ее экономике. На протяжении более двух с половиной столетий его исключительно богатые недра служат надежной сырьевой базой ведущих отраслей народного хозяйства. Минерально-сырьевые ресурсы Урала являются уникальными по своему разнообразию и составу и представляют редкое сочетание различных ценных компонентов. Достаточно сказать, что из 70 полезных ископаемых, учитываемых геологическим балансом СССР, 52 открыты на Урале.

Уральский экономический район по объему валовой промышленной продукции занимает важное место в стране. Индустриальная мощь и региональная экономика Урала предопределяются прежде всего развитой горнодобывающей промышленностью, заводами черной и цветной металлургии, тяжелого машиностроения, химии. Здесь производится третья общесоюзного производства стали и металлических труб, около половины калийных удобрений, основная часть асбеста и много другой продукции.

В директивах XXV съезда КПСС по плану развития народного хозяйства СССР на 1976—1980 гг. на Урале предусматривается дальнейшее развитие черной и цветной металлургии, машиностроения и химической промышленности. В целях увеличения минерально-сырьевых ресурсов районов действующих и проектируемых предприятий на Урале планируется дальнейшее расширение геологоразведочных работ.

Необходимо отметить, что, хотя Урал является старейшим горнодобывающим районом, геологическая изученность его недр еще недостаточна и крайне неравномерна. Если в основном Урал покрыт детальной геологической съемкой, то многие районы Северного и особенно Приполярного и Полярного Урала, острова Вайгач и Новой Земли до сих пор не имеют хороших геологических карт. Перспективы Урала как комплексной минерально-сырьевой базы еще далеко не исчерпаны. Практически белым пятном является территория Северного, Приполярного и Полярного Урала, сходная со Средним и Южным Уралом как по геологическому строению, так и по перспективам выявления промышленных месторождений различных полезных ископаемых. Это подтверждается открытием в последние годы месторождений нефти и газа на территории Удмуртской АССР, газоконденсатного месторождения в Оренбургской области, железных руд в Челябинской и Кур-

ганская областях, ряда ценных металлов в Свердловской, Тюменской и Оренбургской областях.

Гетерогенность геологического строения определяет разнообразие инженерно-геологических условий Урало-Новоземельской горной страны, рассматриваемой нами в качестве единого инженерно-геологического региона первого порядка. В основу выделения инженерно-геологических регионов второго порядка положен геотектонический принцип инженерно-геологического районирования, разработанный И. В. Поповым (1959). Второй раздел монографии посвящен раздельному их описанию.

В написании монографии основной объем работ выполнен сотрудниками МГУ И. В. Поповым, Г. М. Трешковым, С. В. Григорьевой. В работе участвовали А. С. Перфильев (Геологический институт АН СССР), Я. В. Несвестнов (НИИ геологии Арктики), В. Б. Швец, Ю. В. Сырокомский (Уральский политехнический институт), И. В. Гарманов и А. С. Веретенникова (ВСЕГИНГЕО).

РАЗДЕЛ I

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В ДОКЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Докембрийские образования слагают ядра крупнейших антиклиниориев Урала и на больших пространствах перекрыты более молодыми образованиями. Особенno это касается восточного склона Урала, к востоку от Уралтауской системы антиклиниориев. Поэтому основные закономерности строения и развития доуралид могут быть реконструированы с определенной долей условности. В основном доуралиды представлены мощным комплексом рифейских и вендских отложений, подразделяющихся на два структурных этажа, нижний из которых отвечает собственно геосинклинальной стадии развития, верхний — орогенной.

В нижнем структурном этаже доуралид выделяются две основные структурно-формационные зоны, отвечающие понятиям миогеосинклинальная и эвгеосинклинальная зоны. Образования миогеосинклинальной зоны выходят на поверхность и лучше всего изучены в ядре Башкирского антиклиниория (см. рис. 1). Рифейские образования здесь представлены мощной (до 12 км) толщей преимущественно осадочных пород. Они делятся на три серии, каждая из которых начинается толщами песчаников, иногда с линзами конгломератов и заканчивается сланцами и доломитами.

Восточнее миогеосинклинальные рифейские отложения несколько меняют свой состав, оставаясь сопоставимыми с отложениями Башкирского антиклиниория. В их составе появляются в большом количестве тонкие терригенные породы, количество песчаников и карбонатных пород заметно уменьшается. Характерно появление в разрезе измененных вулканогенных пород основного и среднего состава.

Эвгеосинклинальные образования доуралид в общем случае распространены к востоку и северо-востоку от миогеосинклинальных, слагая почти весь Осевой антиклиниорий и выходя в ядрах антиклинальных структур Приполярного и Полярного Урала. Разрез их здесь начинается кварцитами, чередующимися со сланцами, среди которых отмечаются отдельные пачки метаморфизованных эффузивов. Выше согласно залегают темные серицito-глинистые и филлитовидные сланцы и алевролиты, среди которых нередко отмечаются прослои вулканогенных пород. В верхней части сланцевого разреза спорадически появляются

линзы известняков. На Поляриом Урале аналогичный разрез докембрийских отложений наблюдается в Харбейском антиклиниории, представляющем собой одну из структур Уралтауской системы антиклиниориев (Перфильев, 1968). В других антиклинальных структурах севера Урала также появляются аналоги описанных выше эвгеосинклинальных отложений, однако они слагают сравнительно небольшие площади, а их разрез изучен слабо.

Отложения верхнего структурного этажа доуралид (орогеный комплекс) развиты как в пределах миогеосинклинальной, так и в пределах эвгеосинклинальной зоны, однако их строение и характер разреза в этих зонах существенно различны. В миогеосинклинальной зоне к орогенным образованиям относятся залегающие с размывом и угловым несогласием на подстилающих рифейских отложениях породы ашинской свиты, представляющие линзовидное чередование серых, зелено-вато-серых и малиновых полимиктовых и аркозовых песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Обломочный материал свиты содержит помимо кварца и полевого шпата обломки основных эфузивов, циркон, гранат, сфеен, турмалин, эпидот и магнезит. В более северных районах в составе орогенных образований появляются песчаники, пестроцветные алевролиты и тиллитоподобные конгломераты.

В пределах эвгеосинклинальной зоны доуралид образования верхнего структурного этажа орогенного комплекса сложены кварцевыми порфирами, их туфами, туфобрекчиями и туфосланцами, чередующимися с вулканитами среднего состава, а также с туфопесчаниками, туфоконгломератами и другими терригенными породами. Орогенные образования с размывом залегают на подстилающих отложениях и, в свою очередь, резко несогласно перекрываются трямадокскими отложениями нижнего ордовика.

Докембрийские образования восточного склона Урала изучены крайне недостаточно. Метаморфические толщи слагают довольно крупные поля в пределах Урало-Тобольского антиклиниория, хотя здесь же широко распространены и гранитоидные интрузии верхнепалеозойского возраста. Докембрийские образования разделены на две серии: нижнюю представленную амфиболитами, плагиогнейсами и кварцитами, и верхнюю, сложенную аплитовидными гнейсами, слюдистыми и графитистыми кварцитами, сланцами и амфиболитами.

Магматизм доуралид изучен очень слабо, так как в большинстве случаев докембрийские plutонические комплексы сильно переработаны более поздними интрузивно-метаморфическими процессами. Миогеосинклинальная зона доуралид почти лишена plutонических пород. В эвгеосинклинальной зоне выделяются небольшие тела габброидов и гипербазитов, однако их докембрийский возраст не доказан.

Гранитоиды в пределах эвгеосинклинальной зоны доуралид распространены довольно широко. На западном склоне Приполярного и Полярного Урала к ним относятся многочисленные тела гнейсогранитов и гранитов, которые слагают как согласные, так и дискордантные тела разного размера среди докембрийских толщ.

На западном склоне Урала миогеосинклинальные (на Южном и Среднем Урале) и эвгеосинклинальные (на Северном, Приполярном и Полярном Урале) отложения доуралид по степени метаморфизма и литификации практически не отличимы от перекрывающих их палеозойских пород. Степень метаморфизма в тех и других не выходит за пределы филлитовой фации. По направлению на восток, к границе с эвгеосинклинальной зоной уралид, степень метаморфизма возрастает.

Деформации докембрийских пород во многом обусловлены более поздними тектоническими движениями. В общем виде, как и палеозойские отложения, докембрийские отложения смяты в сложные, часто изоклинальные складки и осложнены многочисленными надвигами и более крупными разломами. Однако структурный план доуралид существенно отличается от структурного плана более поздних этапов развития Урала.

Рассматривая основные элементы структурного плана доуралид, необходимо указать, что в пределах Среднего Урала мио- и эвгесинклинальная зоны доуралид имают меридиональное простирание вплоть до широты дислокаций Полюдова кряжа. Здесь миогеосинклинальные структуры доуралид плавно отворачиваются на северо-запад, в Тиманском направлении.

Доуралиды, выходящие на поверхность в Богульско-Уральтауском антиклиниории, севернее Полюдова кряжа, имеют меридиональное простирание, которое выдерживается вплоть до Кожимского поперечного поднятия Приполярного Урала. В пределах Кожимского поперечного поднятия структуры доуралид имеют разные простирания: меридиональные, северо-северо-западные (Саблинский синклиниорий и др.) и северо-восточные (Восточный синклиниорий доуралид). В зоне Собского поперечного поднятия наблюдаются самые различные простирания структур, и трудно говорить о каком-нибудь генеральном направлении.

Таким образом, начиная от широты поднятия Полюдова кряжа наряду с «уральскими» простираниями доуралид появляются зоны со структурами доуралид различного простирания. При этом частота появления таких зон, а также величина отклонения простираний структур в них от меридиональных закономерно увеличивается с юга на север вплоть до полного исчезновения «уральских» простираний на самом севере Урала (Херасков, Перфильев, 1963).

В южной части Урала в структурах доуралид также появляются отклонения от меридиональных простираний. Крупные изменения простираний для всего Урала к северу от Уфы рассмотрены Н. С. Шатским (1946), по мнению которого они связаны с выступом восточного края эпикарельской Русской платформы.

На основе краткого рассмотрения истории развития Урало-Новоземельской горной страны можно наметить некоторые самые общие черты строения тектонического комплекса доуралид. В рифее к востоку от Русской платформы существовала крупная геосинклинальная область. Внешняя, миогеосинклинальная, зона рифейской области образует широкую полосу вдоль эпикарельской части платформы, в целом параллельную краю этой платформы. Как видно на рис. 1, миогеосинклинальная зона доуралид (байкалиды) образует единую полосу, обрамляющую с востока и северо-востока более древнюю часть Русской платформы. Внутренняя, эвгесинклинальная зона доуралид построена значительно сложнее, наряду с линейными меридиональными структурами появляются крупные участки (на севере и юге Урала), в пределах которых структурам свойственны резкие изменения простираний.

Внешняя, миогеосинклинальная, зона доуралид формировалась в течение всего рифея. В конце докембраия произошло замыкание геосинклинального цикла доуралид в пределах этой зоны, с чем связано появление грубообломочных пород ашинской серии. Окончательное формирование цикла доуралид в миогеосинклинальной зоне связано с байкальской эпохой складчатости. В эвгесинклинальной зоне доуралид собственно геосинклинальное развитие продолжалось и в кембрийское время. Только в кембрии и в начале ордовика появляются грубообло-

мочные орогенные формации, говорящие о замыкании крупного цикла тектонического развития, и начинается перестройка структурного плана, связанный уже с раннекаледонским этапом складчатости.

История формирования структур в докембрийское время показывает, что в рифейское время на территории Урала и Печорской низменности существовала крупная геосинклинальная область, восточная граница которой располагалась значительно восточнее современных Уральских гор. Вполне вероятно, что это была часть единой геосинклинальной области, ограниченной с запада эпикарельской Русской, а с востока — Сибирской платформами. На Урале обнажается лишь западная часть зоны области. Здесь располагалась краевая миогеосинклинальная зона рифейской геосинклинальной области и часть (восточнее и северо-восточнее) эвгеосинклинальной зоны. В миогеосинклинальной зоне на протяжении всего рифея накапливались терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные формации, обломочный материал которых поступал с Русской плиты.

В эвгеосинклинальной зоне в это время происходило накопление вулканогенно-осадочных формаций, причем интенсивность вулканизма во времени нарастала. В байкальскую эпоху складчатости (в конце рифея — начале венда) геосинклинальная область была консолидирована и смята. В это же время произошло формирование гранитоидных комплексов. В венде — начале кембрия на месте рифейской геосинклинальной области существовало складчатое горное сооружение и формировались отдельные межгорные впадины. В пределах бывшей миогеосинклинальной зоны они заполнялись молассами (ашинская свита и ее аналоги), в эвгеосинклинальной зоне наряду с молассами (лаптапайская свита) формировалась также порфировая наземная формация (саблегорская свита).

В заключение отметим, что докембрийский этап развития Урало-Новоземельской горной страны с инженерно-геологической точки зрения важен тем, что байкальские складчатые сооружения послужили тем фундаментом, в результате раскалывания которого заложилась новая каледонская геосинклинальная система, выделяемая под названием уралиды.

ГЛАВА 2

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКУЮ ФАЗУ ТЕКТОГЕНЕЗА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Геосинклинальная система уралид развивалась в течение каледонского и герцинского тектонических этапов, которым отвечают два главных структурных этапа: собственно геосинклинальный и орогенный. Геосинклинальный этап тектонического развития уралид охватывает промежуток времени от ордовика до нижнего карбона включительно. На этом этапе Уральская геосинклинальная система отчетливо разделяется на две главные тектонические зоны: миогеосинклинальную и эвгеосинклинальную. Миогеосинклинальная зона распространена в основании верхнепалеозойских отложений восточной части краевого прогиба и слагает весь западный склон Урала.

Западная часть миогеосинклинальной зоны (западная подзона) сложена терригенными и карбонатными отложениями, сходными с отложениями Русской платформы как по характеру разреза, так и по мощностям отложений. Эти образования слагают фундамент Предуральского краевого прогиба, его восточный борт и систему краевых поднятий западного склона Урала. Сходство разрезов карбонатной подзоны с разрезами платформы, ее прямые структурные связи с платформой и другие признаки позволяют утверждать, что карбонатная подзона миогеосинклиналии представляет собой восточный край Русской платформы, захваченной дислокациями в конце палеозоя — начале мезозоя, в конце орогенной стадии развития.

Отложения восточной (сланцевой) подзоны миогеосинклинальной зоны в современной структуре не образуют непрерывной полосы, а слагают ряд разобщенных структур, прослеживающихся цепочкой вдоль западного склона Урала. Наиболее крупные из них: Зилаирский синклиниорий на Южном Урале, район верховьев Печоры на Северном Урале, Лемвинский синклиниорий на Полярном Урале и, паконец, эти же образования слагают осевую часть и северо-восточное крыло Пайхайского антиклиниория (см. рис. 1).

Наиболее характерен для этой подзоны Зилаирский синклиниорий Южного Урала, где отложения, сланцевой подзоны слагают восточное крыло и осевую часть Зилаирского синклиниория, ограничиваясь с востока метаморфическими породами комплекса доуралид Уралтауского антиклиниория. Западное крыло Зилаирского синклиниория сложно породами карбонатной надформации или перекрыто молассовыми формациями верхнепалеозойского возраста. В основании формационного ряда Зилаирского синклиниория, как и миогеосинклинальной зоны в целом, выделяется маломощная базальная кварцито-песчаниковая формация ордовикского возраста. Большая часть разреза зоны сложена также маломощными образованиями глинисто-сланцевой формации силура, нижнего и среднего девона. Веичается разрез мощной формацией гравеккового флища (зилаирская серия) верхов девона — низов щарбона.

Магматические образования миогеосинклинальной зоны развиты крайне ограниченно. Наиболее интересны из них эфузивы и гипабиссальные тела кварцевых альбитофиров, спорадически появляющиеся в ордовикских отложениях западной подзоны на Полярном Урале. В пределах осевого антиклиниория и его аналогов известны гранитоиды, распространенные среди отложений комплекса доуралид, возраст которых отвечает верхнепалеозойскому времени. Кроме перечисленных проявлений магматизма отмечаются многочисленные дайки диабазового состава.

Эвгеосинклинальная зона уралид построена очень сложно и многие вопросы ее истории неясны. В ее пределах выделяется ряд продольных синклиниориев и антиклиниориев: Магнитогорский, Тагильский, Войкарский, Щучинский. Более восточными структурами являются Урало-Тобольский антиклиниорий и Тюменско-Кустанайский синклиниорий (Херасков, Перфильев, 1963).

Основание формационного ряда вулканогенно-осадочной серии эвгеосинклинальной зоны представлено нижнеордовикской базальной полимиктовой формацией, сменяющейся согласно вверх по разрезу спилито-диабазо-кремнистой формацией. Выше располагается силуро-нижнедевонская контрастная натровая формация. Верхняя часть формационного ряда начинается андезито-базальтовой вулканогенно-туфогенной формацией нижнего — начала среднего девона, которая несогласно перекрывается туфогенно-осадочной слоистой формацией, в свою оч-

редь, несогласно перекрывающейся граувакковым флишем верхнего девона — низов нижнего карбона.

Кроме того, в пределах эвгесинклинальной зоны необычайно широко развиты плутонические образования — от гипербазитов до гранитов. Гипербазито-габбровые породы слагают крупные массивы в пределах Тагильского синклиниория и Урало-Тобольского антиклиниория, Рогунский, Ходагинский и другие крупные массивы, известные на Полярном Урале. Гранитоидные комплексы чрезвычайно широко распространены в Урало-Тобольском антиклиниории. Гранитоиды и гранитизированные породы образуют гигантский пояс меридионального простирания, который в целом формирует так называемую «гранитную ось» Урала.

Большое значение с инженерно-геологической точки зрения имет морфология структур, формирование которых на Урале окончательно завершилось в триасовое время. Последующие мезозойские деформации мало что изменили в их строении.

Для миогеосинклинальной зоны с запада на восток выделяются предуральский краевой и периклинальные прогибы, система краевых поднятий, зона сланцевых синклиниориев, Уралтауский антиклиниорий и его северные аналоги. Все прогибы построены более или менее однотипно. Западные, платформенные крылья прогибов ограничены от чехла платформы достаточно четкими флексурами. По направлению к внутренним частям прогибов пологие платформенные дислокации сменяются линейными асимметричными антиклиналями, разделенными широтными синклиналями. Размер этих складок достигает 10—15 км в ширину и несколько десятков километров в длину. Ограничивающая с востока краевые прогибы зона линейных складок представляет собой систему узких протяженных антиклинальных складок шириной в первые километры и длиной до нескольких десятков километров. Складки запрокинуты на запад, как правило, вдоль запрокинутого крыла каждой антиклинали проходит надвиг, по которому антиклиналь надвигается на смежную с запада синклиналь и часто полностью перекрывает ее.

Зона линейных складок прослеживается между краевым прогибом и расположенными восточнее структурами. Вдоль этой зоны нередко устанавливаются крупные шарьяжи, по которым структуры, расположенные восточнее, шарированы на образования краевого прогиба. Как показано бурением, отложения Зилаирского синклиниория почти на всем своем протяжении шарированы на запад и подстилаются пермскими и каменноугольными отложениями Бельского прогиба. Рифейские отложения Башкирского антиклиниория также шарированы на верхнепалеозойские толщи восточного крыла краевого прогиба. На севере отложений Полюдова кряжа надвинуты далеко на запад и лежат на пермских отложениях. Как Башкирский, так и Уралтауский антиклиниорий и его аналоги представляют собой асимметричные структуры, смятые в сложные складки и запрокинутые на запад, надвинутые на отложения сланцевых синклиниориев.

Эвгесинклинальная зона с запада на восток подразделяется на Магнитогорский синклиниорий и продолжающие его на севере Тагильский, Хулгинский, Войкарский и Щучинский синклиниории, Урало-Тобольский антиклиниорий, Тюменско-Кустанайский синклиниорий.

Магнитогорский синклиниорий и его аналоги представляют собой асимметричную синклинальную структуру, надвишущую на запад. Западное крыло их — сравнительно простая моноклиналь с устойчивым падением пород на восток, осложненная согласными продольными раз-

ломами. Восточное крыло структур смято в сложную систему складок. Севернее структуры пережимаются, а в районе Полярного Урала (Войкарский синклиниорий) почти полностью перекрыты мезокайнозойскими отложениями (рис. 1).

Урало-Тобольский антиклиниорий обнажен очень плохо, в его пределах большие площади занимают гранитоидные батолиты и связанные с ними зоны метаморфизма и гранитизации. В южной, наиболее приподнятой части (в Мугоджахах) осевая часть сложена почти целиком докембрийскими метаморфическими сланцами. Породы Урало-Тобольского антиклиниория смяты в сложные складки и разбиты многочисленными разломами.

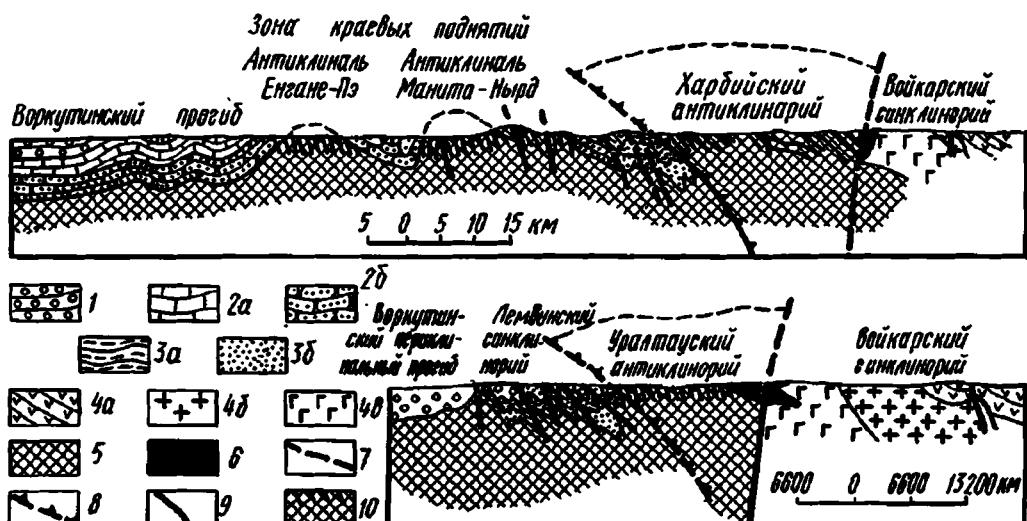


Рис. 1. Схематические геологические разрезы через Полярный и Приполярный Урал:

1 — верхний структурный этаж; 2 — зона краевых поднятий и прилегающая часть платформы: а — средний структурный этаж, б — нижний структурный этаж; 3 — сланцевые синклиниории: а — средний структурный этаж, б — нижний структурный этаж, 4 — эвгеосинклинальная зона: а — нижний структурный этаж, б — кнарцевые диориты, 5 — габбро и габбро-диориты; 6 — доуралиды; 7 — гипербазиты, 7 — главный Уральский разлом; 8 — надвиг западного ограничения Уралтауского антиклиниория; 9 — продольные разломы; 10 — характер занятия доуралид

Таким образом, главная особенность морфологии структур уральской складчатой системы заключается в ее отчетливой западной вергентности, что связано с надвиганием эвгеосинклинальных масс на запад в сторону Русской платформы. Надвигание происходило по складчатости и одновременно со складчатостью. В результате сформировалась сложная надвиго-складчатая структура, развитие которой происходило по следующим основным этапам.

В конце докембрая — начале кембрая на территории современного Урала и на расположенных западнее и восточнее территориях была сформирована байкальская складчатая система, прошедшая геосинклинальную и орогенную стадии развития. Никаких отчетливых признаков, свидетельствующих о последующем платформенном развитии, на территории Урала не известно. В то же время на северо-востоке Русской платформы и, возможно, частично в Западно-Сибирской низменности начиная с палеозоя формируется платформенный чехол.

Геосинклинальная стадия развития уралид начинается в конце кембрия — начале ордовика. По-видимому, в это время в результате растяжения земной коры закладывается эвгесинклинальная зона. Начальные стадии такого растяжения фиксируются по грубообломочным нижнеордовикским отложениям, сохранившимся в основании эвгесинклинальных толщ в западной части эвгесинклинали. На этой стадии уральская эвгесинклиналь, вероятно, представляла собой сравнительно узкий трог, заполнявшийся на краях грубообломочными породами, а в середине — вулканитами основного состава. В осевой части трога гранитный слой отсутствовал и, судя по характеру вулканитов, возникла кора оксанического типа.

В дальнейшем в верхнем ордовике и в силуре раздвигание континентальных масс продолжалось и уральская океаническая структура расширялась. В это время накапливались мощные спилито-диабазовые и кремнисто-сланцевые формации. Разумеется, пылья себе представить, чтобы такое раздвигание происходило с образованием единого трога. Отдельные блоки с континентальной корой, сложенной гранитизированными и метаморфизованными докембрийскими породами доуралид, оказались внутри расширяющейся эвгесинклинали, где они образовывали разного размера микроконтиненты.

На восточной части Русской плиты это раздвигание вызвало некоторое погружение и здесь, в эпиконтинентальных морских условиях, на байкальском фундаменте начали формироваться осадки, близкие по характеру к платформенным. Эти отложения отвечают западной (карбонатной) подзоне миогеосинклинальной зоны.

Восточнее, ближе к краю, расширяющейся эвгесинклинальной структуры, на склоне Русской платформы с континентальной корой в ордовике и силуре (а на север и в девоне) накапливались тонкие глинисто-алевролитовые породы. Судя по ряду признаков (характер фауны, соотношение с рифовыми фациями, изменение мощностей и состава отложений вкрест простирания), эти отложения (сланцевая подзона миогеосинклинальной зоны) формировались в достаточно глубоководных условиях при некомпенсированном прогибании (Перфильев, 1968). По аналогии с современными структурами океанического типа их можно сравнивать с отложениями континентального склона берегов Атлантического океана.

Если образования миогеосинклинальной зоны явно формировались на байкальском складчатом фундаменте, то в эвгесинклинальной зоне фундаментом являлись гипербазито-габбровые комплексы. При этом габброиды слагали верхнюю часть этого фундамента, а гипербазиты засыпали ниже. По аналогии с современными океаническими структурами вполне естественно сравнивать габброиды с «базальтовым» слоем океанических структур геологического прошлого, а гипербазиты — с верхней мантией. По мере развития эвгесинклинали в ней устанавливаются достаточно стабильные условия относительного тектонического покоя. При этом в магматических очагах может произойти дифференциация расплава и на поверхность изливались лавы контрастного состава (контрастные патровые формации эвгесинклинали).

В дальнейшем ходе развития эвгесинклинали условия тектонического растяжения и покоя сменились интенсивным тектоническим сжатием. Эта смена происходила в разное время в разных частях Урала: в Тагильском синклиниории — в середине силура, в Магнитогорском — в середине девона. Изменение тектонических условий вызвало резкое изменение формационного типа отложений. Вулканизм приобретает калий-натровый андезито-базальтовый характер. Формируются островные

дуги, дифференцированный тектонический рельеф и, как следствие этого, для осадков характерны быстрые фациальные переходы, изменение мощностей, частые угловые несогласия. В местах интенсивного тектонического скучивания начинают формироваться плагиограниты и гранодиориты. Рассматриваемому этапу отвечает верхняя часть формационного ряда эвгеосинклинали.

По-видимому, тектоническое скучивание сопровождалось формированием первых шарьяжей внутри эвгеосинклинальной зоны и началось надвигание эвгеосинклинали на запад, на Русскую платформу. Во всяком случае зафиксированные шарьяжи в Сакмарском аллохтоне имеют среднедевонский возраст.

Процесс тектонического скучивания и надвигания эвгеосинклинали на запад во времени нарастал. Об этом свидетельствует тот факт, что верхняя формация эвгеосинклинали Южного Урала (граувакковый флиш) выходит за пределы эвгеосинклинали и заполняет некомпенсированный прогиб сланцевой зоны (Зилаирский синклиниорий). Тектоническое скучивание достигло максимума в раннем карбоне. Глыбы континентальной коры (микроконтиненты) при этом попали в зону антексиса и дали начало формированию гранитоидов. Гранитизация и метаморфизм привели к консолидации эвгеосинклинальной зоны, которая в дальнейшем реагировала на тектонические напряжения как консолидированный блок.

Орогенная стадия развития началась с середины карбона. В это время начала формироваться Уральская горная страна. Вдоль западного края консолидированного воздымавшегося блока закладывался компенсационный краевой прогиб, ось прогибания которого по мере роста горного сооружения мигрировала на запад, а заполняющие его грубообломочные толщи распространялись в этом же направлении, на Русскую платформу.

По краю консолидированного эвгеосинклинального блока, по-видимому, возникла система надвигов, по которым этот блок продолжал надвигаться на краевой прогиб. С зонами таких надвигов следует связывать формирование Уралтауского антиклиниория и его аналогов, зоны линейных складок западного склона Урала и т. д. По своим масштабам это надвигание было несопоставимо меньше, чем в период тектонического скучивания эвгеосинклинали.

Надвигание и связанное с ним формирование линейных складок и чешуй продолжалось до начала триаса (а на севере Урала до конца триаса). Вплоть до этого времени вдоль Уральской горной страны, а также на ее северном и южном ограничении существовала единая область прогибания. Только в триасе произошло формологическое разделение краевого и периклинальных прогибов на отдельные частные структуры. Начиная с позднего триаса, а на севере Урала с юры Уральское складчатое сооружение вступило в платформенную стадию развития.

Из краткого рассмотрения истории развития Урало-Новоземельской горной страны в каледоно-герцинскую fazu тектогенеза видно, что этот этап оказал существенное влияние на современные инженерно-геологические условия региона. Изменение тектонических условий сопровождалось резкой смсной формационного типа отложений, как следствие этого, быстрые фациальные переходы осадков, изменение мощностей, характера залеганий; тектонический режим определял состояние пород в массиве, характер рельефа и другие факторы, которые являются определяющими при оценке инженерно-геологических условий территории.

ГЛАВА 3

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В ПОСТГЕРЦИНСКОЕ ВРЕМЯ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Следы первых послегерцинских орогенных движений на территории современного восточного склона Урала обнаруживаются в породах среднего и верхнего карбона. В сакмарское время горообразование захватило территорию современного хр. Уралтау, а в аргинское время оно достигло максимума и переместилось в пределы западного склона. В конце верхнепермской эпохи складчатость проявились и в пределах восточной части предгорной депрессии. Продолжавшиеся с некоторыми перерывами поднятия давали огромное количество сносимых с гор продуктов их денудации, в значительной мере компенсировавших прогибание в области депрессии. Это привело к формированию в составе толщ, слагающих ныне восточную часть Предуральского прогиба, терригенных пород молассовой и флишоидной формаций. Наиболее крупные тектонические движения и поднятия вдоль западного склона Урала происходили в начале визейского, московского, арбинского веков и уфимско-го времени.

В визейское время Уралтауского поднятия как суши не существовало и визейский морской бассейн Русской платформы с западного склона распространялся и на восточный склон Урала. В башкирское время Уралтауское поднятие существовало в виде цепи островов. Значительные поднятия суши в зоне Уралтау и складчатые движения к западу от него происходили в артинский век. В последующую часть пермского периода Уралтауское поднятие продолжало существовать, подвергаясь размыву. В позднебашкирскую фазу поднятия к востоку от Уралтау происходили почти по всей полосе современного восточного склона Урала. Зоны поднятий чередовались здесь с межгорными впадинами, в которых происходило накопление молассовой, флишоидной и гипсоносной континентально-лагунной формаций. Заключительная фаза герцинской складчатости, смявшая в складки пермские и триасовые отложения на севере Предуральского прогиба, произошла между верхним триасом и верхней юрой (Пронин, 1965).

Складкообразование и дизъюнктивные нарушения, а также внедрение гранитной магмы имели место в раннем триасе. Дизъюнктивные нарушения раннего триаса происходили как на восточном, так и на западном склонах Урала, создавая в некоторых случаях формы надвигов в породах палеозоя. Такие проявления орогенеза и сопровождавшие их магматические явления имели место в раннем триасе не только на Южном, но и на Среднем и Северном Урале. На восточном склоне Урала в орогенную стадию шли излияния базальтов и накопление туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников.

Вступление развития Урала в платформенную стадию привело к формированию типично платформенных образований верхнего триаса. Они несогласно залегают на породах нижнего триаса и палеозоя или на корах выветривания. Представлены они континентальными и морскими фациями. Первые сложены плотными красновато-коричневыми глинами с бобовинами бурого железняка, полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Вверху они переходят в кварцево-слюдистые песчаники, переслаивающиеся с аркозовыми песчаниками и глинами, содержащими сидерит и конкреции сульфидов железа. Обломочный матери-

ал в составе этих отложений угловатый и полуокатанный, выветрелый (каолинизированный). Встречающиеся гальки яшм и кремня маршилитизированы. Такие отложения описаны в Магнитогорском синклиниории, Кизельской синклинальной зоне, в Мугоджахах. В общем, континентальные отложения платформенной стадии развития Урала сохраняют такой же характер и в нижней юре. В средней юре значительно участвует в их составе принимало органическое вещество, создавая промышленную угленосность. Нижнемеловые отложения сохраняют тот же континентальный тип, но для них можно отметить большую тонкозернистость (мелкогалечные конгломераты, алевролиты, глины).

Сантон представлен уже морскими отложениями (баймакская и кизильская зоны): глауконитовыми песчаниками и песчаниками с косой слоистостью. Но в ряде мест Южного Урала сантон представлен континентальными фациями, заполняющими карстовые впадины на поверхности известняков карбона. Верхний мел представлен кремнисто-глауконитово-фосфоритовой формацией. В палеогене мы также видим чередование (в возрастном и пространственном отношении) континентальных и морских фаций.

Относительный тектонический покой в течение юры и мела привел к значительной пенепленизации страны и формированию мощной коры выветривания. Речная сеть формировалась, подчиняясь меридиональной ориентировке тектонического плана уралов и грабенам орогенной и платформенной стадий. Широкие долины развивались вдоль продольных депрессий. Медленное врезание рек способствовало созданию широких долин с малой мощностью выполняющих их речных отложений (Сигов, 1962).

Формирование платформенного чехла на Северном Урале происходило также в условиях глыбовых движений складчатого основания эпигерцинской платформы. Формирование кор выветривания, начавшееся в орогенную стадию, продолжалось в течение всего кайнозоя с развитием максимума в олигоцене. В синклиниориях и тектонических впадинах на восточном склоне в средне- и верхнеюрское время отлагались породы угленосной формации. В поздней юре и в меловом периоде (до туриона включительно) в этих же впадинах отлагались породы сероцветной терригенной формации (опоки, песчаники, опоковидные глины). Характерной чертой в ходе тектонического развития Урала в орогенной и платформенной стадии является образование вдоль его восточного края ряда грабенов, протягивающихся в меридиональном направлении, заполненных указанными выше породами платформенного чехла.

Поднятия в раннетриасовое время были последними крупными поднятиями Южного Урала в позднем мезозое и раннем кайнозое. После этого, до миоцена включительно, сохранялся относительный тектонический покой. В плиоценовое время здесь проявился энергичный альпийский эпиплатформенный орогенез. Особенно резкие поднятия были в раннем плиоцене, они сопровождались кряжеобразованием и дифференцированными глыбовыми движениями земной коры (Вахрушев, 1962). Такой тектонический режим развития приводил к перестройке речной сети и возникновению изолированных впадин, послуживших частями многочисленных озер. В долинах рек, имевших меридиональную («уральскую») ориентировку, накапливались аллювиальные, в значительной мере грубообломочные и грубозернистые отложения. Следы перестройки речной сети видны в виде песчано-галечных полос древне-аллювиальных отложений вне современных долин, на более высоких отметках по отношению к современному уровню рек. Перестройке под-

вергалась также и система озер. Это привело к современному нахождению озерных отложений на месте спущенных озер на разных уровнях.

Формирование отложений плиоцена и плейстоцена на Северном и Полярном Урале усложнялось бореальными трансгрессиями и суровыми климатическими условиями, что привело к участию в строении верхней части платформенного чехла (плиоцен, плейстоцен и голоцен) морских, ледово-морских и ледниковых отложений. В предгорьях восточного и западного склонов Среднего Урала платформенный чехол сложен аллювиальными, делювиальными и пролювиальными неогеновыми и четвертичными отложениями. Неогеновые породы слагают высокие террасы и склоны современных долин и логов. Их можно проследить по сквозным ложбинам на водоразделах. Наиболее древние отложения, образовавшиеся в результате размыва кор выветривания мезозоя и кайнозоя, сохранились в древних понижениях разного генезиса (тектонических, эрозионных, карстовых).

В ходе и в результате тектонического развития в постгерцинскую орогенную и платформенную фазы и продолжавшегося в неогене и голоцене альпийского орогенеза в пределах Урало-Новоземельской складчатой страны сложились следующие основные предпосылки и условия литогенеза плейстоцен-голоценовых отложений. Высоко поднятые части Урала (Уралтауский и Башкирский антиклинарий) были областями энергичного разрушения. Даже во время межледниковой гольцовской зоны Урала находилась в перигляциальных условиях (Лидер, 1965). Процессы физического выветривания горных пород в этой зоне протекали весьма интенсивно, в результате чего в составе формировавшихся пород различных генетических комплексов преобладали крупнообломочные типы, мощность которых редко превышала 10—15 м. Характерной особенностью пород является значительное содержание минералов тяжелой фракции (до 30—40% частиц с диаметром 0,25—0,05 мм); в их составе преобладают неустойчивые против химического выветривания минералы, поступившие с мест выхода пород палеозоя и протерозоя.

На территории Полярного и Приполярного Урала, дважды покрывавшейся Северо-Уральскими континентальными оледенениями, следы последних имеются в виде конечных морен, озов, морен горно-долинного оледенения и флювигляциальных отложений среднеплейстоценового возраста. На территории, покрывавшейся этими оледенениями, формы ледниковой аккумуляции свежие и отсутствует покров из элювиально-делювиальных суглинков. На площадях раннеледниковой области этот покров имеет существенное распространение. Ледниковые отложения верхнего плейстоцена не выходят из горных долин на прилегающие равнины. В предгорьях, прилегающих к полярным и приполярным частям Урала, широко распространены подстилающие ледниковые образования, ледово-морские и морские отложения, представленные глинами с галькой, реже с валунами.

В перигляциальной зоне шли процессы физического выветривания, денудации, имются следы криотурбаций (морозные клинья и др.). Плейстоценовые отложения этой зоны отличаются значительным размером присутствующего в них обломочного материала. В восточных предгорьях Среднего и Северного Урала широко распространены перигляциальные делювиальные отложения суглинистого состава, покрывающие склоны и водоразделы.

По долинам современной речной сети в составе террас развиты пески, гравий, суглинки с линзами гравийно-галечного материала. Со-

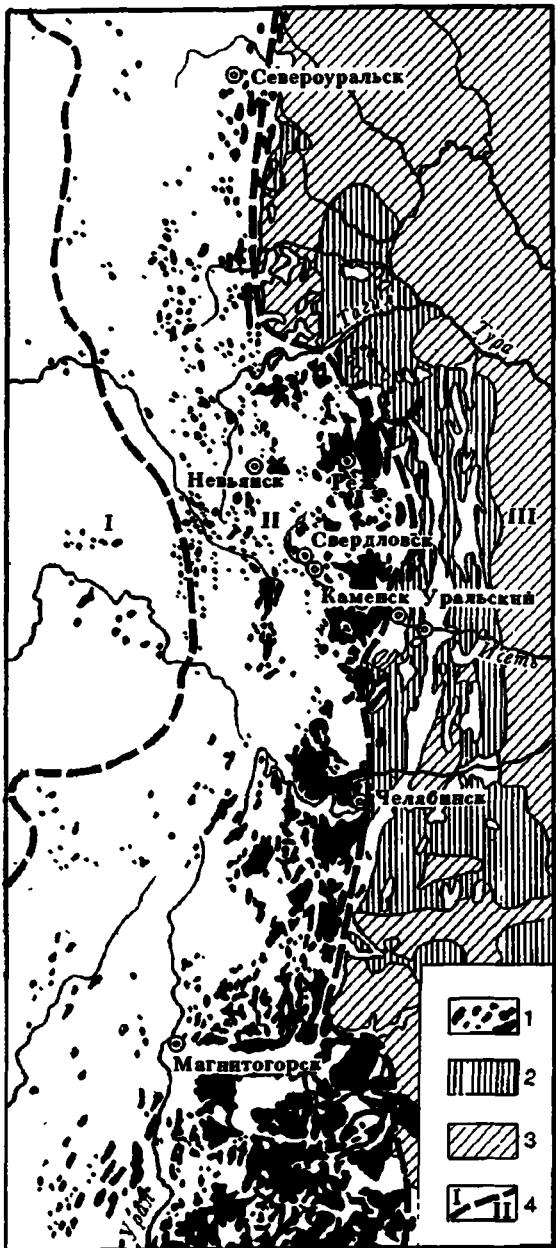


Рис. 2. Схема распространения кор выветривания в пределах Среднего Урала:
 1 — распространение кор выветривания на Среднем Урале; 2 — распространение кор выветривания в Зауралье; 3 — распространение кор выветривания под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты; 4 — граница между Урально-Новоземельской горной страной и Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами

течение мезокайнозоя. По данным А. П. Сигова (1969), в это время проходило интенсивное химическое выветривание горных пород. Площади развития кор выветривания приурочены к осевой части и восточному склону Урала, а также к Зауралью, по мере удаления на восток глубина их залегания увеличивается (рис. 2).

став галек разнообразный, обломочный материал плохо окатан. Аллювиальные отложения в долинах западных предгорий менее грубозернистые, содержат больше глинистых и алевритовых слоев серого и коричневого цвета. В нижних горизонтах гравийно-галечниковые прослои и линзы имеют полимиктовый состав, грубоокатанный материал состоит преимущественно из прочных осадочных пород палеозоя. В восточных и юго-восточных предгорьях Урала широкое развитие имеют озерные и озерно-речные отложения, привязанные к разным высотным уровням.

На формирование плиоценовых и плейстоценовых отложений в предгорьях Южного и отчасти Среднего Урала существенное влияние оказала принадлежность его гидрографической сети к бассейнам Аральского и Каспийского морей, неоднократно менявших свой уровень, а следовательно, и базис эрозии рек, что сказалось на морфологии долин, строении террас и характере новейших отложений.

Особое внимание заслуживают коры выветривания, имеющие на Урале чрезвычайно широкое распространение, являющиеся важным фактором при оценке инженерно-геологических условий той или иной территории страны. Как уже отмечалось, благоприятные условия для корообразования имели место начиная со среднего протерозоя в отложениях ордовика, девона, карбона и перми. Наиболее интенсивное формирование кор выветривания происходило в

На Урале наиболее развиты остаточные (элювиальные) коры выветривания, открытые или перекрытые маломощным чехлом континентальных отложений, реже погребенные под морскими осадками. В морфологическом плане здесь распространены все виды структур остаточной коры выветривания.

Наибольшее распространение имеют площадные коры, приуроченные к однородным породам, слагающим большие площади (рис. 3, а). Такие коры характеризуются изометричностью в плане, вертикальной минералого-химической зональностью, равномерной выветрелостью и закономерным убыванием (снизу вверх) прочности в количестве крупных включений.

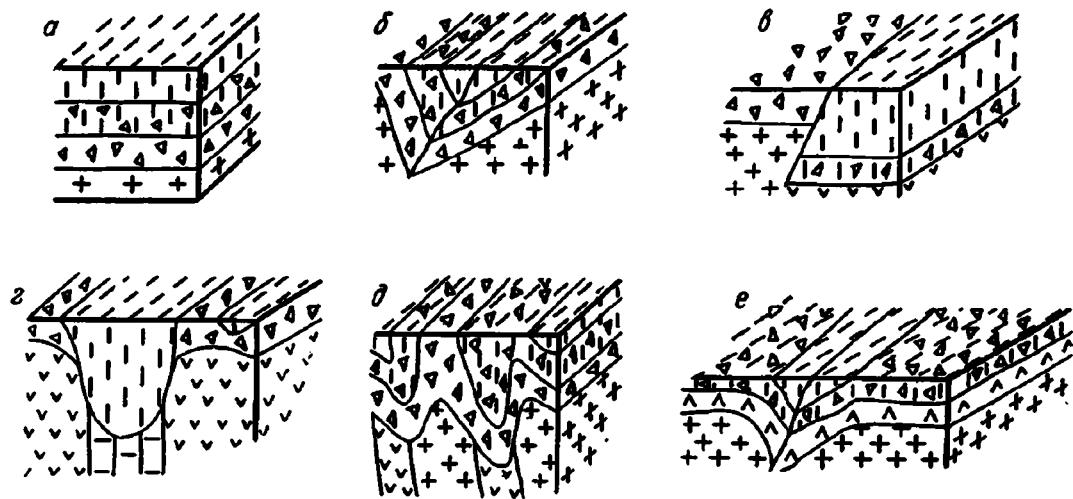


Рис. 3. Типы структур кор выветривания Урала:
а — площадные коры; б — линейно-трещинные; в — линейно-контактовые; г — линейно-карстовые; д — параллельно-линейные; е — сложные коры

Линейные коры приурочены к тектоническим нарушениям и контактам пород, развиты на глубину десятков и сотен метров. Для них характерна выдержанность по простиранию, минералого-химическая зональность продуктов выветривания, наличие «языков» и «карманов», неравномерность изменения прочности и состава в разрезе, возможность расположения выветрелых пород под менее выветрелыми. Линейные структуры кор выветривания могут подразделяться на следующие подтипы: линейно-трещинные (рис. 3, б), приуроченные к тектоническим зонам разломов, сдвигов, сбросов; линейно-контактовые (рис. 3, в), формирующиеся на контактах пород; линейно-карстовые или контактово-карстовые (рис. 3, г), образующиеся в слоях карстующихся пород; параллельно-линейные (рис. 3, д), имеющие распространение в условиях резкого перепада рельефа местности или при наличии сдвиговых и сбросовых нарушений; паконец, сложные коры (рис. 3, е), сочетающие признаки линейных и площадных кор и характеризующиеся вертикальной и горизонтальной зональностью.

Исходя из физического состояния продуктов выветривания, их минералогического состава и преобладающих геохимических процессов профиль кор выветривания может быть представлен дисперсной, обломочной или трещинной зонами (Золотарев, 1971), а также их сочетанием. Различные по возрасту и субстрату коры выветривания, разви-

тые на различных породах, характеризуются существенно различными инженерно-геологическими особенностями.

Для раннемезозойских кор выветривания на диабазах и порфириях обломочная зона составляет 5 м и представлена маловыветрелыми породами. Дисперсная зона сложена подзоной промежуточных продуктов мощностью 15—20 м и подзоной глинистых продуктов мощностью до 20 м. На базальтах и андезитах обломочная зона в значительной степени выветрелая и имеет мощность до 7 м, дисперсная зона состоит также из подзоны промежуточных продуктов выветривания мощностью 1—20 м и подзоны конечных продуктов, состоящей из бесструктурных каолинитово-монтмориллонитовых глин мощностью 5—7 м.

Другие мощности характерны для кор выветривания позднемезозойского времени. Так, на гранитах, гранито-гнейсах, гнейсах и порфирах обломочная зона, состоящая из слабовыветрелых пород, достигает мощности 17 м, а дисперсная зона включает промежуточные продукты из песчано-пылеватых образований мощностью до 30 м и конечные продукты глинистого состава мощностью до 50 м. На габбро и диоритах мощности тех же зон значительно меньше.

Характерной чертой элювия осадочных пород является отсутствие в них четкой зональности. В корах выветривания на песчаниках и конгломератах выделяется обломочная зона дезинтегрированных пород и дисперсная зона с подзонами промежуточных и конечных продуктов выветривания. Коры выветривания сланцев в связи с тектонической нарушенностью, выразившейся в интенсивной складчатости в зонах дроблений, имеют карманообразный характер залегания; для слюдистых сланцев характерен гидрослюдисто-каолинитовый элювий. Разделение верхних горизонтов обломочной зоны и горизонта конечных продуктов дисперсной зоны проводится весьма условно.

Палеогеновые коры выветривания на щелочных породах представлены дезинтегрированными продуктами обломочной зоны и промежуточными продуктами дисперсной зоны; мощность кор выветривания до 25 м. На дунитах развиты также дезинтегрированные продукты обломочной зоны и охристые продукты дисперсной зоны, общая мощность 5—15 м. На морских палеогеновых отложениях дезинтегрированные породы обломочной зоны и промежуточные продукты дисперсной зоны представлены глинистыми образованиями монтмориллонитового состава общей мощностью до 15 м.

Миоценовый элювий представлен дресвяно-песчанистыми образованиями обломочной зоны, реже отмечается наложение красноземных образований на ранее образованные коры выветривания.

В региональном плане распространение кор выветривания определяется прежде всего геоморфологическим строением местности. Развитие кор выветривания уменьшается с востока на запад и наиболее широко они развиты в пределах пенеплена восточного склона Урала. Важное значение имеют местные условия, определяющие характер развития и степень сохранности элювиального чехла. Решающее значение имеет устойчивость горных пород к выветриванию, что определяется литологическим составом и тектоническим строением данной территории. На Урале наиболее подвержены выветриванию алюмоаликатные и силикатные породы, кварцевые образования относительно инертны. Отмечается слабое развитие кор выветривания на крупных интрузивных массивах даже в пределах пенепленов, что объясняется их незначительной пористостью и слабой эндогенной трещиноватостью.

Установлено, что пенепленизация и корообразование являются взаимосвязанными процессами, так как пенеплены могут развиваться

лишь в условиях теплого гумидного климата, т. е. в тех условиях, в каких на Урале шло образование глинистых кор выветривания. В этой связи следует отметить значение мезозойских эрозионно-структурных депрессий, к которым часто приурочены коры выветривания. Это обусловлено приуроченностью структур к тектонически ослабленным, контактовым зонам и полосам карстующихся пород, а также свойственной этим обстановкам усиленной циркуляцией грунтовых вод, связанных с древними долинами. Накопившиеся континентальные осадки в этих депрессиях предохраняли древний элювий от последующей эрозии. Процесс «консервации» кор выветривания наблюдается также в прослоях миоценовых аккумулятивных поверхностей, развитых в депрессионных зонах и на водоразделах. Новейшие тектонические движения в значительной степени влияют на сохранность элювиальных образований: места новейших поднятий практически лишены кор вследствие их энергичного размыва, участки погружения, наоборот, благоприятны для сохранности продуктов выветривания.

В силу различной истории тектонического развития разных участков Урала коры выветривания распространены неравномерно. На западном склоне Урала развит преимущественно олигоценовый элювий, приуроченный к олигоценовым поверхностям выравнивания с абсолютными отметками от 250 до 330 м. По составу прослабдают дресвяно-глинистые образования мощностью до 10 м. С мезозойской поверхностью выравнивания, расположенной гипсометрически выше, связаны более проработанные коры выветривания мощностью до 25 м.

В осевой части Урала древний элювий развит фрагментарно, на уплощенных вершинах, пологих склонах, в эрозионно-структурных депрессиях. Олигоценовая кора выветривания отмечается в районах верхнепалеогеновой поверхности выравнивания и приурочена в основном к малоустойчивым к выветриванию породам — дунитам, зеленым сланцам и др. Мощность их не более 5 м. В пределах Башкирского поднятия отмечены мощные линейные коры выветривания, развитые на карбонатно-сланцевых породах и сохранившиеся в межгорных депрессиях на отметках 400—700 м. В пределах хр. Уралтау на отметках 700—900 м отмечены маломощные пестроцветные глинистые коры выветривания.

На участке остаточных гор Среднего Урала и его восточного склона на уровнях мезозойских и палеогеновых поверхностей выравнивания сходятся между собой, в связи с чем разновозрастные коры нередко располагаются на близких уровнях и распространение их здесь гораздо шире, чем в перечисленных выше районах. В основном они развиты на вулканогенных и метаморфических породах, захватывая лишь самые периферийные части крупных интрузивных массивов. Мощности площадной мезозойской коры выветривания колеблются от 7—10 до 20—30 м. Сильная дислокированность пород субстрата обусловила широкое развитие и линейных кор выветривания. Гипсометрическое положение мезозойских кор изменяется от 200 м на востоке до 500 м и более в западных районах и на Южном Урале. Эти же коры широко развиты в Мугоджахах, где их мощность составляет 10—20 м, увеличиваясь на тектонически нарушенных участках до 70—80 м.

Элювиальные образования почти сплошным чехлом покрывают плоские водоразделы юго-восточного обрамления Урала, сложенные вулканогенными осадочными и метаморфическими породами. На крупных массивах гранитоидов и серпентинитов продукты выветривания имеют незначительное распространение. Доминируют здесь мезозойские коры выветривания, верхние горизонты которых представлены

глинистыми и охристыми образованиями. В зависимости от субстрата средняя мощность элювия изменяется от 5 до 50 м, в тектонически нарушенных зонах она резко возрастает до 70 м и более. Олигоценовая кора выветривания развита значительно меньше, мощность ее в среднем 2—4 м.

Важное инженерно-геологическое значение имеет гидрогеологическое строение Урало-Новоземельской горной страны, основные черты которого сформировались в постгерцинское время развития. В силу разнообразия геологических и геоморфологических условий, наличия четкой климатической зональности современные гидрогеологические условия рассматриваемого региона (условия формирования, степень минерализации, глубина залегания подземных вод и др.) также различны. Подземные воды формируются в основном в верхней зоне максимальной трещиноватости пород, что обусловлено на Урале наличием трещин выветривания, тектонических разломов и карстовых пустот. Расположенная ниже зона замедленного водообмена характеризуется меньшей трещиноватостью и водопроницаемостью пород, залегает на значительной глубине, в силу чего не оказывает существенного влияния на инженерно-геологические условия. В зависимости от литологического состава водовмещающих пород, степени их раздробленности подземные воды трещинной зоны по условиям циркуляции подразделяются на трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные. Роль их в формировании грунтового потока, химического состава и минерализации подземных вод Урало-Новоземельской горной страны различна.

Трещинные воды приурочены к зонам региональной трещиноватости некарстующихся пород, развитых преимущественно на приводораздельных площадях и горных склонах. Они обладают свободным уровнем, глубина залегания которого зависит от степени дренированности, приуроченной к местным базисам эрозии. Основным источником питания трещинных вод являются атмосферные осадки, чем объясняется их невысокая минерализация и гидрокарбонатный состав. Глубина залегания колеблется от 0 до 40—50, реже до 70 м.

Трещинно-карстовые воды приурочены к зоне выветривания и закарствованности карбонатных пород, обладающей повышенной водопроницаемостью. Эта зона занимает понижение гипсометрическое положение среди некарстующихся пород и оказывает дренирующее действие на трещинные воды сопряженных районов. Глубина залегания вод колеблется от 0 до 100—120 м.

Трещинно-жильные воды приурочены к зонам тектонических разломов, обладающих повышенной трещиноватостью, развитой на глубину 150—200 м при ширине от 100 до 400 м и более. Линейные водоносные зоны занимают понижение гипсометрическое положение и развиты среди зон трещинных и трещинно-карстовых вод, они оказывают дренирующее действие на них, аккумулируют подземные воды со всей дренируемой ими площади, что обуславливает их более высокую минерализацию. Благодаря повышенному гипсометрическому положению источников питания и экранирующему действию глинистого элювия подземные воды носят преимущественно напорный характер.

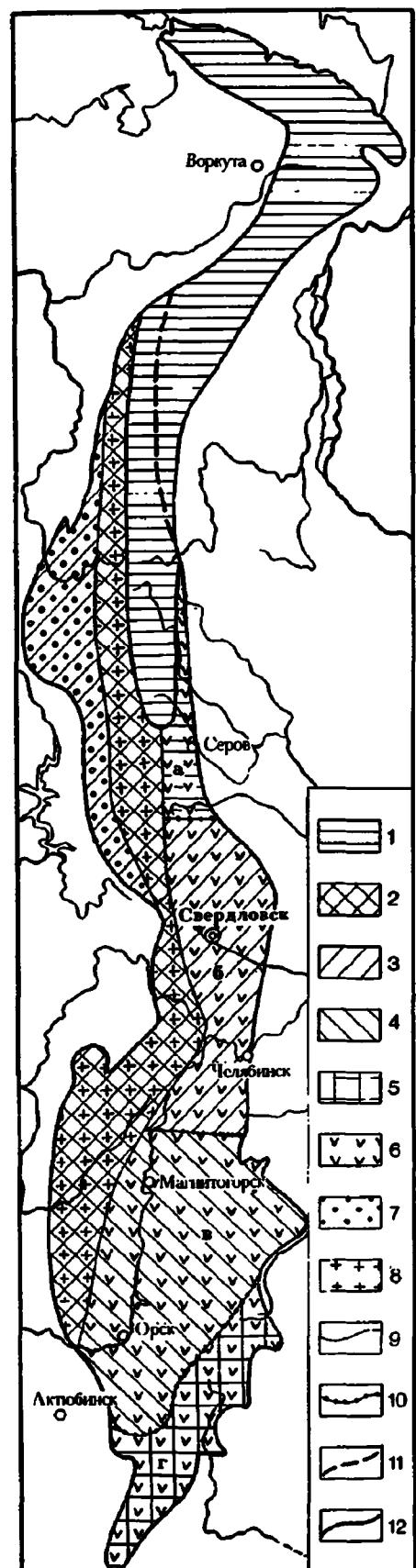
Пластово-поровые воды рыхлых покровных отложений в формировании химического состава подземных вод трещинной зоны играют роль транзита атмосферных осадков, реже речных вод, незначительно обогащая их растворами солей. Нередко рыхлыи отложения заключают лизы верховодок. Участками пластово-поровые воды аллювиальных отложений и грубообломочных отложений межгорных впадин, а также иссчано-глинистых накоплений депрессионных впадин палеозой-

ского рельефа образуют самостоятельный водоносный горизонт, залегающий непосредственно на палеозойско-протерозойских породах.

Подземные воды современного возраста всех четырех типов гидравлически взаимосвязаны между собой и образуют единый подземный поток, который обладает преимущественно свободным уровнем, залегающим на глубине от 0 до 10 м в пониженных участках рельефа и долинах рек и на глубине от 50 до 100—120 м на водоразделах. Зеркало их в общих чертах повторяет рельеф дневной поверхности, обусловив основное направление к востоку и западу от главного водораздела Урала. Основным источником питания являются атмосферные осадки, в южной засушливой части Урала в питании участвуют поверхностные воды рек и конденсационные воды горных возвышенностей, на Северном Урале — талые воды ледников и снежников. Разгрузка подземных вод происходит по долинам рек, горным склонам, в мелкой ступени в зоне соединения Урала с Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами.

Рис. 4. Схема минерализации групповых вод Урала:

1 — воды с минерализацией до 0,4 г/л, гидрокарбонатные кальциевые; 2 — воды с минерализацией до 0,5 г/л, гидрокарбонатные, по катионному составу — смешанные; 3 — воды с минерализацией от 0,1 до 1,0 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, местами до 3—5 г/л, преимущественно сульфатные; 4 — воды с минерализацией до 10—15 г/л по составу пестрые, в пониженных участках преимущественно сульфатные; 5 — воды с минерализацией до 10—15 г/л по составу преимущественно хлоридные натриевые. Преобладающая глубина залегания групповых вод: 6 — 0—15 м, в долинах рек до 5 м, на водоразделах до 30—40 м; 7 — 0—30 м, в долинах рек до 5—10 м, на водоразделах и сильно закарстованных известняках до 80—120 м и более; 8 — 0—50 м, в долинах рек 2—3 м, на водоразделах до 70—80 м, в межгорных впадинах до 5—15 м. 9 — границы меридиональных гидрохимических зон: Западная (I), Центральная (II), Восточная (III); 10 — границы широтных гидрохимических зон: гидрокарбонатная (а), смешанного состава (б), сульфатная (в), хлоридная (г); 11 — граница сплошного распространения многолетнемерзлых пород; 12 — граница островного распространения многолетнемерзлых пород.



В пределах Урало-Новоземельской горной страны достаточно четко проявляются меридиональная, широтная и высотная гидрохимические зональности (рис. 4). Меридиональная зональность обусловлена наличием субмеридиональной гряды гор Урала и выражается различной минерализацией подземных вод в отдельных зонах в зависимости от активности водообмена. Широтная зональность обусловлена различными климатическими условиями. Минерализация увеличивается при испарении и уменьшается при значительных осадках. Влияние климата сказывается в постепенной смене в южном направлении ультрапресных вод на севере на пресные, солоноватые и даже соленые на юге. Высотная зональность обусловлена различными гипсометрическими положениями отдельных участков и выражается присущим различным химическим составом и минерализацией вод на различных высотах в зависимости от величины пути и скорости фильтрации подземных вод. В меридиональном направлении выделяются три субмеридиональные гидрохимические зоны: Центральная, Западная и Восточная (рис. 4). В пределах каждой зоны проявляются широтная и высотная зональности, но в разной степени и разного характера.

Центральная зона весьма активного водообмена выделяется в пределах основного водораздела Урала и охватывает центральную часть горной системы, характеризующуюся сильной расчлененностью рельефа, превышение горных возвышенностей над днищами долин составляет 600—1000 м. Благодаря орографическому положению и малой мощности трещинной зоны подземные воды здесь формируются выше современных базисов эрозии, обладают большой динамичностью, значительными гидравлическими уклонами, скоростями и малыми путями фильтрации. Это обусловило многочисленные выходы подземных вод на дневную поверхность в виде родников по долинам рек и горным склонам. Глубина залегания уровня грунтовых вод нсвыдержанна и варьирует от 0 до 40—50, реже до 80 м. В долинах малых рек она не превышает 1—2 м, в межгорных впадинах не более 5—15 м, на сравнительно пологих склонах до 20—30 м, достигая максимума на приводораздельных участках, крутых горных склонах, в бортах каньонообразных долин рек. В связи с большой динамичностью подземного потока и весьма активным водообменом в пределах Центральной зоны развиты в основном ультрапресные воды с минерализацией до 0,1 г/л. Широтная гидрохимическая зональность здесь проявляется в основном на пониженных участках рельефа — преимущественно в крупных межгорных впадинах, плоских понижениях и аккумулятивных равнинах, где выражается увеличением минерализации вод от 0,1 г/л в северных районах до 1—1,5 г/л в южных, достигая местами 5—7 г/л (в покровных отложениях).

Западная зона соответствует западному склону Урала, имеющему преимущественно низко- и среднегорный рельеф. Это зона активного водообмена и характеризуется развитием в основном пресных вод. Глубина залегания их также определяется степенью расчлененности рельефа. В долинах рек она составляет 1—10 м, на водоразделах увеличивается до 60—80 м. В некарстующихся известняках подземные воды залегают на глубине 15—20 м, тогда как в сильно закарстованных породах глубина залегания достигает 100—120 и даже 250 м. Преобладают гидрокарбонатные воды с минерализацией от 0,1 до 1,0 г/л.

Восточная зона с затрудненным водообменом выделяется в пределах орографического района, именуемого Пенепленом восточного склона Урала, для которого характерен слабовсхолмленный рельеф, незначительная глубина вреза речной сети, широкое развитие мощных и вы-

держанных по площади кор выветривания глинистого состава. Глубина залегания подземных вод самая разнообразная: в долинах рек и линейных водоносных зонах — 0—5 м, на приводораздельных участках — 20—40 м и более. На большей части территории зоны зеркало грунтовых вод залегает на глубине 10—15 м. Максимальная глубина залегания уровня подземных вод наблюдается в местах действующих искусственных водозаборов и горнорудных предприятий, где она составляет сотни метров. Химический состав и минерализация подземных вод также различны и именно здесь наиболее четко выражена их широтная зональность: постепенная смена с севера на юг ультрапресных гидрокарбонатных кальциевых вод сульфатными и далее хлоридными натриевыми водами.

Заканчивая краткое рассмотрение истории геологического развития Урало-Новоземельской горной страны, нетрудно заметить, что решающее влияние на формирование современных инженерно-геологических условий оказал постгерцинский этап развития от карбона до голоцене включительно. Тектонические движения именно этого периода определили геотектоническое строение региона и характер слагающих ту или иную структуру горных пород, они же заложили основы рельефа, который затем подвергался разрушению под действием различных факторов. В это же время развивались геологические процессы, которые и сейчас играют большое значение при оценке инженерно-геологических условий той или иной части региона. Это в первую очередь выветривание горных пород, карст и различные склоновые процессы. В это время были сформированы условия, определившие современные гидрогеологические особенности Урало-Новоземельской горной страны.

ГЛАВА 4

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Инженерно-геологическое районирование Урало-Новоземельской горной страны, как и любой крупной территории, предусматривает последовательное разделение ее на сравнительно однородные по инженерно-геологическим условиям части. В качестве критерия при этом применяются изучение и систематизация основных факторов, определяющих инженерно-геологические условия территории, таковыми в первую очередь являются следующие: геологическое и тектоническое строение местности и характер слагающих ее горных пород, особенности геоморфологического и гидрогеологического строения, характер современных геологических процессов и явлений.

Рассмотренная выше история геологического развития Урало-Новоземельской горной страны показывает, что эта обширная часть земной коры в тектоническом отношении является единой длительно развивающейся складчатой структурой, расположенной между Русской платформой на западе и Западно-Сибирской эпигерцинской плитой на востоке. При инженерно-геологическом районировании территории СССР эта разнородная по инженерно-геологическим условиям территория выделяется в единый регион первого порядка. Основанием для такого выделения служат общая история геологического развития территории Урало-Новоземельского региона в течение всего геологического времени и характерные особенности тектонического строения. Это

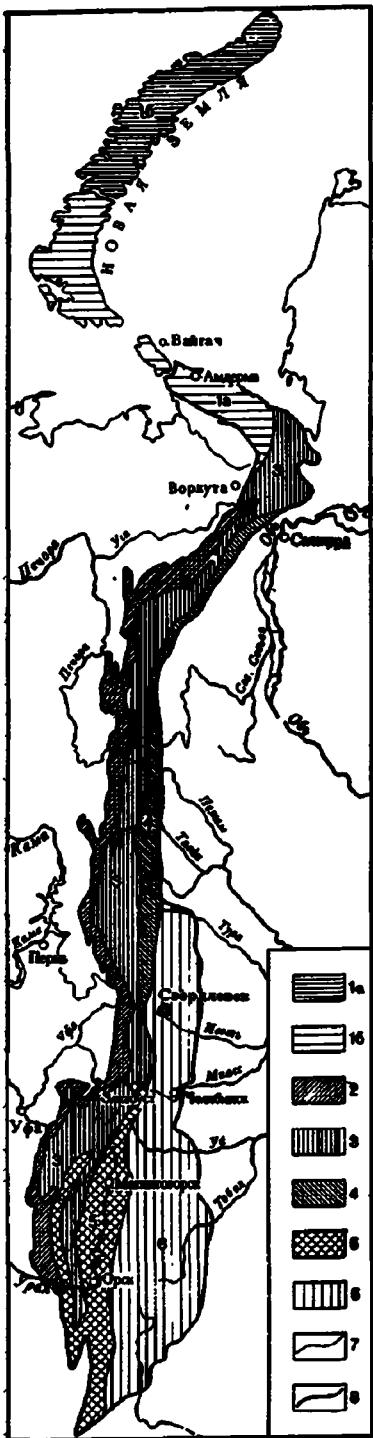


Рис. 5. Схема инженерно-геологического районирования Урала и Новоземельской горной страны: инженерно-геологические регионы второго порядка. 1 — Пайхойско-Новоземельский (1а — Южно-Новоземельский, 1б — Северо-Новоземельский); 2 — Западно-Уральский; 3 — Центрально-Уральский; 4 — Восточно-Уральский; 5 — Магнитогорский; 6 — Урало-Тобольский; 7 — граница Урало-Новоземельской горной страны

наглядно подтверждается субмеридиональным простираем тектонических структур, подчеркнутым также субмеридиональным простираем крупных глубинных разломов, выдержанностью на тысячи километров горных пород с севера на юг и резкой их изменчивостью при движении с запада на восток, характером орогенических движений в мезозое и кайнозое, подчиненным также субмеридиональной ориентировке структур и определившим тектоническое и геоморфологическое строение современного Урала.

Наряду с общими чертами отдельные части Урало-Новоземельского региона существенно отличаются по характеру развития и геологическому строению, что обусловило различие и инженерно-геологических условий. Так, расположенная к востоку от Главного глубинного разлома часть Урала развивалась в герцинскую фазу тектогенеза как эвгеосинклиналь, т. с. как наиболее подвижная часть геосинклинальной области, характеризующаяся высокой вулканической активностью, с чем здесь и связано обилие вулканических пород большой мощности. Часть Урала, расположенная к западу от Главного глубинного разлома, развивалась как миогеосинклинальная зона герцинид, т. с. относительно малоподвижная часть (в основном внесшая) геосинклинальной области, характеризующаяся слабой (или отсутствием) вулканической активностью. Это обстоятельство отразилось на строении западного склона Урала, где чрезвычайно широко развиты пережившие эпигенез толщи осадочных пород. Кроме того, орогенез позднего палеозоя и мезозоя неравномерно развивался в различных широтных зонах описываемого региона. Максимальные поднятия происходили на Северном и Припольянском Урале, несколько меньшие — на Южном и значительно меньшие — на Среднем Урале.

Эти и другие особенности тектонического развития и геологического строения Урало-Новоземельской горной страны позволяют выделить в ее пределах следующие инженерно-геологические регионы второго порядка: Пайхойско-Новоземельский, Западно-Ураль-

ский, Центрально-Уральский, Восточно-Уральский, Магнитогорский и Урало-Тобольский (рис. 5).

Пайхойско-Новоземельский инженерно-геологический регион второго порядка является северным окончанием Урало-Новоземельской горной страны и включает территорию островов Новой Земли, Вайгач и хр. Пай-Хой. В тектоническом плане данный регион объединяет систему краевых поднятий Северо-Новоземельского антиклиниория и синклиниории к северо-западу и юго-востоку от него, Карамкульскую впадину, Вайгачский и Пайхойский антиклиниории (включая Карскую и Карапахскую впадины); сюда же относится шельфовая зона Карского и Баренцева морей (Перфильев, 1968).

Развитые в пределах данного региона палеозойские отложения не могут быть сопоставимы с тектоническими зонами Урала. Среди широко развитых песчано-сланцевых, часто содержащих граптолиты, отложений ордовика и силура здесь в большом количестве появляются известняки, что создает сходство разреза с песчано-сланцевой граптолитовой формацией Таймыра. В девонских и каменноугольных песчано-сланцевых и известняково-сланцевых отложениях появляются основные эфузивы и красноцветные песчаники позднего палеозоя и раннего мезозоя. Среди пород палеозоя встречаются мелкие тела гранитоидов тех же типов, какие известны на Таймыре. Все это заставляет Новую Землю, Вайгач и Пайхойский антиклиниорий по составу формаций рассматривать как особую Новоземельскую палеозойскую складчатую зону, переходную от типичных уралид к другой складчатой системе (Перфильев, 1968).

Сразу отметим, что инженерно-геологические условия в разных частях Пайхойско-Новоземельского региона, как и других регионов Урала, существенно различны, что вызывает при более детальных исследованиях необходимость производить дальнейшее подразделение территории на более однородные по инженерно-геологическим условиям части. Например, Северный остров Новой Земли и самая северная часть Южного острова, отвечающие структуре Северо-Новоземельского антиклиниория, следует выделить в Северо-Новоземельский регион третьего порядка. Основная часть Южного острова Новой Земли, о. Вайгач и хр. Пай-Хой, соответствующие Вайгачскому и Пайхойско-му антиклиниориям, выделяют в Южно-Новоземельский регион.

Для Северо-Новоземельского региона важнейшей инженерно-геологической особенностью является наличие на большей части его территории мощного покрова материкового льда. В предслах Южно-Новоземельского региона практически повсеместно с поверхности развиты четвертичные отложения, находящиеся в многолетнемерзлом состоянии. Опоясывающая регион шельфовая зона Карского, Баренцева и Печорского морей в силу своеобразия геологического развития и современного положения выделяется при районировании самостоятельно.

Западно-Уральский инженерно-геологический регион второго порядка по площади и в орографическом отношении соответствует западному склону Урала, а в тектоническом плане, как уже отмечалось, является западной подзоной миогеосинклинальной зоны герцинского Урала. С запада его территория ограничена структурой Предуральского краевого прогиба, с востока — линией Западного глубинного разлома. В геологическом строении этой части Урала принимают участие терригенные, угленосные, флишевые и карбонатные породы сульфатно-доломитовой, галогенной и молассовой формаций каледонского и герцинского структурных этажей, с более широким развитием последнего. Широкое развитие карбонатных и, в меньшей степени, терригенических

отложений, а также особенности гидрогеологического строения обусловили чрезвычайно широкое развитие на данной территории различных типов и форм карста, что является важной инженерно-геологической особенностью региона.

Центрально-Уральский инженерно-геологический регион второго порядка в орографическом отношении является осевой частью Урала, соответствующая в структурно-тектоническом плане восточной подзоне мио-геосинклинальной зоны. Западной и восточной границами региона являются хорошо прослеживаемы линии Западного и Главного глубинных разломов. Здесь широко развиты породы магматических, метаморфических и осадочных формаций каледонского и герцинского структурных этажей и глубокометаморфизованные породы фрагментов байкалид. Центрально-Уральский регион является наиболее приподнятой частью Урала, а широкое развитие прочных горных пород привело к формированию в северной и южной его частях альпинотипного рельефа, большая глубина и степень расчленения которого способствуют интенсивному развитию здесь разнообразных склоновых процессов.

Восточно-Уральский инженерно-геологический регион расположен в пределах восточного склона Урала, протягиваясь от широты Салс-харда на севере до широты Свердловска на юге (зона зеленокаменных синклиниориев восточного склона). В структурно-тектоническом плане эта часть Урала соответствует эвгеосинклинальной зоне его развития. Западной границей региона служит Главный глубинный разлом, восточной — граница Западно-Сибирской плиты. Среди слагающих территорию региона породы развиты метаморфические, интрузивные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования. Наличие пород карбонатной формации и их тектоническая нарушенность обусловили широкое развитие здесь древнего и современного карста. Будучи наименее опущенной частью Урала, Восточно-Уральский регион характеризуется сложным геоморфологическим строением, большим разнообразием поверхностных отложений, среди которых особенно широко развиты отложения кор выветривания различных типов.

Магнитогорский инженерно-геологический регион расположен в пределах Южного Урала и Мугоджар. Западной границей региона служит Западный глубинный разлом, с которым здесь связаны интрузии основных пород. На востоке подобная же линия разломов и связанные с ними интрузии отделяют его от Урало-Тобольской антиклинальной зоны.

Кроме собственно Магнитогорского синклиниория данный регион включает Ирендыкскую, Аюсазскую и Шопкакольскую антиклинали, Таналык-Баймакскую синклинальную зону, Халиловский массив и Берчагульскую синклиналь. В его геологическом строении принимают участие породы вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных формаций, в меньшей степени — карбонатной, терригенной и флишевой формаций. Благодаря интенсивным процессам выветривания и денудации, а также нисходящим тектоническим движениям территория Магнитогорского региона характеризуется своеобразным рельефом, который в настоящее время представляет собой выровненную возвышенную равнину с относительными превышениями 150—200 м.

Урало-Тобольский инженерно-геологический регион расположен в пределах юго-восточной погруженной части восточного склона Урала. С запада он ограничен Восточным глубинным разломом, на востоке определяющие его структуры уходят под мезокайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты. Выделение этой части Урало-Поволжской горной страны в самостоятельный инженерно-геологический регион

определяется не только расположением здесь крупных тектонических структур (Урало-Тобольская антиклинальная зона, Аятский синклиниорий и др), но и характером ее тектонического развития в послепалеозойское время, происходившего в форме сводово-глыбовых движений как Уральского орогена, так и Западно-Сибирской плиты, Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Прикаспийской впадины. Особенности тектонических движений и вызванные ими ингрессии морских бассейнов существенно сказались на геологическом и геоморфологическом строении региона. Характерно широкое развитие интрузивных пород (граникоиды, ультраосновные породы), в значительной части глубокометаморфизованных. В составе отложений каледонского структурного этажа широкое участие принимают вулканогенные образования, претерпевшие средний, а частично и глубокий метаморфизм. Породы герцинского структурного этажа также испытали метаморфизм средней и низкой степеней, сохранив частично состояние нормальных осадочных толщ.

Региональное описание основных особенностей инженерно-геологических условий выделенных выше территорий является содержанием второго раздела.

РАЗДЕЛ II

РЕГИОНАЛЬНОЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ УРАЛО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

ГЛАВА 5

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЙХОЙСКО-НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

Пайхойско-Новоземельский инженерно-геологический регион является северным окончанием Урало-Новоземельской горной страны. С севера на юг он протягивается почти на 1300 км, включая территорию островов Новая Земля, Вайгач и хр. Пай-Хой. В административном отношении регион целиком входит в состав Ненецкого национального округа РСФСР.

Прибрежная полоса островов Новой Земли и Вайгач, а также хр. Пай-Хой представляет собой террасированную равнину, обрывающуюся к морю береговым уступом высотой в несколько десятков метров. С удалением от моря прибрежная равнина на Новой Земле сменяется холмистым денудационным плато с абсолютными отметками от 300 до 700 м, которое затем переходит в среднегорье с отметками более 1000 м. На севере региона широко развит ледниковый покров.

Рельеф Пайхойско-Новоземельского региона характеризуется интенсивным расчленением. В горной части глубина вреза речных долин достигает 800 м. Здесь развиты долины двух типов: широкие ледниковые троги с крутыми склонами и шириной днищ до 3 км и эрозионные ущельеобразные долины, нередко занятые ледниками. Поверхность денудационного плато расчленена на глубину нескольких десятков и сотен метров, в результате чего местами имеет среднегорный облик. Даже в пределах прибрежной равнины многие речные долины глубоко врезаны в скальные породы и сохраняют каньонообразный вид. Территорию региона на севере пересекают многочисленные фиорды, которые в горной части имеют облик глубоких и узких затопленных долин, расширяющихся в предслах денудационного плато и прибрежных равнин, приобретая воронкообразные очертания.

Климат региона суровый. Он характеризуется отрицательными среднегодовыми температурами, большой влажностью воздуха, относительно небольшим количеством осадков, наличием постоянных сильных ветров, сопровождаемых в течение продолжительной зимы метелями. Средняя высота снежного покрова 35—45 см; распределение его крайне неравномерно.

Климатические особенности определяют гидрологический режим рек. Наибольшие расходы воды приходятся на летний период, замерзание рек обычно происходит в октябре, а в декабре они промерзают до дна.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Регион сложен породами палеозойского возраста, от среднекембрийских до нижнепермских, для которых характерно общее северо-восточное простиранье, резко несогласное с простиранием рифейских структур Урала. Крупными неперсчными прогибами он разделен на четыре главные структурные формы: Северный Новоземельский антиклиниорий, Кармакульский синклиниорий, Вайгачско-Новоземельский и Пайхайский антиклиниории.

Северный Новоземельский антиклиниорий сложен метаморфическими терригенными отложениями среднего и верхнего кембрая мощностью более 1000 м, терригенными в основном карбонатными отложениями ордовика и силура мощностью свыше 3000 м, карбонатными породами нижнего девона мощностью около 500 м, терригенными отложениями среднего девона мощностью более 1000 м, вулканогенно-терригенно-карбонатными образованиями верхнего девона мощностью 2000 м, преимущественно карбонатными отложениями каменноугольного возраста мощностью до 2500 м и терригенными отложениями нижней перми мощностью до 1500 м. Широкое участие в строении антиклиниория принимают интрузивные тела, наиболее крупные массивы которых приурочены к Главному Новоземельскому разлому (вдоль побережья Баренцева моря) и Пахтусовскому антиклиниорию на восточном побережье Новой Земли.

Кармакульский синклиниорий занимает центральную часть Южного острова Новой Земли и прибрежную полосу шельфа Карского моря. Он сложен терригенными породами нижнепермского возраста мощностью до 2000 м, собранными в пологие складки, опрокинутые у побережья Баренцева моря на запад, у Карского побережья — на восток. В ядрах складок на поверхность выходят девонские отложения, прорваные интрузиями диабазов.

Вайгачско-Южно-Новоземельский антиклиниорий включает структуру Новой Земли, Вайгача и прибрежной части шельфа Печорского и Карского морей. В его строении принимают участие вулканогенно-терригенные отложения кембрийского (?) возраста мощностью свыше 1500 м, карбонатные и терригенные отложения ордовика мощностью до 1000—2500 м, карбонатная толща силура мощностью до 2000 м, преимущественно карбонатные отложения нижнего и среднего девона мощностью 2000 м, терригенные и карбонатные отложения верхнего девона мощностью 1000—1600 м, исключительно карбонатные отложения карбона мощностью до 1200 м, маломощные пачки известняков среднего карбона и терригенные отложения раннепермского возраста мощностью свыше 2000 м. В ядрах антиклиниория отмечается большое количество разломов, ориентированных в основном согласно с генеральным (северо-западным) простиранием структур.

В строении Пайхайского антиклиниория участвуют в различной степени метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы ордовика, терригенно-карбонатные, часто с большим участием вулканогенных, образования ордовика и кембрая, формации средней и низкой степени метаморфизма кембрийского возраста (порфиры и их туфы, различ-

ные сланцы, филлиты, алевролиты, кварциты, песчаники, конгломераты), карбонатно-терригенная толща ордовика и силура, эффильтивные отложения силура, карбонатные и терригенно-карбонатные породы карбона и перми. Перечисленные отложения характеризуются большой мощностью. Например, мощность отложений только герцинского структурного этажа превышает 6000 м.

Таким образом, коренные породы региона представлены преимущественно карбонатными, терригенными, реже вулканогенными формациями палеозоя, образующими геосинклинальный структурный комплекс, состоящий из каледонского и герцинского этажей; в меньшей степени развиты формации интрузивных пород. Это почти исключительно высокопрочные породы, которые могут служить надежным основанием для всех видов строительства. Трещиноватость пород в целом слабая, максимальная трещиноватость отмечается у магматических пород. Выходы гранитоидов и основных пород часто окаймлены крупноглыбовыми развалами. Трещиноватость осадочных пород и в особенности их метаморфизованных разностей менее интенсивная. Повышенной трещиноватостью среди последних характеризуются песчаники и алевролиты, понижной — известняки и метаморфические сланцы. Мощность зоны интенсивного развития трещин шириной до 1 см на участках с маломощным чехлом покровных отложений составляет 5—8 м, в известняках и сланцах — до 3 м. Глубже зоны интенсивной трещиноватости ширина трещин, исключая зоны разлома, уменьшается до единиц миллиметров и меньше. Согласно проведенным испытаниям временное сопротивление сжатию для известняков нижнего карбона составляет $694 \cdot 10^{-5}$ — $891 \cdot 10^{-5}$ Па, для песчаников того же возраста эта величина возрастает до $3000 \cdot 10^{-5}$ Па.

Поверхностные отложения региона представлены преимущественно четвертичными образованиями: ледниковыми, водо-ледниковыми, морскими, аллювиальными, элювиальными, делювиальными, коллювиальными, солифлюкционными, а также подземными льдами различного генезиса. Практически все породы с поверхности находятся в многолетнемерзлом состоянии, небольшие таликовые окна возможны лишь под наиболее крупными озерами. Мощность мерзлых толщ от 8—170 м на морском побережье до нескольких сотен метров в горной части Новой Земли. Верхняя граница многолетнемерзлого слоя определяется величиной слоя сезонного оттаивания и колеблется от 0,1 до 3,2 м. Мощность слоя с годовым теплооборотом составляет 8—19 м. У верхней границы температура пород в течение года колеблется от 0 до -20° . На глубине 15—19 м температура пород варьирует от -3 до -8° , на нижней границе многолетнемерзлого слоя температура в южных районах составляет -2° , в северных — до -2 — 4° .

Толща многолетнемерзлых пород подразделяется на три горизонта, существенно различающихся по своим физическим свойствам. Верхний горизонт, сложенный четвертичными отложениями и дезинтегрированными скальными породами, характеризуется высокой льдистостью и удельным электрическим сопротивлением в сотни тысяч омметров. Второй горизонт приурочен к современной коре выветривания, развитой до глубины 50—70 м. Здесь трещины и каверны пород почти целиком заполнены льдом, хотя общая льдистость составляет всего десятые доли, реже единицы процентов. Удельное электрическое сопротивление пород обычно выше 500 Ом·м. Нижний горизонт, образующий подошву многолетнемерзлого слоя, характеризуется незначительной льдистостью, присутствием в трещинах легкорастворимых солей и удельным электрическим сопротивлением в 100—300 Ом·м.

Гидрогеологические условия

Гидрогеологические условия региона тесно связаны и во многом обусловлены широким развитием многолетнемерзлых пород. Здесь выделяются подмерзлотные, внутримерзлотные и надмерзлотные подземные воды.

Подмерзлотные подземные воды приурочены к скальным породам коренной основы, залегают на глубинах нескольких сот метров, воды напорные, имеют пластово-трещинный или трещинно-жильный тип циркуляции. Водоносный горизонт обладает низким коэффициентом фильтрации, повышенная водообильность наблюдается лишь в зонах разломов. По составу это хлоридные магниево-натриевые рассолы морского типа с температурой до -4° . Мощность горизонта с отрицательной температурой вод в прибрежной части составляет 120–160 м, минерализация вод увеличивается от 40–80 г/л непосредственно под мерзлой толщей на глубинах 50–120 м до 200 г/л на глубинах 260–330 м. С глубины 700–1000 м распространены мелкие минерализованные воды. Подмерзлотные воды агрессивны к бетону, обладают средней и высокой коррозионной активностью к черным и цветным металлам.

Внутримерзлотные воды присутствуют в порах, трещинах и других пустотах горных пород. Наибольшее содержание этих вод (10–14%) отмечается в верхних горизонтах многолетнемерзлых толщ, сложенных глинистыми отложениями. В слое с годовым теплооборотом содержание этих вод колеблется в широких пределах, достигая максимума (20–22%) летом, при температурах пород, близких к 0° , воды, как правило, пресные или слабосоленые гидрокарбонатного или кальциево-натриевого состава, с незначительной минерализацией (до 0,4 г/л), обладают выщелачивающей агрессивностью к бетону.

Надмерзлотные воды приурочены к сезонноталому слою и надмерзлотным таликам и существуют только в теплое время года (с июля по сентябрь). Мощность водоносного горизонта составляет 0,1–2 м, глубина залегания — до 1–2 м от поверхности. Водоносный горизонт слабо водообилен, лишь в крупнообломочных отложениях, слагающих русла рек, пляжи, косы и береговые валы, воды могут поступать в выработки с дебитом до нескольких десятков кубических метров в час. Воды преимущественно пресные с минерализацией до 0,3 г/л, смешанного состава, обладают выщелачивающей агрессивностью к бетону, реже общекислотной агрессивностью.

Современные геологические процессы и явления

На территории региона достаточно широко развиты современные геологические процессы и явления, преобладают при этом мерзлотные и склоновые процессы. Промерзание надмерзлотных вод вызывает пучение, миграция влаги в глинистых породах приводит к возникновению и росту ледяных прослоев и линз льда, наличие бледцевидных понижений на поверхности четвертичных отложений связано с процессом термокарста. Солифлюкционные процессы захватывают открытые поверхности в пределах прибрежной равнины и денудационного плато с углом наклона более 3° . Мощность оплывающего слоя до 30 см. Солифлюкционные оползни и оплывины проявляются на склонах круче 10° и сопровождаются перемещением больших масс пород, образуя натечные террасы с высотой уступа до 1 м.

На крутых горных склонах разрушение пород идет за счет морозного выветривания и гравитационных процессов, что ведет к накоплению щебнисто-глыбового материала, образующего в ложбинах конусы выпоса и каменные потоки. Большую опасность представляют снежные лавины, возникающие на крутых склонах и действующие с апреля до июля. Из других геологических процессов следует отметить донную и боковую эрозию по долинам рек и абразионные процессы на морском побережье, которые действуют в период отсутствия берегового припая.

Согласно схеме районирования Урало-Новоземельской горной страны в пределах Пайхойско-Новоземельского региона по структурно-тектоническим признакам выделяются инженерно-геологические регионы третьего порядка, инженерно-геологические условия которых существенно различны (см. рис. 6).

Северо-Новоземельский регион занимает территорию северного острова Новой Земли и отвечает в тектоническом плане антиклиниорию того же названия. Одной из основных особенностей региона является горный, сильнорасчлененный рельеф. Большая часть территории занята континентальным ледниковым покровом, в какой-то степени нивелирующим расчлененность. Ледниковый покров вытянут в северо-восточном направлении почти на 350 км при ширине 50—70 км и подразделяется на Новоземельский ледниковый щит с отметками до 1000 м и северную ледниковую шапку с высотами 500—600 м. Главный водораздел щита извилист и на вершинах сдвинут к западу, а в понижениях — к востоку. По окраинам ледникового щита насчитывается до 60 выводных ледников, как бы прорывающихся сквозь горные цепи к морю по поверхности прибрежной равнины. Ледниковый щит является сложным комплексом взаимосвязанных ледников. Главными морфологическими элементами его являются купола, в пределах которых расположена область питания, разделяющие их седловины и выводные ледники.

Климат данной части региона отличается наибольшей суровостью, что определяется его географическим положением и высоким альбедо поверхности льда. Количество осадков увеличивается с ростом абсолютных отметок: на высоте 900 м — около 400 мм, на высоте 800 м — более 600 мм, на отметках 1000 м — около 1000 мм. Большая часть осадков выпадает в твердом виде, однако величина снежного покрова в значительной степени определяется метельным переносом. В соответствии с изменением температур и количеством осадков меняется соотношение между величинами аккумуляции и абляции льда и фирна. Аккумуляция возрастает от 100 мм на уровне моря до 350—700 мм в центральной части ледникового щита. Абляция вблизи уровня моря составляет около 2900 мм, уменьшаясь до 200 мм на высоте 400 м. Уравновешиваются они на уровне границы питания, которая с севера на юг постепенно поднимается, достигая у южной границы ледникового покрова высоты 700 м. Средняя мощность ледникового щита, по ориентировочным данным, около 200—300 м.

Движение ледника является одним из важнейших современных процессов, определяющих инженерно-геологические условия Северо-Новоземельского региона. В области питания скорость движения ледяных слоев незначительна, в некоторых частях ледяных куполов она изменяется несколькими сантиметрами в год, лишь в верховых выводных ледников она достигает нескольких метров в год. Скорость движения приповерхностных слоев выводных ледников в центральной части достигает 100 м и более.

В летний период поверхность льда претерпевает большие изменения за счет таяния, на ледниковой поверхности появляются отдельные озера, а в понижениях «снежные болота» — участки мощного снежного покрова, пропитанного водой. В зимний период невысокие сооружения целиком заносятся снегом. По условиям строительства ледниковый покров может быть подразделен на две части, границей между которыми может служить линия равновесия аккумуляции и абляции. Наиболее неблагоприятные инженерно-геологические условия присущи зоне абляции, особенно прифронтальной части выводных ледников.

Субаэральная часть данного региона, простирающаяся узкой полосой вдоль всего побережья, сложена различными генетическими типами четвертичных отложений, находящихся в многолетнемерзлом состоянии. Поскольку они очень широко развиты в Южно-Новоземельском регионе, их характеристика будет дана ниже.

Южно-Новоземельский инженерно-геологический регион третьего порядка занимает территорию Южного острова Новой Земли, остров Вайгач и хр. Пай-Хой. Регион включает Кармакульский синклиниорий, Вайгачский и Пайхойский антиклиниории, для тектонического строения которых характерна смесь выдержанного меридионального простирания структур, наличие крупных поперечных поднятий, проходящих через все линейные зоны уралид.

Скальные горные породы в пределах региона залегают неглубоко и перекрыты четвертичными отложениями, обнажаясь на отдельных вершинах, в верхних частях горных склонов, в уступах террас. Зона интенсивного выветривания, в которой дочетвертичные отложения в значительной степени изменены и утратили свою первоначальную прочность, составляет в среднем 1—3 м.

Среди четвертичных образований наиболее широко развиты ледниковые, водно-ледниковые, морские, аллювиальные, элювиальные, делювиальные и коллювиальные отложения, находящиеся в многолетнемерзлом состоянии. Наиболее древними из них являются верхнеплейстоценовые валунные суглинки и супеси зырянского оледенения, залегающие на абсолютных отметках, превышающих 100 м. Мощность моренных образований 1,5—3 м, в понижениях рельефа — до 15 м. Залегая преимущественно в зоне деятельного слоя, валунные суглинки и супеси содержат большое количество пылеватых и глинистых частиц, обусловливающих пучинистость отложений. Наиболее крупные моренные бугры содержат погребенный лед, содержание крупиообломочного материала колеблется от 20 до 60 %. В центральной части о. Вайгач встречаются верхнеплейстоценовые водно-ледниковые отложения, которые слагают озовые гряды высотой до 12 м и представлены песками, галечниками и валунами местных пород.

Морские верхиеплейстоценовые отложения представлены суглинками, супесями и песками, образующими здесь маломощные скопления на поверхности террас. На юге Новой Земли встречаются песчаные холмы высотой до 22 м, являющиеся, по-видимому, останцами размытой террасы. На о. Вайгач они сплошным чехлом покрывают центральную и северо-восточную часть острова, имея мощность 10—15 м.

Морские нерасчлененные верхнеплейстоценовые-голоценовые отложения достаточно широко распространены в пределах региона, залегая на отметках от 10 до 100 м. Они представлены песчаными и гравийно-талусными отложениями мощностью 1—4 м и супесчано-суглинистыми отложениями мощностью 5—10 м. Подстилают данные отложения скальные породы коренной основы и их элювий. В слое сезонного промерзания консистенция суглинков от текучей до мягко- и тугопластич-

...ой, у супесей она текучая или пластичная. В мерзлом состоянии породы твердомерзлые.

В табл. 1 приведены некоторые инженерно-геологические свойства описываемых отложений. Следует отметить, что широкий предел изменения объемной массы пород определяется колебанием их льдистости. Увеличение льдистости вызывает повышение удельного электрического сопротивления от 40—100 Ом·м в талых суглинках до 4000—20000 Ом·м в мерзлых.

Отложения верхнеплейстоцен-голоценового ледника распространены в долинах горной части Новой Земли и хр. Пай-Хой. Они пред-

Таблица 1

**Инженерно-геологические свойства
верхнеплейстоцен-голоценовых отложений**

Свойства пород	Суглинки мерзлые	Супеси мерзлые
Объемная масса, г/см ³	1,35—2,11	1,24—2,05
Плотность, г/см ³	2,69—2,72	2,65—2,70
Суммарная влажность, %	14,8—108,9	18,1—131,9
Льдистость	0,02—0,57	0,2—0,50
Коэффициент пористости	0,43—2,39	0,55—2,24
Предел текучести, %	19—34	18—36
Предел пластичности, %	13—22	12—24
Число пластичности	8—15	4—7
Степень заполнения пор	0,75—1,0	0,8—1,0
Засоленность, %	0,11—0,20	—
Число определений	62	13

Таблица 2

**Гранулометрический состав элювиально-делювиальных
верхнеплейстоцен-голоценовых отложений**

Породы	Число опред-лений	Содержание частиц по фракциям, %				
		>10	2—10	0,05—2	0,002—0,05	<0,002
Супеси	4	11—13	12—17	24—55	4—46	8—10
Дресва	8	26—45	12—25	25—31	7—15	3—5
Щебень	9	52—81	8—24	8—19	2—7	1—4

ставлены преимущественно крупнообломочными образованиями и валунными суглинками и супесями мощностью от 1—3 до 20—30 м. Значительное содержание пылеватых и глинистых частиц (до 30%) обуславливает их пучинистость, льдистость отложений невысокая, суммарная влажность 10—20%, объемная масса достаточно постоянная (2,1—2,3 г/см³).

Элювиально-делювиальные и коллювиальные отложения развиты широко. Элювий, образующийся на плоских вершинах, чаще всего представлен щебнистыми породами и дресвой с супесчано-суглинистым заполнителем и имеет мощность около 2 м. В горной части региона и останцовых возвышенностях о. Вайгач на крутых склонах развит коллювий (щебень, глыбы, дресва с супесью и суглинком) общей мощностью до 1,5 м. Пологие склоны покрыты аллювиально-делювиальными отложениями, представленными суглинками, супесями и щебнем мощностью до 4 м. Гранулометрический состав данных отложений приведен в табл. 2.

Инженерно-геологические свойства элювиально-делювиальных отложений приведены в табл. 3

На пологих склонах останцовых гряд и холмов, у подножия уступов морских террас и склонах многолетних бугров пучения развиты делювиально-солифлюкционные отложения, представленные супесчано-суглинистыми породами мощностью до 4 м с прослоями торфа, включениями гальки, щебня и валунов. Максимальная мощность отложений до 9 м.

Делювиально-солифлюкционные отложения супесчано-суглинистого состава являются пучинистыми грунтами, имеют твердомерзлую кон-

Таблица 3

Инженерно-геологические свойства элювиально-делювиальных верхнеплейстоцен-голоценовых отложений

Свойства пород	Дрессиные и щебенистые	Супеси мерзлые
Объемная масса, г/см ³	1,82—2,25	2,68—2,20
Плотность, г/см ³	2,66—2,74	11,9—2,71
Суммарная влажность, %	7—38	12—61
Льдистость включений	—	0,02—0,45
Коэффициент пористости	0,50—0,61	0,52—2,01
Предел текучести, %	—	21—29
Предел пластичности, %	—	17—27
Число пластичности	—	2—7
Число определений	11	6

Таблица 4

Показатели инженерно-геологических свойств делювиально-солифлюкционных отложений

Свойства пород	Суглинки	Супеси	Глыбово-щебенистые породы
Объемная масса, г/см ³	1,90—2,05	1,71—1,91	1,98—2,10
Плотность, г/см ³	2,67—2,71	2,66—2,70	2,71
Суммарная влажность, %	18—30	19—32	9—22
Льдистость включений	0,02—0,15	0,10—0,20	—
Коэффициент пористости	0,47—0,74	0,51—0,79	0,52—0,58
Предел текучести, %	25—26	22—24	—
Предел пластичности, %	13—17	16—18	—
Число пластичности	8—11	6—7	—

систему, а в слое сезонного протаивания консистенция их от текучей до мягкотекущей. Криогенная текстура суглинков массивная или слоистая с мощностью прослоев льда до 1 см, у супесей текстура сетчатая или слоистая. Породы не засолены, содержание водорастворимых солей менее 0,5%.

Некоторые показатели инженерно-геологических свойств делювиально-солифлюкционных отложений приведены в табл. 4.

Голоценовые морские отложения слагают террасы, береговые валы, пересыпи и косы вдоль всего берега. Они представлены суглинками, супесями, песками, гравием, галечниками, имеют мощность от 2 до 6 м. Гранулометрический состав данных отложений приведен в табл. 5.

Многолетнемерзлые суглинки и супеси в большинстве случаев являются пучинистыми грунтами. Пределы изменения показателей некоторых инженерно-геологических свойств крупнообломочных голоценовых отложений приведены в табл. 6.

Голоценовые аллювиально-морские отложения развиты в приураловых частях рек и в межгрядовых понижениях прибрежной полосы региона. Они представлены глинами, суглинками, супесями и песками

Таблица 5
Гранулометрический состав морских голоценовых отложений

Породы	Число определений	Содержание частиц по фракциям, %				
		>10	2—10	0,05—2	0,002—0,05	<0,002
Суглинки	18	0—42	—	18—42	35—47	7—41
Супеси	11	0—48	—	17—51	14—22	3—11
Гравий	6	53—78	—	11—27	4—18	1—11
Галечник	3	80—83	6—10	6—11	1—2	—

Таблица 6
Некоторые инженерно-геологические свойства крупнообломочных морских голоценовых отложений

Свойства пород	Гравий	Галечник
Объемная масса, г/см ³	1,76—1,82	1,95—2,11
Плотность, г/см ³	—	2,80
Суммарная влажность, %	7—14	2—22
Льдистость включений	—	0,02—0,05
Коэффициент пористости	—	0,46—0,43
Количество определений	4	3

Таблица 7
Гранулометрический состав аллювиально-морских голоценовых отложений

Породы	Число определений	Содержание частиц по фракциям, %				
		>10	2—10	0,05—2	0,002—0,05	<0,002
Глины	11	0—3	0—11	2—33	5—67	29—95
Суглинки	8	0—23	6—20	10—44	11—72	7—56
Супеси	9	0—32	0—18	28—57	6—52	2—14

мощностью от 4 до 18 м, находятся в многолетнемерзлом состоянии, глинистые разности являются пучинистыми грунтами. Гранулометрический состав отложений приведен в табл. 7.

Пределы изменения показателей некоторых инженерно-геологических свойств приведены в табл. 8. Криогенная текстура отложений слоистая и сгущатая, встречаются отдельные линзы льда мощностью до 1,5 м. В ряде случаев отложения засолены, содержание водорастворимых солей превышает 0,3%. В поймах рек развиты аллювиальные голоценовые отложения, представленные валунами, галькой, реже пес-

ками. Они слагают русло и поймы рек и имеют мощность около 2 м, в долинах крупных рек мощность возрастает до 10 м.

В пределах региона широко развиты голоценовые болотные отложения. Это бурый плохо разложившийся торф мощностью до 1 м, который в течение холодного времени года находится в мерзлом состоянии. Льдистость торфа невысокая, однако под слоем торфа часто располагаются прослои и линзы льда мощностью до 3 м, слагающие ядра бугров пучения.

Таким образом, четвертичные отложения широко развиты в пределах Южно-Новоземельского региона, имеют мощность в среднем менее 10 м и повсеместно подстилаются скальными породами коренной основы. Это одна из основных особенностей инженерно-геологических условий, вследствие чего изучение данных отложений, мерзлотных условий и геологических процессов, которые неизбежно возникнут при освоении территории региона, — первостепенная задача дальнейших инженерно-геологических исследований.

Субмаринная часть Пайхайско-Новоземельского региона включает в себя прибрежные равнины, оказавшиеся под уровнем моря в результате голоценовой трансгрессии. Здесь выделяются денудационная и аккумулятивная затопленные равнины и подводное пластовое плато. Полоса подводной денудационной равнины, примыкающая непосредственно к берегу, представляет собой современную абразионную террасу шириной от нескольких десятков до нескольких сотен метров и уклоном поверхности 0,033—0,057. Она пересекается рядом троговых долин, являющихся продолжением фиордов, осложнена котловинами тектонического и экзарационного происхождения. Затопленные зандровые и озерно-аллювиальные равнины, сохранившие в общих чертах свой субаэральный облик, располагаются к западу от о. Вайгач на шельфе Печорского моря. Пластовое плато развито в пределах Печорского моря

Таблица 8

Инженерно-геологические свойства аллювиально-морских голоценовых отложений

Свойства пород	Линзы	Суглинки	Супеси
Объемная масса, г/см ³	1,76—1,99	1,74—2,13	1,78—2,08
Плотность, г/см ³	2,71—2,76	2,70—2,74	2,68—2,71
Суммарная влажность, %	28—90	10—92	9—64
Льдистость включений	0,20—0,45	0,05—0,40	0,10—0,30
Коэффициент пористости	0,52—1,20	0,47—1,31	0,48—0,82
Предел текучести, %	38—52	24—50	17—30
Предел пластичности, %	20—35	14—35	10—24
Число пластичности	18—27	8—17	4—7
Степень заполнения пор	0,92—1,0	0,84—1,0	0,9—1,0
Число определений	11	8	9

севернее о. Вайгач и имеет спокойный рельеф, который в проливе Карские ворота нарушаются котловинами тектонического происхождения. Рельеф плато представляет собой плоские отпрепарированные поверхности, сложенные прочными дочетвертичными породами и почти полностью лишенные рыхлого покрова. Скальные породы коренной основы на значительной части рассматриваемой территории залегают вблизи поверхности морского дна. В пределах затопленных зандровых и озерно-аллювиальных равнин, в трогах и бухтах они перекрыты рыхлыми отложениями мощностью до нескольких десятков метров.

Поверхностные отложения субмаринной части представлены плейстоценовыми континентальными и голоценовыми морскими и ледово-морскими осадками. Они развиты преимущественно в пределах затопленной аккумулятивной равнины и к настоящему времени не изучены. По-видимому, они состоят из талых песчано-глинистых аллювиальных, делювиальных, озерных и других осадков континентального генезиса, характеризующихся средней плотностью сложения и коэффициентом водонасыщения, равным единице. Голоценовые морские осадки пользуются повсеместным распространением, залегая как на плейстоценовых отложениях, так и непосредственно на палеозойских образованиях. Они представлены илами и песчаными и крупнообломочными отложениями. Илы являются неуплотненными глинистыми породами, находящимися на начальной стадии формирования. Они пользуются широким распространением в бухтах закрытого типа и залегают на глубинах выше 5—15 м. По числу пластичности, колеблющемуся от 7 до 19, илы могут быть подразделены на суглинистые и глинистые, но так как эти разновидности илов залегают совместно и связаны между собой взаимными переходами, характеристика их состава и свойств по данным 20 определений приводится совместно (табл. 9 и 10).

Таблица 9
Гранулометрический состав донных отложений

Породы	Содержание частиц по фракциям, %			
	>2	2—0,05	0,05—0,002	<0,002
Илы	10—27	7—22	45—72	6—14
Пески	11—38	42—56	9—45	0—2

Таблица 10
Инженерно-геологические свойства донных отложений

Свойства пород	Илы	Пески
Объемная масса, г/см ³	1,78—1,84	2,10
Плотность, г/см ³	2,66—2,70	2,65
Коэффициент пористости	1,07—1,75	—
Естественная влажность, %	57—87	14
Модуль общей деформации, 10 ⁻⁵ Па .	4,50—10,70	—
Угол внутреннего трения, град.	2—3	39
Сцепление, 10 ⁻⁵ Па	0,025	—

В естественном состоянии консистенция илов изменяется от текучей до текучепластичной. Песчаные и грубообломочные породы распространены в прибрежной части и в зоне преимущественного переноса осадков на мелководье. На малых глубинах развиты глыбовые россыпи, галечники и гравий, на глубинах выше 5—7 м залегают пески мощностью 1—5 м. Ледово-морские осадки представлены маломощными крупнообломочными отложениями, слагающими подводные морены, развитыми у края выводных ледников в северной половине острова.

Воды, насыщающие донные осадки и подстилающие их породы, по химическому составу близки к морским, отличаясь от последних несколько большей минерализацией. Соленые и рассольные воды поверх-

ностных отложений и пород коренной основы содержат свыше 1000 мг/л ионов магния и более 1500 мг/л сульфатов и хлоридов, что обуславливает агрессивность среды к бетону, среднюю и высокую коррозионную активность к черным и цветным металлам.

Температура пород морского дна обычно отрицательная, около $-1,5^{\circ}$. Мерзлые породы развиты на глубину до 2—2,5 м и имеют температуру около -4° . На больших глубинах многолетнемерзлые породы, как правило, отсутствуют.

Из современных геологических процессов в первую очередь следует отметить размыв и перемешивание морскими течениями и волновыми процессами донных осадков. На условия строительства в субмаринной части региона большое влияние оказывают процессы, связанные с ледовитостью моря.

Давая общую оценку Пайхойско-Новоземельского региона, следует сказать, что инженерно-геологические условия в пределах его территории существенно различные, но повсеместно достаточно сложные. Это определяется положением региона в высоких широтах, наличием ледового покрова, силошного слоя многолетнемерзлых пород и процессами, соответствующими данной обстановке.

ГЛАВА 6

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Территория Западно-Уральского инженерно-геологического региона соответствует западному склону Урала и протягивается в виде то сужающейся, то расширяющейся полосы от широтного отрезка р. Урал на юге до верховьев р. Уса на севере (см. рис. 5). Западно-Уральский регион протягивается по меридиану почти на 2000 км, в административном отношении он захватывает восточную часть Коми АССР, часть Пермской, Свердловской, Челябинской областей и Башкирской АССР. Западной границей региона является граница Урало-Новоземельской горной страны, восточной — линия Западного глубинного разлома, на севере от граничащего с ним Пайхойско-Новоземельского региона его отделяет Карский надвиг.

Большая протяженность региона с севера на юг обуславливает разнообразие природно-климатических условий и рельефа. Северная часть региона в пределах Северного, Приполярного и Полярного Урала наиболее возвышенная. Основными орографическими элементами здесь являются Западно-Уральские увалы, хребты Обе, Енгдано-Пе, Западный и Восточный Саледы, горы Колокольная, Полюдов Камень, Березовый Камень и другие, абсолютные отметки которых колеблются от 1500 до 1700 м. Строение рельефа в виде меридионально вытянутых хребтов, горных кряжей и возвышенностей связано с характером тектонических движений и широким развитием прочных горных пород. В результате значительных неотектонических поднятий территории речная сеть данной части региона глубоко врезана. Реки относятся к бассейнам Печоры и Камы и имеют сток к западу, хотя все они на значительных участках имеют меридиональное направление долин, подчиняющееся основной тектонической ориентировке структур.

В полосе Среднего Урала рельеф региона значительно снижен, максимальные отметки гор, хребтов и увалов (Белый Спой, Крестовая,

Ермак, Зюрян, Эмматай и др.) составляют 600—700 м. Хорошо развитая гидросеть принадлежит бассейну Камы.

Южнее характера рельефа резко меняется, увеличиваются абсолютные высоты и степень расчлененности. В пределах Башкирского антиклиниория существенное влияние на формирование рельефа оказывали смена климатических условий и колебание базиса эрозии рек Каспийского бассейна. В пределах Зилаирского плато и южного окончания региона в строении рельефа можно наблюдать ряд уровней: выровненная поднятая поверхность Зилаирского плато юрско-нижнемелового возраста, выровненная поднятая абрационная поверхность плато верхнемелового-палеоценового возраста, впоследствии сильно расчлененная, интенсивно расчлененная поднятая поверхность плато палеогенового возраста (Башенина, 1948). Образование речной сети здесь относится к неогену. Долины рек имеют в основном меридиональное направление, глубоко рассекают выровненные возвышенные плато разного возраста.

Большая протяженность региона в меридиональном направлении обуславливает четкое проявление широтной и высотной зональности. На севере, в пределах Полярного и Приполярного Урала, наблюдается господство тундровой и лесотундровой зон с характерной для них скучной и своеобразной растительностью, суровым климатом и широким развитием многолетней мерзлоты. Расположенная южнее таежная зона сменяется зоной лесостепей, степей и полупустынь, которые с увеличением высоты местности закономерно сменяются лесостепью, тайгой, лесотундрой.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

В тектоническом отношении в составе Западно-Уральского инженерно-геологического региона с севера на юг выделяются следующие основные структуры: Оченырдская антиклиналь, антиклиналь Манито-Нырд, антиклиниорий Енгано-Пе, Лемвинский синклиниорий, антиклиниорий Саледы и Молды, поднятия Тимаизское и гряды Чернышова, дислокации Полюдова Камня, восточные окраины Северо-Уральского, Соликамского, Юрзапо-Сыльвенского и Бельского прогибов, Симская мульда и юго-западная часть Зилаирского синклиниория.

Отличительной чертой геологического строения региона является большое разнообразие разновозрастных горных пород в разрезе и их выдержанность на всем протяжении с севера на юг.

Отложения каледонского структурного этажа представлены породами метаморфической, карбонатной и терригенной красноцветной формаций. Метаморфические формации здесь включают сложный комплекс песчано-глинистых и карбонатных отложений кембрия и нижнего ордовика, зеленовато-серые, серые и темно-серые серитизированные и серо-циано-известковистые сланцы, известковистые, кварцевые и кварцито-видные разнозернистые песчаники нижнего ордовика мощностью более 1000 м; метаморфизованные конгломераты среднего ордовика из галек и валунов граита с песчаниковым заполнителем мощностью до 300 м. Карбонатную формацию слагают различные известняки и доломиты силурского возраста (массивные, плитчатые, брекчевые, углистые, битуминозные, органогенно-обломочные и др.) мощностью до 1100 м. Терригенная формация представлена кремнисто-глинистыми сланцами нижнего силура, имеет мощность 100—150 м и распространена в пределах Лемвинского синклиниория. В Вишерско-Чусовском

районе имеет распространение терригенная красноцветная формация: песчаники и глинистые сланцы нижнего и среднего девона мощностью до 1400 м, значительно обогащенные железосодержащими минералами, преимущественно гематитом.

Герцинский структурный этаж слагают породы карбонатной, терригенно-карбонатной, угленосной, терригенной и флишевой формаций. В Вишерском районе по рекам Язьва, Яива и другим отложениям карбонатной формации представлены известняками и доломитизированными известняками и доломитами. Карбонатная формация каменноугольной системы распространена повсеместно и представлена различными известняками: криноидными, фузулиновыми, доломитизированными, толсто- и тонкослоистыми. Участие в разрезе терригенных прослоев крайне мало. Наконец, карбонатная формация нижней перми представлена органогенными известняками с кремнистыми включениями и прослоями, в пределах Северного Урала и Вишерско-Чусовского района — окремнелыми. Терригенно-карбонатная формация среднего девона распространена в Кизельском районе и в других местах региона и сложена глинистыми листоватыми и тонкоплитчатыми известняками, песчаниками с прослоями кремнистых сланцев. Мощность формации до 300 м. В районе Карагата и Симской впадины эта формация представлена средне-верхнедевонскими серыми и светлыми битуминозными известняками, песчаниками (частью доманиковыми) и глинами. Угленосная формация нижнекаменноугольного возраста включает глинистые и углистые сланцы, глины, песчаники и пласти каменного угля. Распространена она к югу от Красновишерска и имеет мощность 150—200 м. Песчаные и песчано-аргиллитовые породы средне-верхнекаменноугольного возраста образуют флишевую формацию. Здесь известны терригенный флиш, известняково-терригенный флиш, глинисто-глыбовые оползневые брекчии. Резко асимметричное строение флишевых толщ вызвано, по мнению И. В. Хворовой (1961), условиями их формирования в предгорных прогибах при переносе терригенного материала с востока, с Урала, а карбонатного — с запада, с Русской платформы.

Влияние природно-климатической зональности существенно сказалось на формировании неоген-четвертичных отложений региона, имеющих здесь широкое распространение. Другим обстоятельством, определившим их формирование, были бореальные трансгрессии четвертичного времени, периодически захватывавшие полярные области Урала. На юге на формирование рельефа и поверхностных отложений сказалось колебание уровня Араво-Каспийского бассейна, являющегося базисом эрозии для юга Урала и Мугоджар.

Наиболее древними из описываемых отложений являются плиоценовые озерные глины, суглинки, алевриты и пески общей мощностью 30—45 м. Далее следуют нерасчлененные плиоцен-нижнечетвертичные морские и прибрежно-морские супеси и пески, аллювиальные отложения переуглубленных долин рек Северного Приполярного и Полярного Урала (суглинки, пески с гравием, галькой и валунами мощностью от 20 до 65 м), аллювий древних надпойменных террас (глины, пески, красно-бурые полимиктовые, иногда моргелистые галечники с железистыми бобовинами), озерно-аллювиальные и озерно-болотные нижнечетвертичные отложения переуглубленных долин.

Среднечетвертичные отложения представлены ледово-морскими и ледниковыми суглинками, супесями и песками с галькой и валунами самаровского времени и аллювиальными отложениями третьих и четвертых надпойменных террас. Большое разнообразие генетических типов отмечается среди верхнечетвертичных отложений: ледниковые и ледово-

морские суглинки, супеси и пески с галькой и валунами и галечники зырянского времени; моренные образования горно-долинного оледенения сартанского времени; аллювиальные и озерно-болотные отложения первой и второй надпойменных террас; делювиальные суглиники и супеси в верхах второй и более высоких террас; гравийно-галечные и песчаные аллювиальные отложения, формирующиеся при оживлении деятельности водных потоков; элювиально-делювиальный покров водораздельных пространств и др. Все перечисленные типы неоген-четвертичных отложений Западно-Уральского региона характеризуются слабой выдержанностью как по площади, так и по разрезу и небольшими мощностями, которые возрастают в пределах речных долин, в межгорных понижениях и впадинах.

В пределах Западно-Уральского региона развиты горные породы самого различного возраста и генезиса. Однако предметом нашего рассмотрения здесь будут всевозможные рыхлые образования, поскольку именно они практически повсеместно залегают непосредственно с дневной поверхности и по своим инженерно-геологическим свойствам являются наименее благоприятными грунтами.

Широким, практически повсеместным распространением пользуются покровные суглиники четвертичного возраста. На севере региона они имеют водно-ледниковый генезис, в южных районах эти отложения элювиально-делювиального и пролювиально-делювиального генезиса. В связи с широким развитием покровные образования часто служат основанием промышленных, гражданских и линейных сооружений. Мощность их изменяется от 1—2 до 10—15 м при средних значениях не более 2—3 м. По мере движения на юг и юго-восток от границы распространения ледника покровные суглиники постепенно переходят в лессовидные суглиники.

По гранулометрическому составу и водно-физическим свойствам описываемые отложения довольно разнообразные, но содержание частиц диаметром менее 0,005 мм в редких случаях достигает 30%, частиц размером 0,05—0,005 мм — 40%, размером 1—0,05 мм — 30%. Средние арифметические значения основных расчетных показателей, полученные по данным более чем ста определений для каждого показателя, следующие: естественная влажность пород на глубине 2—3 м равна 23%, плотность — 2,70 г/см³, объемная масса — 1,88 г/см³, пористость — 44%, коэффициент пористости — 0,78%, число пластичности — 16. Испытания иесущей способности покровных суглиников четвертичного возраста показали, что они являются довольно устойчивыми грунтами и могут служить надежным естественным основанием фундаментов. Компрессионные испытания отложений свидетельствуют о том, что покровные суглиники являются очень плотными породами, способными воспринимать значительные нагрузки.

Лессовидные суглиники имеют мощность более 10 м и характеризуются выдержанностью гранулометрического состава как по площади, так и по разрезу. Среднее содержание песчаных частиц в них составляет 30%, пылеватых — 62% и глинистых — 8%. Средние значения естественной влажности лессовидных суглиников не превышают 26%, плотности — 2,65 г/см³, объемной массы — 1,74 г/см³, пористости — 49%, коэффициента пористости — 0,99, числа пластичности — 13.

Широким распространением на территории региона пользуются четвертичные отложения аллювиального генезиса, приуроченные к многочисленным долинам больших, средних и малых рек Урала. Характерным для них является ограниченность в распространении по площади, малая мощность и чрезвычайная изменчивость литологического

состава и инженерно-геологических свойств. Среди них развиты пески разной крупности с большим содержанием гравия и гальки, супеси, суглинки и глины. Суглинистые и супесчаные разности часто залегают небольшими прослойками и линзами в составе суглинков и песков. Аллювиальные отложения поймы и первой надпойменной террасы часто обводнены, но степени влажности относятся к грунтам, насыщенным водой. Наиболее благоприятными в инженерно-геологическом отношении являются аллювиальные отложения песчаного состава с включением гравийно-галечного материала и сами галечники. Участки, сложенные такими литологическими разностями, могут быть использованы для промышленного и гражданского строительства, величина допускаемого напряжения на эти грунты до $3 \cdot 10^{-5}$ Па. Галечники обычно залегают с гравием и разнозернистыми песками, содержание которых колеблется от 10 до 40%. Галечники могут служить основанием крупных сооружений, но при этом следует иметь в виду их большую водообильность. Консистенция легких и средних суглинков мягкопластичная, тяжелых суглинков и глин — тугопластичная. В этой связи они не могут служить надежным основанием для ответственных сооружений без предварительных инженерных мероприятий. Допускаемые нагрузки на эти породы в естественных условиях принимаются $0,75 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-5}$ Па.

Делювиально-аллювиальные отложения (балочный аллювий) также достаточно часто встречаются в предгорах региона и представлены в основном суглинками и глинами с галькой, гравием и щебнем. Мощность данных отложений до 6—8 м, в естественном залегании они характеризуются плотным сложением. Допустимые нагрузки на них составляют $1 \cdot 10^{-5} - 1,5 \cdot 10^{-5}$ Па, а сложенные балочным аллювием участки могут быть рекомендованы для легкой застройки.

Четвертичные отложения делювиально-элювиального генезиса слагают большие площади, главным образом на пологих склонах междуречий и в областях распространения делювиального шлейфа. По литологическому составу это преимущественно различные суглинки и глины. Мощность отложений колеблется от 2 до 5 м и только в исключительных случаях увеличивается до 10—12 м. В основании рассматриваемых отложений залегают пермские, юрские, меловые и другие породы (глинистые сланцы, мергели, песчаники, конгломераты и т. д.). По гранулометрическому составу это суглинки от легких до тяжелых, но в большинстве случаев в их составе содержится фракция частиц крупнее 1 мм. Преобладающей является песчаная фракция, содержание которой (более 0,05 мм) для средних суглинков равно 45—60%, для тяжелых — 40—65% и для легких суглинков — около 60%. В естественном состоянии делювиально-аллювиальные суглинки имеют полутвердую или тугопластичную консистенцию, а по степени насыщенности пор водой относятся к очень влажным грунтам. Пористость их достаточно высокая (42—47%), что объясняется содержанием крупных фракций, а также наличием в их разрезе гравия, гальки и щебня. Сложенные этими породами участки пригодны для различных видов строительства, допускаемые нагрузки здесь составляют $2,5 \cdot 10^{-5}$ Па.

Инженерно-геологические условия Западно-Уральского региона в первую очередь определяются характером современного рельефа, строением толщи поверхностных отложений и развитием современных геологических процессов и явлений, среди которых особое место здесь занимает карст.

Выше уже отмечалось, что рельеф региона существенно изменяется при движении с севера на юг. Если рельеф северной части региона характеризуется максимальными для всего региона отметками и силь-

ной расчлененностью, то в полосе Среднего Урала абсолютные высоты сильно снижаются, горы-увалы имеют логие залесенные склоны и вершины, разделенные широкими долинами и межгорными понижениями. Южная часть региона вновь увеличивает абсолютные высоты и степень расчлененности, однако значительно слабее, чем в северной части.

Гидрогеологические условия

Разнообразие горного рельефа с густой речной сетью, литологического состава водовмещающих пород, четкая выраженность природно-климатической зональности обусловили в пределах региона различие гидрогеологических условий. Водовмещающие породы здесь в основном карбонатные, реже терригенные отложения, образующие зону активного водообмена преимущественно пресных подземных вод с очень сложным зеркалом их поверхности, что обусловлено сильнорасчлененным рельефом, интенсивной закарстованностью, наличием депрессионных воронок искусственного водопонижения.

В некарстующихся известняках и терригенных породах уровень подземных водложен на глубине 15—20 м, в долинах рек — от 0 до 5—10 м, на водоразделах — до 60—80 м. В закарстованных известняках глубина залегания зеркала подземных вод достигает 100—120 и даже 200—250 м, образуются крупные депрессии, в которых частично или полностью наблюдается поглощение речного стока малых рек. Таковы р. Молмы в бассейне Язвы, реки Поныш и Кумыш в бассейне Чусовой, р. Сухая Шемаха в бассейне Уфы, р. Каменка в бассейне р. Ай и др. Химический состав и минерализация подземных вод на этих участках находятся в прямой зависимости от состава речных вод.

В целом для Западно-Уральского региона характерно распространение гидрокарбонатных вод с минерализацией от 0,1 до 1,0 г/л при различном катионном составе, с преобладанием кальциевого или кальциево-магниевого. Исключение составляют шахтные воды Кизеловского буроугольного бассейна, которые в процессе эксплуатации месторождения в результате окисления сульфидов приобретают кислую реакцию, повышенную до 2—3 г/л минерализацию при содержании сульфатов 1,5—2 г/л, и характеризуются высокой сульфатной агрессивностью, требующей противокоррозионной защиты применяемого водоотливного оборудования.

Широтная зональность гидрогеологических условий выражается в увеличении минерализации вод в южном направлении от 0,2 до 1,0 г/л. В зонах глубоких тектонических разломов отмечены минеральные воды. В районе г. Нижние Серги на поверхность в виде родников выходят сероводородные воды, где они используются в бальнеологических целях. Хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,7—3,6 г/л известны в пределах Башкирии, в долинах рек Басу, Аскиб, Зилим, где они выходят в виде родников, именуемых Терекланский, Аскинский и Таш-Астинский.

Современные геологические процессы и явления

В пределах Западно-Уральского региона достаточно широко развиты различные геологические процессы: в северной половине — мерзлотные процессы, на участках возвышенного, сильнорасчлененного гор-

ногого рельефа — обвально-осыпные процессы и явления. На всей территории имеют место выветривание горных пород, эрозионные процессы в долинах рек и др. Однако наибольшее развитие на данной территории получил карст. Поскольку закарствованность пород имеет большое значение при оценке инженерно-геологических условий для гидроэнергетического строительства на реках изученной территории, мы считаем необходимым дать более подробную характеристику карста.

Предпосылками для интенсивного развития карста служат широкое распространение пород карбонатной формации, значительная тектоническая нарушенность пород и расположение региона в климатических зонах с количеством годовых осадков от 500 до 800 мм и более. Широкое развитие карста наблюдается в бассейне р. Шугор (приток Печоры) в породах нижней перми и карбона, образующих здесь Войское валообразное поднятие, протягивающееся на 50 км по течению реки. На Колво-Вишерском и Березовско-Колвинском водоразделах наряду с карбонатным карстом в нижнепермских гипсонасных отложениях развит сульфатный карст. Здесь на площади около 8 км² наблюдается сплошное поле карстовых воронок диаметром 40—50 м и глубиной 15—20 м. В зонах повышенной трещиноватости пород и при наличии пород карбонатной или карбонатно-сульфатной формаций также широко развит карст. Особенно часто карст развит на контактах известняков с песчаниками и сланцами. Самые крупные карстовые полости находятся на уровне речных террас. Зона активного карста распространена здесь до глубины 150—160 м, нижний предел распространения карста обнаружен в наиболее трещиноватых зонах известняков и равен 500—600 м. При пересечении зон тектонической нарушенности каньонообразными долинами рек (реки Кизел, Косьва, Усьва, Вильва и другие) отмечается особенно обильная водоносность пород и карстовые воронки прослеживаются здесь узкими полосами меридионального, реже широтного простирания.

В среднем течении р. Чусовой крупные карстовые полости и трещины встречены при гидрогеологических и геофизических исследованиях на глубинах свыше 150 м. Диаметр их иногда достигает 3—4 м. Пустоты частично закальматированы глинисто-песчаными отложениями и брекчией карбонатных пород. В Сергинском и Нязе-Петровском районах карст приурочен к карбонатным породам верхнего силура и девона. Поверхностными проявлениями карста являются воронки, котловины, суходолы. Наиболее крупная карстовая котловина находится на левом берегу р. Серги к югу от г. Нижние Серги. Форма ее овальная, длина 60 м, глубина 33 м, стени вертикальные.

В качестве примера рассмотрим условия развития карста в породах карбонатной формации в среднем течении р. Чусовой, от г. Ново-Уткинска до г. Чусовой. Ширина речной долины здесь около 1 км, высокие крутые борта сложены известняками, доломитами с подчиненными горизонтами переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Породы залегают в виде пологих антиклинальных складок с более крутым падением их западных крыльев. Наиболее изученная из них Журавлинская антиклиналь представляет собой опрокинутую складку, породы восточного крыла которой падают под углом 15—17°, а западного крыла — 40—60°. Осевая часть антиклинали осложнена мелкой складчатостью, в 1 км от оси складки имеется крупный надвиг со смещением более 1000 м. В ядре складки залегают доломиты и доломитизированные известняки верхнего девона, толстослоистые нижнекаменноугольные известняки и породы угленосной формации среднекаменноугольного возраста. Наиболее закарствованы породы западного крыла

складки, являющиеся наиболее тектонически нарушенными. Здесь распространены почти все известные поверхности формы карста: открытые и погребенные воронки, пещеры, ниши, щели, ячей, карстовые полости и каналы, открытые и заполненные рыхлым материалом, встречающиеся на значительной глубине ниже дна долины, а также подземные водотоки и карстовые источники. Тектонические движения создали предпосылки для возникновения нескольких этажей развития карста. Имеющиеся три системы трещин (1) трещины напластования северо-западного простирания; 2) ориентированные тоже по направлению пород, но падающие перпендикулярно к падению пород; 3) северо-восточного простирания, ориентированные в направлении падения пород, являются главными путями движения трещинных вод и определяют характер и направление развития карста. По этим же направлениям развита овражная и речная сеть. Крупные карстовые формы — котловины и суходолы — развиваются в приконтактовых зонах карбонатных пород с обильным стоком к ним по склону поверхностных вод с площа-ди распространения некарстующихся пород.

В заключение отметим, что инженерно-геологические условия Западно-Уральского региона определяются в первую очередь характером рельефа и строением поверхностных отложений. Наиболее благоприятные для строительства геоморфологические условия наблюдаются в полосе Среднего и Южного Урала, хотя в пределах всего региона они довольно однообразные и несложные. Поверхностные отложения здесь имеют малую мощность и повсеместно подстилаются скальными горными породами, являющимися надежным основанием для всех видов строительства. Их песущая способность определяется степенью выветрелости и тектонической нарушенностью, в силу чего изучение именно этих особенностей горных пород является первоочередной задачей при проведении инженерно-геологических исследований. Из современных геологических процессов особое внимание следует обращать на карст, широко развитый в карбонатных породах докембрийского и кембрийского возраста. Все эти обстоятельства и практически повсеместное обеспечение территории различными строительными материалами позволяют считать инженерно-геологические условия региона достаточно простыми для промышленного, гражданского и линейного строительства.

ГЛАВА 7

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Территория Центрально-Уральского региона в виде сплошной полосы протягивается более чем на 2000 км от побережья Байдарацкой губы на севере до Мугоджарских гор на юге. Ширина его территории колеблется от 20—30 км на широте Свердловска до 150—200 км на широте Златоуста. Западной и восточной границами региона служат линии Западного и Главного глубинных разломов Урала. В административном отношении сюда входят части территорий Коми АССР, Пермской, Свердловской, Челябинской, Оренбургской областей и Башкирской АССР.

В связи с большой меридиональной протяженностью физико-географические особенности, геологическое строение, характер современ-

ных геологических процессов и других факторов, определяющих инженерно-геологические условия данной территории в разных ее частях, существенно различные.

В пределах среднегорья Северного, Приполярного и Полярного Урала характерны максимальные амплитуды новейших тектонических движений, которые к северу от Полярного круга составляют более 700 м. При движении к югу эти величины уменьшаются до 500 м и далее до 300 м, оставаясь по-прежнему большими для Урала. Основным орографическим элементом данной части региона являются крупные горные хребты, вытянутые в меридиональном направлении и разделенные продольными долинами того же направления. Среди них следует отметить хребты Минсей, Большой Уральский, Народно-Итьенский, Исследовательский с вершинами, наиболее высокими для всего Урала: горы Карпинского (1780 м), Дидковского (1750 м), Колокольная (1700 м), Сабля (1648 м) и др.

Характер рельефа этой части региона обусловлен действием тектонических и денудационных факторов. Хребты в своей основе сложены более устойчивыми против выветривания породами, простирание которых подчиняется общему меридиональному простираннию тектонических структур Урала. Тектонический фактор вторично проявился в виде съездово-глыбовых поднятий в мезозое. Древний рельеф значительно расчленен речной сетью, представляющей истоки почти всех рек данной части Урала. Меридиональные депрессии, разделяющие большие и малые хребты, располагаются на отметках 600—700 м. Севернее широты 65° горы лишены растительности, южнее, за исключением крупных горных вершин и гребней, они покрыты таежными лесами. Слоны гор террасированы, расчленены каровыми нишами и цирками, широкими трогами с крутыми стенками, часто перегороженными дугами конечных морен, местами покрыты сплошными каменимыми осыпями и «каменными реками».

Южнее, в полосе низкогорья Среднего Урала, абсолютные отметки поверхности резко уменьшаются, что, в свою очередь, сказывается на глубине и степени ее расчлененности. Наиболее высокие из вершин (выше 1100 м) представляют отпрепарированные денудацией массивы интрузивных основных и ультраосновных пород. Более низкие горы и хребты сложены кристаллическими сланцами и относительно более прочными породами палеозоя. На широте 56—57° с. ш. рельеф региона, как и всего Урала, сильно снижается, а на широте г. Первоуральска степные пространства с запада и востока подступают к водораздельной линии, которая здесь имеет абсолютные отметки чуть более 100 м. Это результат длительного (в течение мезозоя и палеогена) периода денудации, в силу чего современный Урал здесь потерял черты горной страны.

На всем протяжении в полосе Среднего Урала в рельефе рассматриваемого региона прослеживается крупная меридиональная депрессия, к которой приурочены меридиональные отрезки долин рек Вишера, Улса, Тепыма, Косьва, Усьва, Койва, Серебряная, Шайтанка и др. Наиболее широкие (до 15 км) участки депрессии приурочены к синклинальным структурам, сложенным неустойчивыми против выветривания породами. Рельеф речных долин однообразен: плоские днища и пологие слабовогнутые склоны. Формирование рельефа здесь связано с характером горных пород, слагающих местные геологические структуры, с тектоническим строением и процессами склоновой денудации и эрозии. Влияние современной эрозии значительно ослаблено. Глубина вреза днищ широких мезозойских долин 40—60 м.

Центральный хребет Среднего Урала состоит из нескольких параллельных хребтов, прерываемых долинами рек Косьва и Тылая. Строение рельефа здесь определяется сложным сочетанием слагающих их магматических пород палеозоя и массивов основных и ультраосновных пород. Вершины наиболее высоких горных массивов находятся в гольцовской зоне, где формируются продукты физического вывстривания горных пород. Ниже, до зоны тайги, склоны покрыты курумами и глыбовымиrossылями.

Долины многочисленных рек в плане зигзагообразные: продольные участки асимметричные и широкие, попеченные — сдавленные, ущельеобразные, симметричные, с крутыми бортами. В ряде мест в результате гравитационных процессов происходит заполнение долин поступающим со склонов материалом, накопление которого иногда достигают мощности 30—50 м.

В полосе Южного Урала характер рельефа Центрально-Уральского региона вновь существенно изменяется: увеличиваются абсолютные отметки поверхности и расчлененность. Вдоль восточной границы региона, по правобережью р. Сакмары и далее по левобережью р. Белая, протягивается южная часть Уральского хребта, являющаяся основным водоразделом для всего Южного Урала. К западу от него сбегают реки бассейна Белой, к востоку — реки бассейнов Тобола и Исеть, на южном окончании расположены верховья рек бассейна р. Урал. На западной окраине региона, в сторону Уфимского плато, вдается своеобразно сложенный хр. Карагат с параллельными ему небольшими хребтами Воробыниных гор и Джигардак.

Нектектонические сводовые поднятия, сказавшиеся на формировании современного рельефа южной части региона, происходили здесь по общеуральскому типу, т. с. по структурным элементам, унаследованным от послепалеозойско-мезозойского времени. Поднятия имели устойчивый характер с амплитудами одного порядка у горных хребтов, межгорных депрессий и краевых предгорных плато. На формировании рельефа сказывалось также влияние климатических условий и изменение базиса эрозии рек Арало-Каспийского бассейна. Позднемеловой и палеогеновой трансгрессиями Башкирское поднятие и Уралтау охвачены не были. В это время здесь происходила препарировка геологических структур, сложенных более прочными породами (кварциты, кварцевые песчаники, конгломераты и др.). Межгорные структурно-денудационные депрессии закладывались в зонах с менее устойчивыми породами (известняки, песчаники, сланцы). Крупные реки проложили свои долины в связи с усилившимся поднятием в раннем и среднем олигоцене. Положение их в плане подчинено геологическим структурам. В результате олигоценовых поднятий и сопровождавших их эрозионных и денудационных процессов создавался среднегорный рельеф, по своим очертаниям в плане близкий к современному.

Позднеолигоценово-миоценовые поднятия сформировали высокие террасы, слабонаклоненные к осям долины. В плиоцене и четвертичном периоде поднятия продолжались, но более сильно стали сказываться колебания базиса эрозии — уровня береговой линии Арало-Каспийского бассейна. Это проявилось в виде значительной разницы высот аккумулятивных террас: 30—50 м в верховьях и 150—180 м при выходе из гор, где долины рек узкие и глубоковрезанные. С трансгрессией Каспия связано ослабление глубинной и развитие боковой эрозии. На четвертичных террасах формировался аллювиальный покров из валунно-галечного материала, плохо отсортированного и слабоокатанного. При формировании уровней второй и первой террас средне- и нижне-

четвертичный аллювий не был прорезан и сами террасы являются аккумулятивными.

Кроме сводовых поднятий, подчиняющихся унаследованным палеозойским меридиональным структурно-тектоническим линиям, новейшие движения в олигоцене и последующее время происходили при сводовых поднятиях широтного простирания. Возникший при таких движениях тектонический вал намечается по линии хребет Карагатай — гора Ямантау — гора Иремель. По этой линии расположены наиболее высокие террасы и горы (до 700—800 м).

Наблюдения скорости современных поднятий в горной части Южного Урала по линии Челябинск — Куйбышев дали величину +6,5 мм/год. Повторные нивелировки вдоль трассы железной дороги по линии Урал — Миасс за 28 лет обнаружили поднятие местности на 111 мм, что в пересчете на среднегодовые поднятия дает величину +4,5 мм. При переходе трасс нивелировок с предуралья в горную часть наблюдается резкий скачок среднегодовых величин поднятий. Отмечается зависимость интенсивности современных тектонических движений от характера структур: наибольшие значения градиентов движений приходятся на места сводовых поднятий, участки с меньшими градиентами отвечают отрицательным морфоструктурам (Трофимов, 1961). Современным тектоническим движениям южной части Центрально-Уральского региона соответствует сейсмичность местности в 5—6 баллов. За последние 100 лет здесь наблюдалось 40 землетрясений.

Как отмечалось выше, территория Центрально-Уральского региона в тектоническом плане является восточной подзоной многосинклинальной зоны и ограничивается с запада и востока линиями Западного и Главного глубинных разломов. Тектоническое строение региона определяется характером слагающих его основных тектонических структур, каковыми являются (с севера на юг): Харбейский антиклиниорий, мегантиклиниорий Уралтау и входящий в его состав Улсовский синклиниорий, Кваркушский антиклиниорий, Ревдинский массив, Тараташский антиклиниорий, Башкирский антиклиниорий, массив Крака, северо-восточная часть Зилаирского синклиниория, Сакмарский антиклиниорий и др.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Геологический разрез рассматриваемого региона слагают следующие стратиграфические комплексы и соответствующие им формации.

Харбейский антиклиниорий и мегантиклиниорий Уралтау сложены породами позднерифейского и кембрийского возраста, в разной (средней и глубокой) степени метаморфизованными, и менее метаморфизованными породами ордовика и среднего палеозоя. В верховых р. Илыч и южнее в строении Уралтау принимают участие отложения карбонатно-терригенной формации, представленные глинистыми доломитами, глинистыми и алевролитовыми сланцами с тонкоплитчатыми прослоями известняков, зеленовато-серыми аргиллитами, органогенно-обломочными известняками, глинистыми, глинисто-алевролитовыми и карбонатно-глинистыми сланцами. Здесь же развиты метаморфизованные изверженные породы (гранитогнейсы и мигматиты). По линии Главного глубинного разлома протягиваются мощные массивы интрузивныхультраосновных пород. В центральной части Уралтауского антиклиниория на поверхность в ряде мест выходят сильно тектонически нарушенные и глубокометаморфизованные породы, слагающие фрагменты байкалид.

В среднеуральском пережиме Уралтауского мегантиклинория находится большой Ревдинский массив ультраосновных пород. Далее к югу расположен массив байкальских гранитоидов и метаморфических пород. С юго-запада к нему примыкает Тараташский антиклинорий, сложенный породами тараташской серии нижнего протерозоя (гнейсы, кварциты, железистые кварциты и другие глубоко- и среднеметаморфизованные породы). Южная оконечность Уралтауского мегантиклинория сложена терригенными и вулканогенными метаморфизованными породами мощностью до 1000 м.

Самой западной структурой региона является Башкирское краевое поднятие, сложенное породами разного возраста, в разной степени метаморфизованными. Среди них имеются породы верхнего протерозоя, рифея и, возможно, нижнего кембрия, представленные немыми терригенными, реже вулканогенными и карбонатными породами, общая мощность которых составляет 12 000—17 000 м. По западному крылу Башкирского антиклинория и в местах его южного погружения известны терригенные и карбонатные отложения ордовика и силура; дисонские и каменноугольные отложения здесь представлены терригенно-карбонатной и карбонатной формациями. На восточном крыле антиклинория широкое распространение имеют породы карбонатной формации силура, девона и нижнего карбона.

Зилаирский синклинорий сложен отложениями зилаирской свиты, представленной ритмично чередующимися полимиктовыми песками, алевролитами и глинистыми сланцами, которые относятся к флиншевой формации. Мощность отложений оценивается различно (от 2000 до 7500 м). В своей южной части Зилаирская структура теряет синклинальный характер и переходит в флексуру. Далее на юг и юго-запад Зилаирская структура сложена породами карбона, нижней перми и постепенно переходит в Предуральский прогиб.

В геологическом строении северной части Центрально-Уральского региона принимают участие отложения байкальского и герцинского структурно-текtonических этажей. В состав байкальского структурного этажа входят породы метаморфической формации протерозоя и кембрия: кремнисто-хлоритовые, кварцево-гранитово-слюдистые (роговиковые) сланцы и амфиболиты. Мощность отложений до 2000 м. Метаморфические формации герцинского структурного этажа представлены кембрийскими слюдистыми кварцитами с подчиненными кварцитовыми конгломератами мощностью 200—300 м; серицитовыми, слюдисто-хлоритовыми, филлитовыми, слюдисто-кварцитовыми и другими сланцами с подчиненными кварцитами и метаморфизованными диабазовыми спилитами и кварцевыми альбитофирами. Мощность данной толщи около 800 м. Здесь же развиты слюдистые мраморы и слюдисто-хлоритоизвестковые сланцы мощностью 300 м; альбито-серизито-кварцевые сланцы и метаморфизованные аркозовые песчаники мощностью 800—1000 м; зеленые сланцы вулканогенного происхождения с подчиненными хлорито-серизито-кварцитовыми сланцами мощностью до 1200 м.

Слагающие Центрально-Уральский инженерно-геологический регион горные породы с жесткими кристаллизационными связями характеризуются высокими прочностными свойствами и являются надежными основаниями для всех видов строительства. Однако они практически повсеместно с поверхности покрыты различными рыхлыми образованиями, характеризующимися различной мощностью, пестротой состава и инженерно-геологических свойств. В области Северного, Приполярного и Полярного Урала поверхностные образования относятся к сле-

дующим геолого-генетическим типам: коры выветривания, ледниковые и склоновые отложения.

Для рассматриваемой части Урала сведения о корах выветривания, а тем более их инженерно-геологических особенностях, содержатся в литературе редко. В. Б. Швец (1915) характеризует коры выветривания северной части региона как каолинитово-галлуазитовые, состоящие из дезинтегрированных продуктов выветривания в виде дресвяно-щебнистых наложений, а также в виде разборной скалы или трещиноватой скальной породы. Более молодые и современные коры выветривания являются результатом физического выветривания, т. е. глыбово-щебенчатого разрушения горных пород без их глубокого физико-химического преобразования.

Именно с горных вершин Северного, Приполярного и Полярного Урала началось развитие максимального самаровского оледенения, который, пройдя стадии горно-долинного и предгорных покровов, переросло в покровное оледенение. В связи с этим проявление аккумулятивной ледниковой деятельности в этой части Урала как центре оледенения значительно уменьшилось и переместилось в районы прилегающих низменностей. Во время зырянского оледенения северная часть Урала целиком была покрыта ледником и лишь самые высокие части гор — нунатаки — возвышались над льдом. Ледниковый покров интенсивно воздействовал на рельеф, захватывал и ассимилировал часть подстилавших поверхностных отложений и коренных пород. Местами образовывались отторженцы и гляциодислокации. Мощность морены была небольшая, всего 3—5 м. Водно-ледниковые отложения распространялись на прилегающие равнины, т. е. преимущественно за пределы данного региона. Последующая стадия оледенения (зырянского) не распространялась за пределы горной части Урала, в силу чего считают, что основные черты аккумулятивного рельефа здесь были созданы на междуречьях в течение главной стадии зырянского оледенения (Стрелков, 1965).

В составе поверхностных отложений северной части региона выделяют следующие генетические и стратиграфические комплексы: ледниковые и флювиогляциальные отложения зырянского времени, верхнечетвертичные ледниковые флювиогляциальные отложения (валунно-галечные) горно-долинного оледенения, верхнечетвертичные гравитационные и пролювиальные отложения, современные аллювиальные отложения поймы, моренные отложения современных каровых ледников, современные гравитационные, болотные и покровные (проблематичные) отложения междуречий.

В горно-холмистой части Среднего Урала формирование послепалеозойских континентальных поверхностных отложений региона шло в орогенную fazu. При последующих процессах денудации значительная часть их была смешана и наиболее полно они сохранились только в депрессиях и карстовых воронках. Кайпозойские континентальные образования разделяются на два резко отличающихся комплекса пород. Для более древнего из них характерен однородный состав обломочного материала и преобладание в нем устойчивых минералов и пород, преимущественно кварца, а в глинистой части — монтмориллонита, слюда, реже каолинита. Наблюдается обогащение пород нижнего комплекса органическим веществом и соединениями залежи железа, придавшими породам черный и зеленовато-серый цвет.

Наибольшим распространением здесь пользуются породы неогенового возраста. Это отложения кор выветривания на породах палеозоя, а также аллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения,

лежащие на размытых миоценовых отложениях. Неогеновые отложения приурочены в основном к высоким террасам современных долин и к логам. Их можно проследить по сквозным ложбинам на водоразделах.

Из четвертичных отложений здесь наиболее древними являются осадки, слагающие третью надпойменную террасу притоков р. Чусовой, где они залегают на цоколе коренных пород или на красноцветных глинах верхнего неогена. В нижней части разреза отложения III террасы представлены несортированными грубоэзернистыми песками и крупными галечниками и валунами. Состав обломочных компонентов при этом отвечает характеру пород на склонах долин. Верхняя часть разреза представлена темно-бурыми глинами и суглинками с галькой и щебенкой пород палеозоя.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы внизу представлены галечниками (1,5—2 м), переходящими вверх по разрезу в пески и еще выше — в черные иловатые глины. Покрывающие галечники глины имеют мощность 5—8 м, обычно испластичные, являются местным водоупором, в силу чего способствуют оползанию вышележащих отложений. Отложения первой надпойменной террасы, как правило, имеют небольшую мощность (2—3 м), суглинистый состав и залегают на породах палеозоя или на верхнечетвертичных глинах и галечниках. Современный аллювий хорошо развит в долинах наиболее крупных рек и представлен бурыми супесями, суглинками, иловатыми глинами с линзами торфа и галечниками в основании разреза.

Горные массивы и хребты на отметках выше 500 м покрыты развалами из глыб, переходящими ниже в элювиальные и делювиальные щебенчатые и щебенчато-глинистые отложения.

В южной части региона покровные отложения также представлены преимущественно элювиально-делювиальными образованиями супесчано-суглинистого состава, аллювиальными отложениями террас (пески, суглинки и глины с включениями валунно-галечного материала) и болотными отложениями (торфяники) высокой поймы и низких надпойменных террас.

Гидрогеологические условия

Гидрогеологические условия северной части Центрально-Уральского региона определяются преимущественным распространением здесь водоносных по трещиноватым зонам изверженных, метаморфических и прочных осадочных (песчаники, известняки) пород. Трещиноватость последних связана с их тектонической нарушенностью молодыми движениями и с широким развитием процессов физического выветривания. В поверхностных отложениях значительное, а часто доминирующее участие принимают обломочные породы, обладающие большой водоемкостью. Питание подземных вод происходит исключительно за счет атмосферных осадков, главная часть которых выпадает в твердом виде. Питание подземных вод в летнее время поддерживается за счет длительного таяния снежников и малых ледников. По возрасту эти воды являются современными, глубина их залегания крайне не выдержана и изменяется от 1—2 в долинах рек до 5—15 м в межгорных впадинах и до 20—30 м и более (на приводораздельных участках) на сравнительно пологих склонах. В пределах региона развиты в основном ультрапрессные воды с минерализацией до 0,1 г/л. В бассейнах трещинно-карстовых вод межгорных впадин минерализация несколько выше и воды имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав.

В южной части региона гидрогеологические условия несколько другие. Здесь они определяются петрографическим составом пород (главным образом метаморфических — терригенных и карбонатных), маломощным и не повсеместно развитым покровом поверхностных отложений, характером тектонических движений в конце мезозоя и кайнозоя (преимущественно восходящих), определивших тектоническую нарушенность, закарстованностью карбонатных пород, а также характером рельефа и полузасушливым климатом Южного Урала.

Указанные условия обусловили сравнительно малую обводненность пород и трещинный тип современных подземных вод. Степень обводненности целиком связана с тектонической нарушенностью пород. Тектоническая нарушенность и вместе с тем обводненность отмечаются во фронтальных зонах структур и по контактам между свитами разного петрографического состава. Еще более обводнены зоны карста в известняках девона и ордовика. Такие условия имеются в бассейне р. Белой.

Современные геологические процессы и явления

Часть территории Центрально-Уральского региона до 61°30' с. ш. лежит в зоне распространения многолетнемерзлых пород. Протаивание к концу лета достигает 0,8—2,2 м. На склонах южной экспозиции мерзлые породы местами обнаруживаются только горными выработками в коренных породах в виде пластинок льда по трещинам. В этой части региона горные склоны часто покрыты террасами солифлюкционного происхождения, которые на местности выделяются натечными накоплениями — результат солифлюкционного оплывания пород. Мелкая ступенчатость на склонах не связана с условиями залегания горных пород. Наличие упомянутых террас характерно для склонов пологих и средней крутизны (до 40°), где они образуют площадки величиной до 200 м². Каждая терраса состоит из ровной площадки, ограниченной крутым уступом, дугообразно выгнутым в направлении склона. Высота уступа 2—3 м, по фронту его происходят мелкие обвалы и истечения жидкой грязи. На более крутых склонах террасы замещаются солифлюкционными потоками. Как террасы, так и потоки характерны для склонов, сложенных легко выветривающимися породами, например слюдистыми сланцами, образующими при выветривании щебенчатые россыпи. Развигие солифлюкционных террас характерно для западных склонов, где отмечается большое скопление снега, хотя встречаются они и на восточных склонах (подножие горы Неройка и др.).

Из других мерзлотных явлений отмечается наличие торфяных бугров с мерзлыми ядрами (долины рек Шугор, Хулга, Ляпин). В настоящее время в данной части региона зарегистрировано более 50 ледников, большинство из которых карового типа. Располагаясь значительно ниже снежной линии, ледники своим образованием обязаны большому количеству снежных осадков, перевеванию снега на подветренные северо-восточные и восточные склоны гор, скоплению его здесь в глубоких карах, крутые склоны которых защищают снег от солнца.

Северные районы Урала являются лавиноопасными, что вызывается физико-географическими условиями территории. Это и большие амплитуды высот (до 1000 м), высокая расчлененность склонов карами, длительность холодного периода (до 10 месяцев), большое количество атмосферных осадков (800—1000 м) и большая высота снежного покрова (1,5 м). Максимум лавинной активности наблюдается весной с на-

чалом оттепели. Лавины преимущественно лотковые, сходящие со склонов каров в течение всей зимы, особенно после сильных метелей и снегопадов. С началом оттепели начинается массовое обрушение снежных карнизов, в результате чего у подножий склонов образуются снежники протяженностью в несколько километров.

Результатом процессов выветривания в северной части региона является широкое распространение здесь скоплений крупных обломков горных пород, покрывающих довольно большие площади («каменные поля», «каменные моря») и часто называемых здесь курумами. Наиболее благоприятные условия для их формирования имелись в окраинной части ледников. Каменный материал находится в состоянии медленного сползания вниз по склону под влиянием температурных колебаний, оттаивания мерзлых пород, подмыва атмосферными и талыми водами, давления вышележащего материала и т. д. Здесь же известны селевые процессы. Густая речная сеть, обилие валунно-галечниковых и глинистых отложений на склонах и в рулах речных долин, быстро накапливающихся вследствие интенсивного выветривания, и морозно-солифлюкционные процессы являются предпосылками для формирования материала селей. Возникновение селей происходит в наиболее возвышенных районах, как правило, лишенных древесной и кустарниковой растительности, где выпадает значительное количество атмосферных осадков. Селевые потоки характерны главным образом для восточных склонов, более крутых и с более мощным слоем снега (до 15 м), таяние которого здесь происходит более интенсивно и часто сопровождается дождями. Наиболее селеопасными являются бассейны рек Гэна-Хадыта, Пыр-Яха-Топя, Вора-Шора, Народы, Маны и их притоков.

В полосе Среднего Урала среди современных геологических процессов следует отметить выветривание горных пород и карст.

Наиболее мощные коры выветривания развиты по зонам трещиноватости, где они прослеживаются на глубину в несколько десятков метров. Развиваются они на основных и ультраосновных породах, обломочный материал в составе элювия погружен в дисперсную глинистую массу. С глубиной элювий приобретает глыбовый характер с глинистым веществом по трещинам. В связи с отсутствием или слабым развитием в многоосинклинальной зоне гранитов типичный каолиновый элювий встречается редко. Образующийся на склонах элювий легко смешается по склону в результате делювиальных и коллювиальных процессов, поэтому провести границу между элювиями и склоновыми отложениями обычно бывает трудно.

В связи с широким развитием известняков и доломитов палеозоя в данной части региона имеются условия для развития карста. Карстовые процессы оказались в морфологии долин и в исчезновении водотока рек на отдельных участках долин. В известняках долины приобретают каньонообразный характер. Карст развит преимущественно в полосе развития девонских и каменноугольных известняков, в которых прорезаны долины рек Косьвы, Чусовой и их притоков.

В Кизеловском районе закарстованы визейские известняки, в меньшей степени — средне- и верхнекаменноугольные известняки. Верхиедовские и турнейские отложения почти лишены карста вследствие значительного участия в их разрезах терригенных пород. Значительно закарстованы и породы среднего и верхнего карбона. Наиболее распространеными поверхностными формами карста являются воронки. В Кизеловском угольном бассейне описано около 1500 воронок, средняя плотность которых здесь составляет 20—30 воронок на 1 км². Расположены они преимущественно по линиям тектонических нарушений

и по простиранию пород, по контакту известняков с породами угленосной формации. Самые крупные воронки встречаются в долинах, где размер их до 50 м в поперечнике и до 18 м в глубину. Другими поверхностными проявлениями карста являются котловины, вытянутые по простиранию пород на 100—200 и даже 300 м. Многие местные небольшие речки теряются в карстовых понорах и трещинах и часть пути тスクут под землей.

В Пашнийско-Чусовском районе наиболее закарстованы доломиты верхнего девона и преимущественно чистые разности известняков визе и среднего карбона. Здесь карст проявляется в виде суходолов, исчезающих речек, воронок и пещер. В породах девона и карбона находят следы древнего карста; развитие карста происходило в живетском веке девона, на границе нижнего и среднего карбона, в мезозое и раннем кайнозое. Неогеновые воронки, приуроченные к высоким террасам р. Чусовой, выполнены каолиновыми глинами, песками и галечниками. Мезозойские воронки глубокие (до 50 м) и располагаются на цоколях высоких террас и на выровненных водораздельных пространствах.

Широко развиты карстовые процессы и в южной части Центрально-Уральского региона. Здесь карст разновозрастный. Наиболее молодые формы приурочены к днищам долин: воронкообразные западины, провальные ямы глубиной до 3 м, замкнутые удлиненные ложбины длиной 10—12 м. Провальные формы образуются и в настоящее время. Более старые формы представлены «слепыми» долинами и крупными воронками, часто сливающимися между собой. В бортах долин и на уступах высоких террас наблюдается своеобразный карровый микрорельеф. Современные карстовые формы в днищах долин гораздо мельче древних.

Обращаясь к общей оценке инженерно-геологических условий рассматриваемого региона, можно указать следующее.

В пределах северной части территории распространены прочные породы с неравномерно развитой зоной выветривания. Поверхностные отложения представлены преимущественно обломочными породами, являющимися надежным основанием для всех видов сооружений. В пределах Приполярного и Полярного Урала породы находятся в многолетнемерзлом состоянии, здесь имеются небольшие каровые ледники. Особую сложность при освоении этой части территории будет представлять рельеф — среднегорный альпийского типа с крутыми голыми склонами и гольцовыми вершинами. Из современных процессов, требующих учета при освоении территории, следует отметить широкое развитие солифлюкционных процессов и лавин, сход которых наблюдается в течение всей зимы.

В полосе Среднего Урала при оценке инженерно-геологических условий надо отметить наличие мощных кор выветривания и широкое развитие карстовых процессов, что требует специальных исследований при изысканиях и проектировании промышленных, гражданских и линейных видов строительства. Те же самые факторы будут играть решающую роль при оценке инженерно-геологических условий южной части региона.

В целом инженерно-геологические условия Центрально-Уральского региона достаточно простые, поскольку на большей части территории геоморфологические условия, характер горных пород, гидрогеологическое строение, а также современные геологические процессы не потребуют проведения каких-то особых мероприятий как при изысканиях, так и при строительстве и эксплуатации сооружений.

ГЛАВА 8

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Восточно-Уральский инженерно-геологический регион расположен в пределах Восточного склона Урала и протягивается в виде сравнительно узкой полосы от широты г. Салехарда на севере до широты Свердловска на юге. С запада регион ограничен линией Главного глубинного разлома Урала, с востока — границей Западно-Сибирской плиты. В административном отношении регион включает части территорий Тюменской и Свердловской областей РСФСР.

Выше отмечалось, что к востоку от Главного глубинного разлома, в эвгеосинклинальной зоне развития Урало-Новоземельской горной страны, вдоль восточного склона Урала протягивается прерывистая полоса синклиниориев: Вайкаро-Собский, Хулгинский, Тагильский. В их строении существенное участие принимают метаморфические сланцы, поэтому в литературе по Уралу нередко можно встретить название «зеленосланцевые синклиниории».

В ходе тектонического поднятия Урала в мезокайнозойское время зона синклиниориев отставала от центральной зоны, в результате чего в сложении верхних горизонтов ее коренной основы принимают участие относительно более молодые породы, чем в соседних зонах. Поэтому здесь реже встречаются фрагменты байкалид, переработанные герцинской складчатостью. Часть территорий указанных синклиниориев находится в пределах Западно-Сибирской плиты, отделяясь от Урала рядом ступенчатых сбросов, по которым происходит опускание Западной Сибири.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

В тектоническом отношении северная часть региона включает Щучинский синклиниорий, Лонготьеганский антиклиниорий, Вайкаро-Собский синклиниорий, Хулгинское поднятие и Мансийский вал. На юго-восточных крыльях пересчисленных структур породы палеозоя скрыты под породами мезокайнозойского структурного этажа Западно-Сибирской плиты. В Щучинском и Вайкаро-Собском синклиниориях широко развиты граувакковая и карбонатная формации герцинского структурного этажа. В ядрах антиклиниориев выходят переработанные породы каледонских и более древних структур. Почти на всей северной части рассматриваемого региона главное развитие в строении домезокайнозойских структурных этажей имеют интрузивные породы: кислые, основные и ультраосновные. Осадочные породы, преимущественно среднего палеозоя, развиты в центральной части Щучинского синклиниория и в виде узкой полосы по северо-западному краю Вайкаро-Собского и Хулгинского синклиниориев. Лонготьеганский антиклиниорий и Хулгинское поднятие являются байкальскими и каледонскими структурами, сложенными метаморфическими породами протерозойского и кембрийского возраста, переработанными затем герцинской складчатостью. Породы силурийского возраста представлены вулканогенными комплексами. Нижний и часть среднего девона сложены преимущественно граувакковыми толщами, реже карбонатными.

Таким образом, палеозойская и позднепротерозойская части разреза данной части региона имеют следующий формационный состав. Байкальский структурный этаж включает переработанные пара- и ортometаморфические породы, ранне- и позднеорогенные интрузивные породы гранитоидного состава, пара- и ортometаморфические сланцы. В составе каледонского структурного этажа развиты также пара- и ортometаморфические и интрузивные формации, связанные с зонами глубинных разломов, интрузии плагиогранитов, эфузивные формации спилито-кератофирового состава и граувакковая формация. Герцинский структурный этаж объединяет породы граувакковой и карбонатной формаций.

Своебразно строение мезокайнозойского структурного этажа. В конце палеозоя (средний карбон) и в начале мезозоя Урал переживал орогенную стадию развития. Юрские отложения с размывом и несогласием залегают на геосинклинальных и орогенных образованиях, знаменуя переход Уральской горной страны в платформенную стадию развития (Перфильев, 1968). Эти отложения представлены исключительно континентальными образованиями: корами выветривания, пролювиальными, аллювиальными, озерными и болотными отложениями. Самые древние из них отлагались в киммерийских впадинах и карстовых депрессиях. В начале оксфордского века морская трансгрессия достигла восточных предгорий герцинского Урала. Верхнисюрские отложения мы находим расположенными прерывистой полосой вдоль юго-восточной границы Северного Урала.

Строение платформенного структурного этажа в этой части региона можно представить в следующем виде. В основании находятся отложения мезокайнозойской коры выветривания, развитие которой в разные эпохи проходило с разной интенсивностью. Далее следуют отложения угленосной формации юрского возраста. Это гравелиты, песчаники, пески, глины, аргиллиты, линзы бурого угля, полимиктовые конгломераты и галечники яны-машинской свиты; плохо сортированные и плохо окатанные гравийные пески, кварцевые и аркозовые, глины, алевриты и пласти угля тольинской свиты; разнозернистые пески и алевриты полимиктового состава с прослоями глауконитово-кварцевых песков и бурого угля оторинской свиты. Отложения терригенной сероцветной формации представлены толщей серых глин с конкрециями известковистого песчаника.

Залегание пород мезокайнозойского структурного этажа определяется рельефом палеозойского фундамента. Разломы, заложенные в послевизейское время, продолжали развиваться в мезозое и кайнозое с образованием горстов и грабенов. По всему восточному склону Северного Урала прослеживается ступенчатый грабен шириной до 20 км и глубиной 250—600 м.

Южная часть рассматриваемого региона в тектоническом плане соответствует Тагильскому синклиниорию. От Уралтауского мегантиклиниория он отсечен Главным глубинным разломом, с которым здесь связана полоса интрузий ультраосновных и основных пород. Тагильский синклиниорий сложен так называемой «зеленокаменной» серией пород силура и девона. В геологическом строении коренной основы данной части региона принимают участие следующие структурные этажи и слагающие их формации.

Байкальский структурный этаж включает породы гипербазитовой формации (перидотиты, дуниты, гардбургиты и др.) и формации среднеметаморфизованных пород (осадочных, вулканогенных, туфогенных). Отложения каледонского структурного этажа представлены вулкано-

генно-осадочной формаций (туфы, реже лавы авгитовых порфиритов, кремнистые сланцы, кварцодержащие порфиры, альбитофиры), флишевой (обломочный материал), карбонатной (известняки красные, розовые, серые, брекчевидные), габбро-пироксенитовой (пироксениты, габровые известняки).

Герцинский структурный этаж представлен отложениями флишевой и флишоидной формаций; киммерийский — угленосной (различные глины, сланцеватые глины и глинистые сланцы, пески и слабо сцементированные песчаники, конгломераты, реже глинистые известняки и пласти угля); мезокайнозойский — терригенной (глины с линзами песка, рыхлые зеленовато-бурые песчаники) и кремнисто-глауконитовой формацией (шельфовые отложения, глины, конгломераты, аргиллиты и др.).

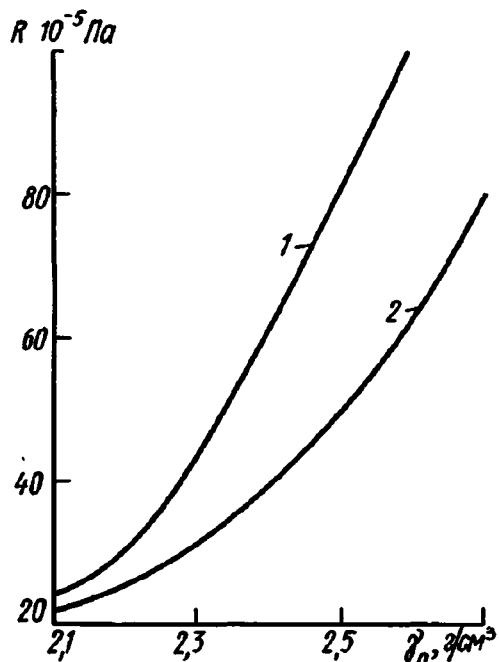


Рис. 6. Зависимость временного сопротивления сжатию выветрелых скальных пород в водонасыщенном состоянии от изменения объемной массы:
1 — кварцодержащие, 2 — магматические породы (по 215 определениям)

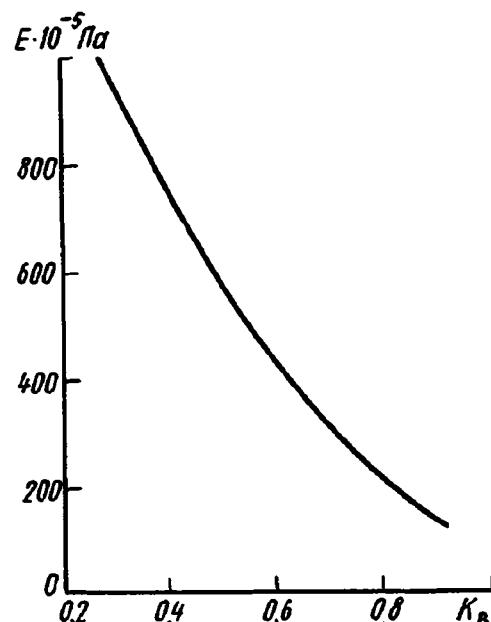


Рис. 7. Зависимость изменения модуля общей деформации E щебнисто-древесянных пород от величины коэффициента выветрости K_B

Среди поверхностных отложений на севере региона наиболее широко развиты морские и ледниково-морские отложения неоген-четвертичного возраста, а также ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные четвертичные отложения. Представлены они всевозможными песками, суглинками, глинами, а также гравийно-галечным материалом и торфом.

Чрезвычайно широким распространением в пределах Восточно-Уральского региона пользуются отложения всевозможных кор выветривания, мощность которых здесь часто составляет несколько десятков метров.

Для выветрелых скальных пород механические свойства могут быть сопоставимы со значением объемной массы, поскольку последняя ха-

рактеризует, насколько изменена порода по сравнению с невыветрелым ее состоянием. На рис. 6 приведены графики зависимости времени сопротивления сжатию образцов выветрелых скальных пород в водонасыщенном состоянии от изменения объемной массы как для кварцодержащих, так и безкварцевых магматических пород. Указанные зависимости определены по результатам статистической обработки результатов испытаний по раздавливанию 215 проб с 55 площадок Среднего и Южного Урала.

Анализ графиков показывает, что чем больше значение объемной массы скального элювия в условиях природного залегания, тем выше значение временного сопротивления сжатию в водонасыщенном состоянии, принятого в строительных нормах в качестве основного критерия оценки и подразделения скальных пород по прочности. При этом для одних и тех же значений объемной массы образцы кварцодержащих пород имеют более высокие значения временного сопротивления сжатию R , чем образцы безкварцевых пород.

На рисунке 7 по результатам статистической обработки 40 штамповых испытаний сжимаемости крупнообломочного элювия приведена зависимость изменения модуля общей деформации E , щебнистых и дресвяных групп от величины коэффициента выветрелости K_v .

Величины коэффициентов бокового расширения (Пуассона) μ для крупнообломочного элювия, определенные по результатам специальных компрессионных испытаний в колышцах диаметром 260 мм и высотой 100 мм, находятся в зависимости от значений коэффициента выветрелости и колеблются от 0,20 до 0,33 при изменении K_v от 0,25 до 1.

Изучение сопротивления сдвигу элювиальных крупнообломочных групп, проведенное в полевых условиях с использованием методов обрушения и выпирания (Швец, 1964), показало, что параметры ϕ и σ

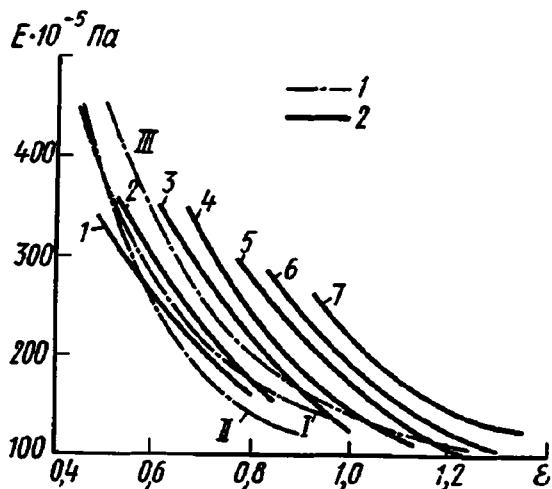


Рис. 8. Корреляционные зависимости нормативного модуля деформации E и степени дисперсности для песчаных пород (1) и коэффициента пористости e и влажности на пределе пластичности для глинистых пород (2)

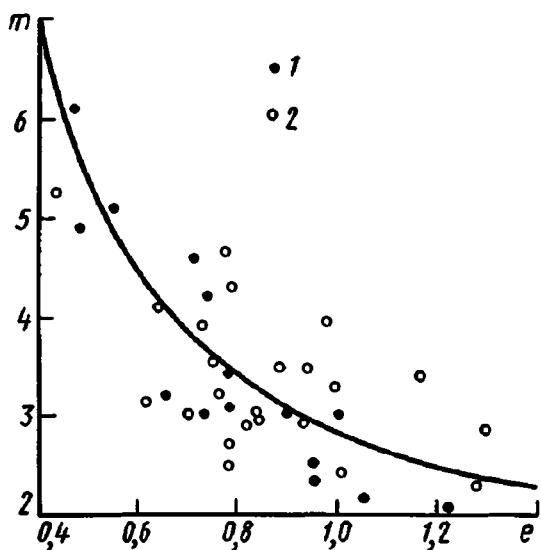


Рис. 9. График разброса лабораторных определений величин модуля деформации песчаных (1) и глинистых (2) пород E_k от кривой, по И. А. Агишеву

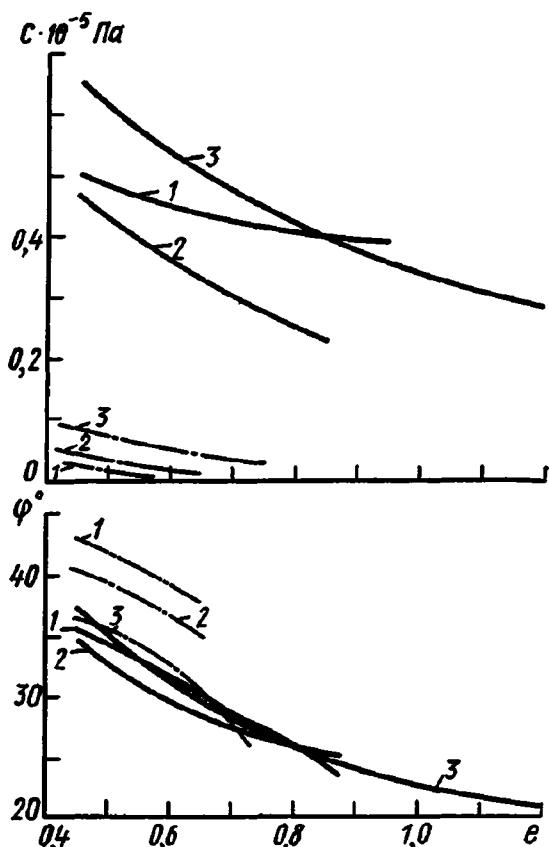


Рис. 10. Корреляционные зависимости нормативных значений удельного сцепления C и угла внутреннего трения ϕ от изменения пористости e и степени дисперсности песчаных пород

находятся, при прочих равных условиях, в зависимости от коэффициента выветрелости обломков K_v . Так, при изменении K_v в интервале от 0,75 до 0,46 значения удельного сцепления C возросли от $0,27 \cdot 10^{-5}$ до $0,35 \cdot 10^{-5}$ Па, а угла внутреннего трения ϕ — с 22 до 28°.

Для элювиальных песчаных и глинистых пород сжимаемость и сопротивление сдвигу определяются в первую очередь их пористостью, а также степенью дисперсности и гидрофильтральности, т. е. показателями, характеризующими выветрелость продуктов верхней зоны.

На рисунке 8 приведены корреляционные зависимости нормативного модуля деформации E от изменения коэффициента пористости e и степени дисперсности для песчаных пород и коэффициента пористости e и влажности на пределе пластичности W_p для глинистых пород. Указанные зависимости получены на основе статистической обработки 230 полевых и лабораторных испытаний сжимаемости различных видов элювиальных песчаных пород во влажном и насыщенном водой состоянии и 280 испытаний сжимаемости различных видов преимущественно суглинистых элювиальных пород в водонасыщенном состоянии.

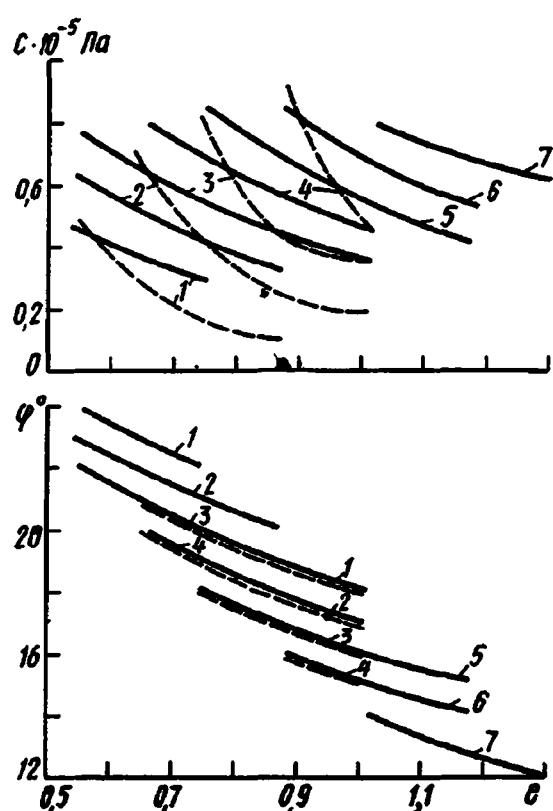


Рис. 11. Корреляционные зависимости нормативных значений удельного сцепления C и угла внутреннего трения ϕ от изменения пористости e и влажности на пределе пластичности для глинистых пород

Использованные для статистической обработки величины компрессионных модулей деформации E_k , определенные в лабораторных условиях при испытаниях в одометрах, были скорректированы до значений модулей деформации E_π , получаемых при полевых штамповых испытаниях. Корректировка осуществлялась по графику И. А. Агишева, характеризующему отношение полевого модуля к компрессионному в виде отношения m , зависящего от коэффициента пористости ε и выражавшегося приближенной зависимостью

$$m = \frac{E_\pi}{E_k} = \frac{2,72}{\varepsilon}.$$

Как следует из графика (рис. 9), разброс опытных точек для элювиальных песчаных и глинистых пород от кривой Агишева, полученной для глинистых и песчаных осадочных пород, находится в допустимых пределах. Это подтверждает правомерность использования графика Агишева и приведенной выше формулы для корректировки лабораторных определений модуля деформации элювиальных песчаных и глинистых пород.

По результатам статистической обработки данных испытаний на сдвиг песчаных (150 испытаний) и глинистых (230 испытаний) элювиальных пород при тех же значениях водонасыщенности, при которых проводились испытания сжимаемости, на рис. 10 и 11 приведены корреляционные зависимости нормативных значений удельного сцепления C и угла внутреннего трения ϕ от изменения коэффициента пористости ε и степени дисперсности (для песчаных) и коэффициента пористости ε и влажности на пределе пластичности W_p (для глинистых пород). Для сравнения на этих же рисунках даны соответствующие корреляционные зависимости для осадочных пород в соответствии со СНиП II-Б. 1-62.

Совместный анализ кривых на рисунках 8, 10 и 11 и сравнительное сопоставление нормативных характеристик C , ϕ и E элювиальных песчаных и глинистых пород с соответствующими значениями этих характеристик аналогичных по литологии (не элювиальных) осадочных грунтов показывает следующее: Для элювиальных песчаных и глинистых пород зависимость C , ϕ и E от показателей физических свойств имеет те же закономерности изменения, как и в соответствующих грунтах осадочного комплекса. Некоторое отклонение в закономерности отмечено для пылеватых песчаных разностей, которые по сравнению с менее дисперсными песчаными элювиальными породами (древесными, крупными и средней крупности песками) обладают меньшей сжимаемостью и большим сцеплением.

Элювиальные песчаные и глинистые породы при одинаковых значениях коэффициентов пористости, степени раздробленности и гидрофильтрости характеризуются более высокими значениями C , ϕ и E , что обусловлено влиянием сохранившихся от материнских пород структурных связей.

В целом материалы исследования кор выветривания Урала показали, что при правильном учете свойств и надлежащей оценке элювиальные грунты, образованные в результате выветривания магматических и метаморфических пород, являются вполне пригодными для использования их в качестве естественных оснований. При этом элювиальные крупнообломочные, песчаные и глинистые породы Урала в целом характеризуются более высокой прочностью и меньшей деформируемостью, чем соответствующие породы осадочного комплекса.

Гидрогеологические условия

По гидрогеологическим условиям Восточно-Уральский регион соответствует восточной зоне затрудненного водообмена. В пределах равнинных и пониженных придолинных участков рек и озер зеркало грунтовых вод нередко находится в толще рыхлых покровных отложений, а при наличии глинистых разностей, экранирующих подземный поток, создается местный напор мощностью 5—10 м. Местный напор уровня наиболее характерен для трещинно-жильных вод, развитых в трещинных породах зоны вывстривания, и для нешироких полос известняков и мраморов, залегающих среди некарстующихся пород.

В целом глубина залегания уровня подземных вод постепенно увеличивается от речных долин к водоразделам, нередко безводным, особенно в центральных частях интрузивных массивов, слагающих повышенные участки рельефа. На преобладающей площади региона зеркало грунтовых вод залегает на глубине 10—15 м, в долинах рек и линейных водоносных зонах снижается до 0—5 м, а на приводораздельных участках достигает 20—25 м, местами 30—40 м и более. Участками, в сильно закарстованных известняках крупных карбонатных массивов, уровень вод залегает ниже современного уреза малых рек, что способствует полному или частичному поглощению поверхностного стока. Наиболее характерно такое явление для Южного Урала, где в питании подземных вод принимают участие поверхностные воды, обусловив соответственно химический состав и минерализацию их в зависимости от гидрохимической характеристики питающей реки (реки Янгелька, Большой Кизил и др.). Глубокое залегание уровня подземных вод наблюдается также в местах действующих искусственных водозаборов и горнорудных предприятиях.

В гидрохимическом отношении восточная зона (зона замедленного водообмена) наиболее сложная. В значительно большей мере, чем в центральной и западной зонах, на химический состав и минерализацию подземных вод здесь оказывают влияние климат, литологический состав водовмещающих пород и структурно-тектонические особенности территории. Широтная зональность выражается в постепенной смене в южном направлении ультрапресных гидрокарбонатных кальциевых вод сульфатными и далее хлоридными натриевыми водами.

В районах Северного Урала, характеризующихся влажным климатом, способствующим более интенсивному водообмену, развиты преимущественно ультрапресные и пресные воды с минерализацией 0,1—0,3 г/л при преобладающем гидрокарбонатном кальциевом составе.

На Среднем и частично Южном Урале (по мере уменьшения влажности и количества атмосферных осадков) минерализация подземных вод увеличивается до 0,4—0,5 г/л, химический катионный состав вод меняется на кальциево-магниевый. Гидрокарбонатные кальциевые воды развиты здесь только на возвышенных приводораздельных участках преимущественно кислых интрузивных массивов.

В условиях засушливого степного и полупустынного климата Южного Урала развиты как пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,4—1,0 г/л, так и солоноватые и соленые сульфатные и хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 3—5, реже 10—15 г/л. Размер площадей засоленных участков, величина минерализации подземных вод и степень метаморфизации химического состава увеличиваются в южном и юго-восточном направлениях по мере увеличения испаряемости и уменьшения атмосферных осадков.

Засолены здесь преимущественно грунтовые воды рыхлых покровных отложений почти всех генетических типов и всех возрастов, от четвертичного до юрского, в которых в основном и происходит процесс континентального засаления ввиду неглубокого залегания уровня грунтовых вод. Химический состав их преимущественно хлоридный натриевый или сульфатный с минерализацией до 10—15 г/л.

Важной инженерно-геологической особенностью Восточно-Уральского региона является развитие здесь карстовых процессов. Широкое развитие имеет древний карст — это различные полости, выполненные бокситами, бурым железняком, сильное расчленение древнего рельефа, погребенного под корами выветривания и отложениями мезозоя и кайнозоя. Современный карст формируется с конца палеогена, частично регенерируя древний карст.

Поверхностные формы карста представлены воронками, понорами, суходолами и логами. Воронки располагаются на склонах долин, реже на террасах и поймах рек и на водораздельных пространствах. Форма их разнообразная, но чаще всего конусообразная.

Подземные формы карста образуют пещеры, каналы, поры, каверны. Размер полостей в поперечнике 0,5—1, реже 2—6 м, частично они заполнены рыхлым материалом. Пещеры имеют длину 10—20, реже до 40 м, горизонтальные, наклонные, с ответвлениями. Древние карстовые формы наблюдаются как выше, так и ниже уровня рек. Ниже уровня рек они встречаются на глубине 10—15, реже до 200 м и более. Днища депрессий, к которым приурочен древний карст, располагаются на 80—140 м ниже уровня моря.

Карстовые воды в пределах синклинальных зон образуют единый водоносный горизонт, обладающий напором, изменяющимся от 6 до 150 м. Наблюдается сезонное колебание уровней вод. Глубина зеркала карстовых вод в среднем составляет 0,1—37 м, уклоны 0,0013—0,008. Карстовые источники выходят по берегам крупных рек, пересекающих полосы известняков вкрест простирации. Дебит их колеблется от 0,2 до 29 л/с.

К карстовым областям приурочены многочисленные месторождения полезных ископаемых (асбест, никель, медь, железо и др.), что придает изучению карста важное значение при поисково-разведочных работах и при эксплуатации месторождений. Например, важнейшее в экономическом отношении месторождение бокситов на Северном Урале приурочено к обширной карстовой провинции, связанной с выполняющими Тагильский синклиниорий известняками, доломитами и мергелями. Протяженность ее с юга от р. Тагил на север до водораздела рек Северная Сосьва — Лозьва около 500 км, а с запада на восток — 30 км, площадь около 15 000 км². Здесь карст приурочен главным образом к синклинальным структурам, сложенным силурскими и девонскими известняками. Породы закарстованы до глубины 1000 м. Коэффициент закарстованности изменяется от 2—5% в верхней зоне до 0,4—0,2% на глубине 300 м. Древние карстовые полости в большинстве случаев заполнены осадками бокситового и алеврито-аргиллитового состава. Присутствующими в разрезе глинистыми сланцами закарстованная толща может быть разделена на водоносные горизонты.

В результате водоотлива из шахт в районе Северо-Уральских бокситовых месторождений образовалась депрессионная воронка площадью 110 км². Источниками обводнения рудников служат поверхностные во-

ды рек, атмосферные осадки, инфильтрующиеся на закарстованной площади водосбора, приток из удаленных карстовых водоносных горизонтов, приток из искарстующихся трещиноватых пород и статистические запасы вод.

Широко развитые на рассматриваемой территории имеют явления, связанные с физическим выветриванием пород, что обусловлено значительной континентальностью климата. Особенно ярко они выражены на склонах высоких гор (Денежкин Камень, Шарпинские сопки, Кулаковский Увал, Желтая Сопка и др.). Несомнена связь этих явлений и связанных с ними гравитационных форм рельефа с характером горных пород. В строении рассматриваемых массивов в основном принимают участие дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, гранодиориты и диориты, кристаллические сланцы, амфиболы, змеевики и гнейсы. Наибольшим развитием пользуются габбро, которые в виде меридиональной полосы шириной от 4 до 13 км занимают центральную часть района с Шарпинскими Сопками, грядой Денежкина Камня, Пихтового Увала. Среди поля габбро встречаются сравнительно большие массивы дунитов, которые часто рассланцованны, разбиты на пачки и при выветривании распадаются почти в щебень. С тем же простиранием, что и дуниты, залегают перидотиты, пироксениты. Все они при выветривании ведут себя по-разному. Более трещиноватые породы (дуниты, перидотиты, жильные породы) разрушаются быстро, образуя при выветривании в склонах «коридоры», отдельные вертикальные столбы, распадаются на обломки плитчатой или удлиненно-параллелипипедальной формы размером от нескольких сантиметров до $2,5 \times 1,4 \times 1,2$ м. При разрушении породы образуются россыпи, осыпи и каменные потоки. Материал россыпей и осыпей образуется в гольцовой зоне, где они развиты исключительно широко и их можно подразделить на элювиальные и делювиальные, первичные и вторичные, свежие и заросшие.

Каменные потоки развиты очень широко на склонах крутизной от 10° и больше. Форма их лentoобразная, они имеют хорошо выраженные «берега», сложенные коренными породами или беспорядочным на-громождением материала, и тальвег — самую низкую часть ложбины, ближе к берегам материал более мелкий. Каменные потоки гольцовой зоны отличаются от потоков лесной зоны меньшей окатанностью материала, более интенсивным движением, большими углами наклона, и питание их происходит по всему склону, а не из одной точки.

Осыпи представляют собой конусовидные или плащевидные наложения обломочного материала у подножий крутых склонов. Материал поступает или потоками, или по всему уступу разрушающегося обрыва. Движение материала, в отличие от движения в потоках, происходит отдельными обломками, тогда как в потоках материал движется по всему сечению. Обвалы образуются при внезапном обрушении массива выветрелых пород. При обрушении возможно или падение всей стены, или оседание ее верхней части в результате выпирания пород нижней части склонов большой крутизны.

Давая оценку инженерно-геологических условий для различных видов строительства, на большую часть региона их можно характеризовать как вполне благонадежные. Это определяется характером рельефа, инженерно-геологическими свойствами горных пород коренной основы, а также пород поверхностной толщи, благоприятными гидрогеологическими условиями. Из современных геологических процессов необходимо учитывать карст, а на севере региона, где рельеф наиболее приподнят и расчленен, — различные склоновые процессы.

ГЛАВА 9

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНИТОГОРСКОГО РЕГИОНА

Наименший по площади Магнитогорский инженерно-геологический регион расположены в пределах Южного Урала и Мугоджар. Своим южным окончанием Центрально-Уральский регион почти нацело делит территорию Магнитогорского региона на две неравные части, придавая его границам сложную конфигурацию. Западной границей региона мы считаем Западный глубинный разлом, с которым здесь связан ряд интрузий основных пород. На востоке подобная же линия разломов и связанные с ней интрузии, но меньшие по размерам отделяют регион от Урало-Тобольской антиклинальной зоны. В административном отношении он включает части территории Челябинской, Оренбургской областей, Башкирской АССР и самой северо-западной части Казахской ССР.

В орографическом плане территория региона характеризуется как возвышенная равнина с максимальными абсолютными отметками на севере (гора Кумач, 707 м), которые затем постепенно снижаются в южном направлении до 500—400 м (гора Чона, 567 м). К югу от р. Таналык (приток р. Урал) располагается невысокий массив Губерлиских гор. При изменении направления р. Урал с меридионального на широтное долина расширяется и у впадения рек Кумак и Орь абсолютные отметки поверхности снижаются до 120 м. Южнее рельеф повышается, образуя столовую возвышенность с отметками до 450 м.

Вдоль восточной границы, к северу от р. Караганки и горы Чоны, рельеф региона наиболее возвышенный, расчлененный, сложен в основном породами палеозоя, значительно денудированными. На юге территории региона частично захватывает Мугоджарские горы с вершинами Айрюн (632 м) и Бер-Чогу (653 м). Южным окончанием региона являются столовые горы Чутка-Куль с абсолютными отметками до 200 м. Река Урал и другие реки региона сформировали широкие долины, расположенные на отметках около 300 м.

Вдоль западного края региона в меридиональном направлении протягиваются хребты Крыкты-Тау (1117 м) и Ирендык (987 м). Между хребтами Ирендык и Уральским расположена широкая долина р. Сакмар (приток р. Урал), соответствующая в плане Таналык-Баймакской синклинальной зоне, абсолютные отметки которой составляют 500—670 м.

Главной гидрографической артерией этой части Урала является р. Урал с многочисленными притоками, наиболее крупными из которых являются реки Суундук, Бирса, Орь, Гумбейка, Кизил, Янгелька, Уртазым, Худолаз, Таналык, Базалук, Большая и Сухая Губерля и др.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

В тектоническом строении данного региона кроме собственно Магнитогорского синклиниория принимают участие следующие крупные структуры: Таналык-Баймакская, синклинальная зона, Ирендыкский синклиниорий, Аюсавская и Шошкакольская антиклинали, Берчогурская синклиналь и Халиловский массив.

Силурийские отложения, слагающие каледонский структурный этаж, представлены в пределах Магнитогорского региона преимущественно вулканогенными формациями и приурочены к внутренним частям прогиба. В литологическом отношении это глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, вариолиты, диабазы, спилиты, туфы, основного состава с пачками кремнистых и кремнисто-углистых сланцев и туфогенных песчаников, субвулканические диабазовые порфиры. Породы сильно смяты, суммарная мощность отложений до 400—600 м. Наиболее широко перечисленные породы распространены в Орско-Халиловском районе, в бассейне Сакмары, Сухой и Большой Губерли и на их междуречьях, в хребтах Ирендык и Крыкты. Схожий характер разреза силурийские отложения имеют в Миасском и Карабашском районах и у западного подножия хр. Ирендык.

Силурийские отложения интрузивной формации представлены щелочными, средними и основными интрузивными породами габбрового ряда. Карбонатную формуацию слагают массивные и рифогенные известняки и белые мраморизованные известняки. Отложения терригенно-формации содержат песчаники, конгломераты, кремнистые и глинистые сланцы. Флишевая и флишоидная формации развиты в межгорных прогибах в виде протягивающихся на многие километры полос шириной 4—5 км по обе стороны хр. Ирендык. Это продукты размыва в основном андезито-базальтов.

Осадки герцинского структурного этажа представлены главным образом породами карбонатной формации девонского и каменноугольного возраста. Это светло-серые, белые, красные и темные массивные, неяснослойистые, грубозернистые и кристаллические известняки, известняковые конгломераты, известковистые песчаники. Мощность отложений до 1400 м. Здесь же развиты гранитоидные и щелочные интрузивные массивы, габбровые и ультраосновные породы и серпентиниты.

Переходя к характеристике поверхностных отложений региона, отметим, что континентальные условия здесь установились еще в триасе. Создавшаяся в герцинскую fazу дистрофизма складчатая горная страна была значительно снижена и выровнена процессами денудации и исходящими тектоническими движениями. Более значительными опускания были в южной части региона, в силу чего здесь наблюдаются большие уклоны поверхности.

Основными типами поверхностных отложений Магнитогорского региона являются коры выветривания и различные их дериваты. Пролювиальные и другие отложения (суглинисто-щебнистый меловой пролювий) заполняют впадины юрского рельефа. Галька в юрском пролювии более выветрелая, чем в меловом. В составе отложений обнаруживается сложная фациальная смена отложений в направлении сноса. Соответственно в них выделяются пролювиальные, делювиально-озерные, озерные, дельтовые и аллювиальные геолого-генетические типы. Вне долин современной гидрографической сети залегает древний аллювий песчано-галечного состава. Среди покровных отложений неоген-четвертичного возраста наиболее широко развиты аллювиальные, озерные, делювиальные, озерно-аллювиальные и озерно-делювиальные образования, представленные всевозможными галечниками, песками, супесями, суглинками и глинами.

Краткая характеристика основных инженерно-геологических особенностей наиболее распространенных горных пород региона приводится на примере их изучения в районе г. Магнитогорска.

Среди пород с жесткими кристаллизационными связями здесь широко развиты изверженные (порфиры, порфиры) и осадочные обра-

зования (окремнелые известняки). Верхняя зона этих пород трещиноватая, до глубины 3—5 м выветрелая и представлена разборными скальными породами. Ниже породы приобретают монолитность. Скальные породы служат надежным основанием для промышленного и гражданского строительства, обладают большой несущей способностью. Допускаемые нагрузки в зависимости от степени выветрелости могут изменяться от $4 \cdot 10^{-5}$ до $12 \cdot 10^{-5}$ Па.

Широко развитые дресвяно-щебнистые породы включают элювий карбонатных и глинисто-карбонатных пород преимущественно глинистого состава с незначительным количеством щебня. По гранулометрическому составу они очень неоднородные. Размер щебня изменяется от 10 до 100 мм, количество глинистого материала закономерно увеличивается вверх по разрезу. В строительном отношении эти породы достаточно устойчивы: допустимые нагрузки на участках, лишенных грунтовых вод, составляют до $4 \cdot 10^{-5}$ Па, на обводненных участках — до $2 \cdot 10^{-5}$ Па.

Дресвяно-щебнистые образования перекрываются элювиальными глинистыми породами различной мощности. Элювиальные глины по гранулометрическому составу также неоднородны и изменяются от суглинков среднего состава до тяжелых супесей. Преобладающими являются частицы с диаметром от 0,005 до 0,5 мм. Средние значения максимальной влажности данных пород на глубине 2—8 м составляют 26%, минимальной — 15%. Средние значения показателей некоторых инженерно-геологических свойств элювиальных глинистых образований приведены в табл. 11.

Таблица 11
Некоторые инженерно-геологические свойства элювиальных глинистых пород

Породы	Количество определений	Δ , г/см ³	γ , г/см ³	n	ε	Показатели Аттерберга			коэффициенты	
						w_t	w_p	M	текучести	пластичности
Суглинок тяжелый	17	1,96	2,69	42,0	0,72	60	23	37	2,76	0,3
Суглинок средний	21	1,90	2,65	39,6	0,65	55	35	20	2,53	1,8
Суглинок легкий	43	1,90	2,65	37,3	0,59	44	30	14	1,82	1,5

Породы относятся к группе пластичных. Допускаемая нагрузка на данные грунты $2 \cdot 10^{-5}$ — $3 \cdot 10^{-5}$ Па. При этом на участках глубокого залегания грунтовых вод допускаемая нагрузка может быть увеличена до $3 \cdot 10^{-5}$ Па, а при заложении фундамента на уровне залегания грунтовых вод или в зоне их капиллярного поднятия она не должна превышать величины $2 \cdot 10^{-5}$ Па.

Здесь же достаточно широко развиты отложения делювиального генезиса, представленные бурьми и кирпично-красными глинистыми грунтами. По гранулометрическому составу они изменяются от тяжелых глин до легких суглинков. Преобладающими являются фракции с диаметром частиц 0,001—0,05 и 0,005—0,05 мм, содержание которых составляет 85% от всего состава. Величина естественной влажности на глубине 2—6 м изменяется от 14 до 27%, коэффициент водонасыщения равен 0,60—0,90. Плотность делювиальных суглинков и глин до-

статочно высокая и в среднем равна $2,82 \text{ г}/\text{см}^3$, объемная масса изменяется от $1,90$ до $2,00 \text{ г}/\text{см}^3$, пористость в среднем равна $41—46\%$, коэффициент пористости — $0,54—0,88$. Коэффициент Аттерберга позволяет отнести делювиальные глинистые образования к высокопластичным породам.

Изучение результатов опытных нагрузок показало, что допустимые нагрузки на делювиальные глины кирпично-красного цвета не более $2 \cdot 10^{-5}$ Па, тогда как у бурых вязких глин эта величина составляет $3 \cdot 10^{-5}$ Па.

В долине р. Урал наблюдаются переотложенные делювиальные суглинки, макроскопически неотличимые от описанных выше бурых глин, но они характеризуются как грунты пониженной несущей способности. Отложения увлажнены и находятся в зоне капиллярного поднятия грунтовых вод, на глубине 1—3 м влажность их равна 18—27%, а коэффициент водонасыщения — 0,81—1,0. Показатели плотности и объемной массы, величины пористости, коэффициента пористости достаточно постоянные и по величине близки к показателям этих свойств у делювиальных образований. Допускаемые нагрузки на переотложенные делювиальные суглинки не должны превышать $1,5 \cdot 10^{-5}$ Па.

Гидрогеологические условия

Грунтовые воды на территории Магнитогорского региона развиты в элювиальных и аллювиальных отложениях. Обводненные участки первых из них обычно приурочены к понижениям рельефа. Водоносность элювиальных отложений небольшая, величина дебита дресвяно-щебнистых образований составляет всего $0,03 \text{ л}/\text{с}$. В пределах аллювиальных отложений поймы р. Урал элювиальные образования выделяются в качестве «второго водоносного горизонта», мощность которого достигает 20 м. Вскрывшие его скважины имеют дебит $0,2—0,4 \text{ л}/\text{с}$.

Водовмещающие аллювиальные отложения поймы в верхней части представлены иловато-глинистыми, а в нижней — песчано-галечными отложениями. Общая мощность отложений пойменной террасы 5—6 м, максимальная — 8—9 м. Мощность песчано-галечных отложений 3—4 м, зеркало грунтовых вод лежит здесь на глубине 0,2—3 м от поверхности. При опытных откачках из скважин, вскрывших песчано-галечниковые отложения, установлено, что удельный дебит их равен $0,7 \text{ л}/\text{с}$.

Современные геологические процессы и явления

Большое значение с инженерно-геологической точки зрения имеет анализ и характеристика геоморфологического строения поверхности, а также современных геологических процессов.

Влияние унаследованных тектонических движений структур проявилось в совокупном действии процессов выветривания и денудации горных пород: повышенные формы рельефа возникали в местах выхода на поверхность относительно более прочных пород (кварциты, интрузивные породы, прочные известняки), а пониженные формы — в местах распространения менее прочных пород (сланцы, мергели, песчаники). Контрастность рельефа усиливалась блоковыми движениями. В результате всех этих процессов сформировались наиболее крупные геоморфологические элементы региона: Баймак-Таналыкская пониженная зона,

связанная с одноименным синклинальным погружением, хребты Ирендык и Крыкты, в своей основе имеющие Крыкты-Ирендыкский антиклиниорий, и межгорное понижение между хребтами Ирендык—Крыкты и Уралтау, отвечающее осевой части Магнитогорского синклиниория. В связи с общим погружением к югу хр. Ирендык разобщенность Таналыкского и Магнитогорского меридиональных понижений исчезает и южная часть территории описываемого региона имеет облик мелкосопочника.

Другими факторами, влиявшими на развитие рельефа, явились колебания положения береговой линии мезозойских и кайнозойских морских бассейнов, омывавших Урал с юго-востока. Береговая линия юрских морей проходила к югу от широтных участков долин рек Урал и Орь, а линия мелового моря — севернее, примерно до 52° с. ш. В конце маастрихтского века произошла регрессия моря, сменившаяся новой трансгрессией в нижнем палеогене. Низкое положение базиса эрозии и сопровождавшее его врезание гидрографической сети продолжали существовать в течение всего кайнозоя. Мезокайнозойские поднятия северово-глыбового характера были большими в северной части региона и постепенно уменьшались к югу. По этой причине действие денудационных процессов сильнее проявилось на севере, а аккумуляция была более значительной на юге, что приводило к выравниванию рельефа.

В результате совокупного действия эндогенных и экзогенных геологических факторов в пределах Южного Урала образовался ряд уровней денудации, начиная с юрского и кончая современным. Юрско-нижнемеловой уровень наблюдается в междуречье рек Белой, Большого Ика, Кана и Сакмары. Абрационный рельеф водораздельных пространств в низовьях рек Сакмары, Губерли и среднего течения р. Урал имеет верхнемеловой и палеоценовый возраст, палеогеновый эрозионно-денудационный рельеф развит в бассейне верхнего течения р. Урал на отрезке Верхнеуральск — Таналык, неогеновый эрозионно-денудационный рельеф широко развит в бассейне нижнего течения р. Белой до Юмагузина, на конец, наиболее высокий рельеф развивался в третично-четвертичное время в пределах хребтов Уралтау, Уренга, Аваляк, Крыкты и др. Н. В. Башенина приводит следующие данные о террасах р. Урал.

Участки наблюдений	Относительная высота террас, м				
	IV (Q ₁)	V (N ₁)	VI (N ₂)	VII (N ₃)	VIII (P)
В устье р. Бирси	—	—	12—15	40	70
В районе д. Уразовой	—	4—5	15—20	45—50	70—80
В устье р. Малый Кизил	10—12	20—25	50	70—80	—
Ниже устья р. Гумбейка	12—15	25—30	50	70—80	100
Ниже устья р. Таналык	20	40	60—70	100	140—160
В устье р. Губерли	40	70—90	120—130	—	более 200

Такое положение террас речной сети Магнитогорского региона свидетельствует о замедлении поднятия Горного Урала и снижении базиса эрозии в неогене по сравнению с палеогеном. Снижение базиса эрозии продолжалось в средне- и верхнечетвертичное время, прерываясь трансгрессиями Арало-Каспийского бассейна. Это привело к формированию III, II и I надпойменных террас. I надпойменная терраса в годы особо высоких паводков заливается, почему ее можно считать высокой поймой. III терраса цокольная, покров ее имеет смешанное аллюви-

ально-делювиальное происхождение. IV и более высокие террасы местных рек не связаны с современной гидрографической сетью, которая образовалась к моменту формирования V террасы. Уровни высоких террас переходят в уровни высоких, средних и низких сыртовых равнин. Поверхности последних образуют водораздельные пространства и по своему генезису являются эрозионно-аккумулятивными в южной части региона и останцовыми — в северной, где они имеют грядово-холмистый рельеф, снижающийся к югу и юго-востоку.

Рельеф Мугоджар имеет инверсионный характер: возвышенная часть расположена на продолжении геосинклинальной зоны восточного склона Урала, а восточная, пониженная часть, переходящая в Зауральский пепелен, отвечает Урало-Тобольской антиклинальной зоне. В приподнятой части рельеф Мугоджар имеет вид мелкосопочно-грядового холмогорья, формирование которого обусловлено совокупным действием следующих факторов: испостоянной и непродолжительной эрозионной деятельностью водотоков, чаще временных, неоднократной перестройкой речной сети, происходившей путем перехватов и бифуркаций в результате аккумуляции потоками и сноса со склонов, плоскостным смытом, выносом в наиболее пониженные участки образовавшихся в большом количестве глинистых продуктов химического выветривания и, наконец, под действием процессов дифляции.

Широкое распространение в пределах Магнитогорского региона карбонатных пород явились предпосылкой для развития карста. Карстовые процессы способствовали перестройке речной сети, образовали значительные впадины, частично превратившиеся в озера, придали ряду долин «слепой характер». Поверхность сыртов в тех местах, где она сложена известняками, покрыта множеством карстовых воронок. Особенно интенсивно карст развит на поверхности IV эрозионной террасы. Местами воронки имеют двухъярусное строение, в бортах древних воронок и на известняковых уступах высоких террас развиты карры. В днищах древних долин встречаются скалистые известняковые останцы высотой 10—12 м и длиной до 20 м, разделенные проходами в 2—3 м шириной и располагающиеся параллельно друг другу. Это не что иное, как реликты древних карров (Башенина, 1948).

Наиболее интенсивное развитие карста происходило в нижне-четвертичное время, когда на уровне IV надпойменной террасы шла перестройка гидрографической сети при активном участии карстовых процессов. Современный карст развивается лишь в днищах речных долин. Старые формы, связанные с более высокими уровнями, в настоящее время деградируют. Масштаб современных карстовых процессов значительно меньше, чем нижнечетвертичных и неогеновых.

На водоразделе рек Урал и Шакара, на 50-метровой террасе в древней карстовой впадине залегает красно-бурый суглинок, схожий с местными делювиальными суглинками, ниже древнесаллювиальные песчано-галечные отложения, в свою очередь, лежащие на пестроцветной коре выветривания. Карстовые формы, встреченные здесь же на уровне 70—80-метровой террасы, можно считать наиболее древними. В средней части региона в области выровненного сыртового рельефа на верхнем уровне сыртов в известняках развиты замкнутые карстовые понижения, нередко занятые бессточными горько-солеными озерами (Улянды, Атавды и др.).

Карстовые явления в рассматриваемом регионе широко развиты в Верхнеуральском и Кизильско-Суундукском районах: многочисленные естественные шахты, воронки, слепые ложбины, исчезающие реки, небольшие пещеры и древние погребенные формы (Максимович, Горбу-

нова, 1965). В силу широкого распространения карстовые процессы существенно влияют на оценку инженерно-геологических условий территории Магнитогорского региона, требуют специальных исследований и изучения, особенно прогнозного характера.

Из других современных процессов можно отметить грязевой (сопочный) вулканизм. Наиболее хорошо он выражен на пологом моноклинальном крыле Уртазымской синклинали, сложенной туфами, туфо-песчаниками и туффитами улутауской свиты среднего девона. Среди продуктов извержения в сопочной грязи имеются обломки кварцитов, альбитофиров, диабазов, гальки, кварца и яшм, бобовины бурого железняка. По В. К. Шихмурадову (1962), это явление объясняется напором трещинных вод в песчано-глинистых породах плиоцен-четвертичного возраста.

В целом инженерно-геологические условия Магнитогорского региона достаточно простые, что благоприятствует строительству и эксплуатации различных сооружений. При изучении горных пород, которые в большинстве являются надежным основанием, особое внимание следует уделять характеру и степени их выветрелости и тектонической нарушенности. Как уже отмечалось выше, существенное влияние на инженерно-геологические условия отдельных территорий региона будут оказывать карстовые процессы.

РАЗДЕЛ III

ОПЫТ СТРОИТЕЛЬСТВА И ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ПОД ВЛИЯНИЕМ ИНЖЕНЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

Территория Урала, составляющая основную часть Урало-Новоземельской горной страны, является одним из древних промышленных районов. На базе месторождений самых разнообразных рудных и нерудных полезных ископаемых (железа, меди, цинка, никеля, бокситов, магния, золота и платины, серы, калийной и поваренной соли, каменного и бурого угля) на Южном, Среднем и частично Северном Урале еще в XVIII в. развернулось крупное для того времени горнозаводское строительство. Одно из ведущих мест в мире в дореволюционный период заняла уральская медеплавильная промышленность, быстрыми темпами развивалась золотопромышленность, стали разрабатываться платиновые россыпи. В это же время началась вырубка уральского леса, была построена Южно-Уральская железнодорожная магистраль. В целом же освоение Урала шло замедленными темпами.

Широкое и разностороннее использование природных богатств Урала началось только в советское время. Уже в годы первых пятилеток на Урале вошли в строй такие крупные предприятия, как Магнитогорский металлургический комбинат, Среднеуральский медеплавильный и Уральский алюминиевый заводы, Челябинский завод ферросплавов, Уральский завод тяжелого машиностроения, ряд предприятий химической промышленности, цементные заводы и целлюлозно-бумажные комбинаты. Одновременно велось строительство сети новых железных дорог. В широких масштабах проводились работы по жилищно-гражданскому строительству. Урал становится одним из крупных индустриальных центров страны.

В годы Великой Отечественной войны на Урал было эвакуировано множество предприятий, велось ускоренное строительство новых объектов, обеспечивающих нужды фронта. В послевоенное время XIX съезд КПСС в Директивах по V пятилетнему плану наметил дальнейший подъем всех отраслей народного хозяйства, предусмотрев для Урала преимущественное развитие тяжелой индустрии. На Урале вступает в строй одно из крупных предприятий металлургической промышленности — Орско-Халиловский металлургический комбинат, вводится в действие Березняковский калийный комбинат, усовершенствуются и модер-

низируются предприятия горнодобывающей промышленности. Большое значение в послевоенные пятилетки приобретает лесозаготовительная промышленность. В крупных городах Урала (Свердловске, Магнитогорске, Челябинске и др.) строится сеть тепловых электростанций. Прокладываются новые линии железных и автомобильных дорог, трубопроводы, высоковольтные линии электропередачи, электрифицируются многие железнодорожные линии, растут и благоустраиваются города и поселки. В южной и центральной части региона ведется широкое освоение сельскохозяйственных территорий.

Существенным недостатком экономической базы Урала является острый дефицит энергетических ресурсов, что во многом сдерживало темпы развития многих отраслей промышленности. Широкое использование в последнее время газовых ресурсов Средней Азии, экибастузских углей, нефти и газа Западной Сибири, проектируемое объединение Единой энергетической системы европейской части СССР с Единой энергосистемой Сибири и Казахстана позволят в ближайшие годы полностью решить эту проблему.

Дальнейшие перспективы хозяйственного освоения региона связаны с исследованием и вовлечением в промышленный оборот природных богатств Приполярного и Полярного Урала.

До настоящего времени почти все строительство на Урале проводилось главным образом в южной и средней его части. Северная половина территории и острова Новой Земли освоены пока очень слабо. Это объясняется как историческими особенностями заселения и освоения Урала, так и своеобразными природными условиями региона, вытянутого почти в меридиональном направлении и расположенного в различных климатических зонах.

В целом территория Урало-Новоземельской горной страны характеризуется весьма разнообразными и сложными инженерно-геологическими условиями. Специфику строительства на севере региона определяют суровый климат, наличие многолетнемерзлых пород, широкое развитие криогенных процессов и явлений. Многолетнемерзлые породы распространены севернее г. Инты, занимая небольшие участки, где их мощность составляет 10–15 м, а температура пород около -1° . К северу многолетняя мерзлота имеет сплошное распространение, мощность многолетнемерзлых пород закономерно увеличивается с юга на север от 25 до 300 м, а температура пород на глубине 10–15 м соответственно изменяется от -1° до $-3,5^{\circ}$.

Южнее 66° с. ш. большая часть территории региона характеризуется влажным и суровым климатом (в течение года выпадает до 700 мм осадков), сложной гидрологической обстановкой, заболоченностью отдельных участков, глубоким сезонным промерзанием, широким распространением пылеватых аллювиальных, делювиальных и элювиальных грунтов, обладающих своеобразными инженерно-геологическими свойствами. Довольно часто грунты находятся в переувлажненном состоянии. Все эти факторы создают условия для развития процессов пучения.

Одной из важных особенностей инженерно-геологических условий Урала является широкое развитие карстующих пород, что создает определенные трудности при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных и наземных сооружений. На размещение объектов строительства во многих районах существенное влияние оказывают гравитационные геологические процессы и явления (обвалы, оползни, осыпи, курумы и т. д.), которые развиты на склонах почти всех высоких хребтов, а также эрозионная деятельность рек. Широкое распространение

горных форм рельефа создает определенные трудности для развития транспортной связи, особенно при пересечении осевой зоны Урала, и размещения объектов промышленного и гражданского назначения.

Опыт строительства целесообразно рассмотреть применительно к широтным природным зонам с резко различными инженерно-геологическими условиями и применительно к отдельным видам строительства.

Опыт строительства на территории распространения многолетнемерзлых пород. Районы Крайнего Севера Урало-Новоземельской горной страны начали планомерно осваиваться около 30—40 лет назад. Основное строительство в настоящее время сосредоточено на Арктическом побережье (пос. Амдерма), в небольших населенных пунктах, железнодорожных станциях и рабочих поселках, мелкие объекты имеются на островах Новая Земля и Вайгач. Преимущественно здесь преобладают одно- двухэтажные деревянные постройки, лишь в 60-х годах началось строительство трех- четырехэтажных каменных зданий.

Особенности проектирования, строительства и эксплуатации сооружений в этих районах определяются суровыми климатическими условиями (низкие температуры воздуха, сильные ветры, высокая снегозаносимость), повсеместным распространением многолетней мерзлоты и сопутствующими ей процессами и явлениями (пучение, термокарст, солифлюкция, термоэррозия, наледи, морозобойные трещины). Основаниями зданий и сооружений служат мерзлые скальные породы, элювиальные образования, отложения морских аккумулятивных террас, представленные глинистыми и песчаными осадками верхнечетвертичного возраста. Горные породы отличаются низкими температурами на глубине нулевых годовых амплитуд (до минус 3,5° и ниже), сильной льдистостью, нередко с залежами подземных льдов. На островах Новой Земли основаниями сооружений иногда служат ледники. Характерной особенностью районов Арктического побережья региона является наличие засоленных мерзлых пород, обладающих своеобразными прочностными свойствами, которые до недавнего времени были мало изучены, и количественные характеристики их несущей способности в строительных нормах не приводились.

Одним из наиболее важных вопросов при проектировании и строительстве на многолетнемерзлых породах является правильный выбор принципа строительства, от чего зависит прочность и устойчивость сооружения. Согласно СНиП II-Б, 6-66 в настоящее время принимается один из двух принципов использования многолетнемерзлых пород в качестве основания. По первому принципу породы основания используются в мерзлом состоянии в течение всего периода эксплуатации зданий и сооружений. По второму принципу породы основания используются в оттаивающем или оттаявшем состоянии. В описываемом регионе строительство проводится преимущественно по первому принципу с соблюдением определенного температурного режима пород основания. Последнее обычно достигается специальными мероприятиями, наиболее распространенным из которых является устройство проветриваемых подполий. Иногда фундаменты сооружений устраиваются на подсыпках, используются также различные виды искусственного охлаждения грунтов (холодильные установки, термосвай и др.).

Недоучет сложных инженерно-геологических условий, несоблюдение правил строительства, неправильная эксплуатация зданий и сооружений во многих случаях привели к их деформациям, а иногда и авариям. Как показывает опыт, деформации происходят главным образом в результате тепловых осадок мерзлых пород, вызванных различными причинами. В большинстве случаев это прогрев пород основания за счет

теплового влияния зданий. При недостаточном проветривании подполья или их отсутствии в случае технических нарушений условий эксплуатации сооружений обычно отмечается повышение среднегодовой температуры горных пород основания и снижение их несущей способности. Если основаниями зданий служат породы сильнольдистые и повышенной засоленности, то потери прочности последних при прогреве и деформации зданий происходили при сохранении отрицательных температур под фундаментами. Типичными примерами такого рода деформаций являются жилые двухэтажные деревянные дома и каменные здания в пос. Амдерма. Здания построены по первому принципу строительства с вентилируемыми подпольями на верхнечетвертичных сильнольдистых

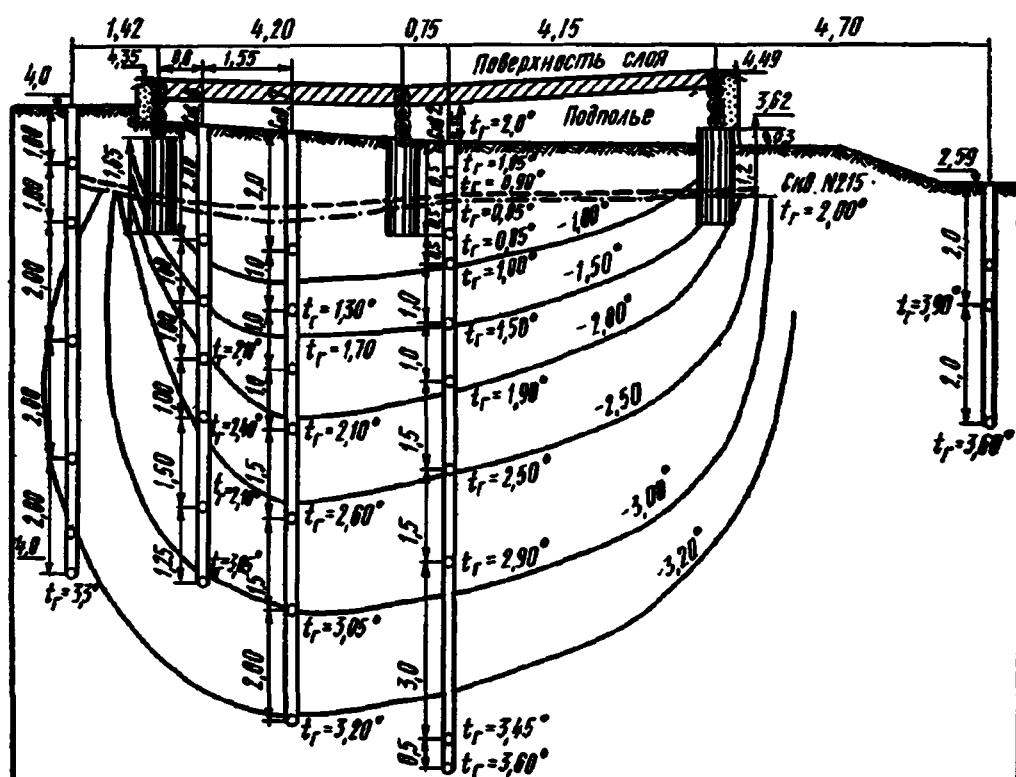


Рис. 12 Измененное температурное поле в чаше прогрева многолетнемерзлых пород под зданием в пос. Амдерма. Все значения температур отрицательные (по С. В. Томирдиаро, 1972)

суглинистых грунтах повышенной засоленности. Из-за слабой вентиляции подполья происходил постепенный прогрев (без оттаивания) многолетнемерзлых пород основания. Под зданием при этом формируется чаша многолетнего прогрева, где происходит повышение среднегодовых температур многолетней мерзлоты (рис. 12).

Среднегодовые температуры пород под зданиями, получившими деформации, повышались от -2.5 до -1.5° . Несмотря на то, что породы в основании зданий имели отрицательную температуру, а нагрузки от сооружений не превышали расчетных величин (по СНиП 91—60), это привело к медленным пластическим неравномерным просадкам свайных и столбовых фундаментов и деформации зданий с образованием трещин в стенах. Осадки при этом происходили неравномерно по

величине и во времени: средняя часть здания после 20-летней эксплуатации просела на 50 см, а по краям — на 2—3 см. Осадка средних стен одного из домов через 5 лет после возведения достигла 20 см, у каменного здания на второй год эксплуатации осадка составляла 8 см. Эксплуатация домов на время их восстановления прекращалась, а одно из зданий ввиду нарастающих осадок было разобрано.

Для прекращения развития деформаций были приняты меры по промораживанию горных пород основания в зимнее время, главным образом путем улучшения проветривания подполий (расчистка подполий, вскрытие цоколей зданий, иногда дополнительное устройство вентиляционных шахт). При этом значительно понизились и среднегодовые температуры горных пород под зданиями.

Долголетними натурными и лабораторными исследованиями сотрудниками Союзморнии уже в начале 60-х годов было установлено, что подобные деформации зданий в пос. Амдерма объясняются засоленностью горных пород основания. Выяснилось, что засоленные мерзлые породы с повышением температур под фундаментами переходят в пластично-мерзлое состояние при отрицательных значениях температуры и их прочностные характеристики зависят от степени засоленности, температуры, состава и физических свойств горных пород. Поэтому расчет таких оснований следует проводить с учетом этих параметров по предельно-длительной прочности и предельным деформациям, что отразилось позже в СНиП II-Б, 6-66 (Велли, Гришин, 1963; Велли, 1973; Велли, Карпунина, 1973).

Одной из основных и распространенных причин нарушения устойчивости фундаментов на многолетнемерзлых породах является прогрессирующее оттаивание пород основания с образованием чаши протаивания под зданием. Это вызвано интенсивным поступлением тепла в породы в случае слабой вентиляции подполий или неправильной эксплуатации зданий в основном с повышенными тепловыделениями. В результате нарушаются проектный геотермический режим работы сооружения (породы в основании переходят в талое состояние) и происходит его деформация, иногда катастрофического характера. Например, под одним из зданий в пос. Амдерма по этой причине за 5 лет эксплуатации среднегодовая температура пород повысилась от $-2,2$ до $+0,6^{\circ}$, а глубина оттаивания пород изменилась от 0,5 до 2,9 м. Здание деформировалось с образованием трещин в перекрытиях и стенах. Эксплуатация здания была прекращена.

Дополнительно отопляющее влияние на горные породы основания, а нередко это является основной причиной нарушения устойчивости сооружений, во многих случаях оказывают атмосферные, грунтовые и производственные воды в случае, если изменяются условия водоотвода на площади строительства, происходят утечки из водопроводных, канализационных и теплофикационных сетей при их аварии.

Высокая снегозаносимость этих районов требует ориентировки зданий по розе ветров. Несоблюдение этого условия приводит к тому, что иногда вся территория заносится толстым слоем снега, заваливая дома до крыши. Помимо отопляющего влияния снега на породы оснований сооружений и всей территории застройки под действием сугробовых нагрузок нередко происходят повреждения надземных коммуникаций. Так, по этой причине в пос. Амдерма надземные теплосети зданий РРЛ, установленные в алюминиевых коробках на металлических свайных опорах (высотой 40—60 см) и проложенные между зданиями, деформировались под действием нагрузок от снега, не предусмотренных проектом (Велли, 1973).

Менее распространенным, но весьма опасным инженерно-геологическим явлением, вызывающим часто недопустимые деформации зданий и сооружений, на территории распространения многолетнемерзлых пород региона является пучение водонасыщенных пород при замерзании и последующая их осадка. Как правило, пучение вызвано промораживанием талых пород основания зданий в процессе строительства или эксплуатации. Наибольшему пучению подвергаются глинистые и пылеватые породы, причем чем медленнее происходит промерзание пород, тем больше их пучение. В основном пучению подвержены неотапливаемые здания и легкие сооружения. Например, в пос. Амдерма деформировалось здание бани-прачечной с проявлением трещин в торцах и перегородках. Здание построено на берегу лагуны на талых переувлажненных пылеватых мелких песках и супесях. В период строительства и до сдачи здания в эксплуатацию в зиму 1963/64 г., когда здание еще не отапливалось, породы основания были проморожены и оказались всученными. Отопление помещений вызвало протаивание пород и осадку полов здания на 30—50 см (Велли, 1973).

На участках с пучинистыми горными породами предусматриваются такие противоучинные мероприятия, как обсыпка фундаментов крупнозернистыми грунтами, анкеровка фундаментов, утепление грунта с поверхности около фундаментов и др.

Как известно из практики строительства, наиболее надежно в условиях Крайнего Севера возводить здания на скальных основаниях. В зависимости от величины нагрузок и от конструкции сооружения при строительстве на скальных породах применяются в основном такие виды фундаментов, как железобетонные балки, бетонные ленты и отдельные опоры. В последнее время широкое применение получили свайные фундаменты.

Строительство зданий с опорой ленточных фундаментов на скальные породы коренной основы проводилось на территории островов Новой Земли на вершинах останцовых гряд в пределах абразионной равнины. В случае тщательной подготовки естественных оснований, заключающейся в замене льдистых поверхностных отложений и дезинтегрированных сильнотрещиноватых дочетвертичных пород верхней зоны щебнем или гравийно-галечным материалом, фундаменты зданий в процессе эксплуатации не подвергались осадке и не испытывали никаких деформаций. Ленточные фундаменты зданий на таких участках ведут себя так же, как столбовые или свай-стойки. Выбор типа фундаментов в связи с этим определяется только экономическими соображениями. Однако под зданиями, не имеющими проветриваемого подполья, находящимися в длительной эксплуатации, возникали талики глубиной до 25—30 м, заполненные подземными водами. Летом уровень воды под зданиями располагался на глубине 3—4 м, зимой, под влиянием всестороннего промерзания, поднимался к поверхности. За счет вымерзания значительно увеличивается минерализация вод. При этом содержание сульфатов, появляющихся в водах или в результате растворения мирабилита, который часто присутствует в мерзлых породах, или за счет поверхностных стоков, увеличивается до 2—3 г/л. Воды под зданием приобретают сульфатную агрессивность к бетону.

Отсутствие проветриваемого подполья приводит также к заносам зданий снегом по второй этаж включительно во время метелей. Однако и проветриваемые подполья не во всех случаях предохраняют здания от заносов. Часто они целиком забиваются снегом.

Опыт длительной эксплуатации сооружений, не имеющих опоры на скальные породы, на островах Новая Земля и Вайгач отсутствует. Воз-

ведение здесь даже небольших временных паселенных пунктов на поверхности морских аккумулятивных террас, сложенных глинистыми отложениями, без продуманной инженерной подготовки застраиваемых площадей приводит к тому, что по прошествии одного-двух лет населенные пункты в летний период буквально «утопают в грязи». Территория населенных пунктов покрывается слоем 1—1,5 м жидкой грязи.

В области развития ледяного покрова накоплен небольшой опыт строительства временных зданий и сооружений наблюдательных пунктов. После сильных метелей здания оказывались погребенными под сугробом снега. В связи с этим жилые помещения оборудовались дверьми, открывающимися во внутрь, и люками на крышах. В наблюдательных скважинах за счет относительного перемещения слоев льда происходил разрыв термисторных кос.

Практика строительства зданий и сооружений на различных основаниях в районе распространения многолетнемерзлых пород показывает, что во всех случаях деятельность человека вызывает изменение естественных условий и в первую очередь геотермического режима грунтов оснований и даже всей территории освоения. Так, по данным Ю. Я. Велли (1973), на территории пос. Амдерма в целом происходит интенсивное понижение температуры верхних горизонтов горных пород. Замеры температур, выполненные в 1963 г., когда в поселке были уже построены 3—4-этажные дома, сети дорог и коммуникаций, показали, что на глубине 1 м температуры пород стали ниже, чем в тундре. На глубине 6 м они были выше, чем в естественных условиях до застройки, и составляли —3,8°. Общее понижение температуры верхнего слоя пород объясняется изменением снежного покрова, уплотнением и удалением снега при застройке территории, строительством почти всех зданий и сооружений по методу сохранения многолетнемерзлого состояния и других факторов.

Повышение температурного режима горных пород на территории освоения, а также непосредственно под зданиями происходит на тех участках, когда создаются благоприятные условия для поступления тепла в породу (при больших снежных заносах, вследствие непродуманной инженерной подготовки территории, нарушении режима эксплуатации зданий и т. д.). Это приводит к развитию различных мерзлотных инженерно-геологических процессов и явлений и деформациям зданий и сооружений. Выбор мероприятий по борьбе с нежелательными последствиями этих процессов и устойчивость инженерных сооружений во многом зависят от правильности прогноза возможных изменений теплового состояния многолетнемерзлых пород.

Опыт строительства в районе развития избыточно и недостаточно увлажненных пород. Опыт проектирования и строительства промышленных и гражданских зданий и сооружений, а также наблюдения за состоянием возведенных и эксплуатируемых зданий на Урале указывают в целом на достаточно благоприятную инженерно-геологическую обстановку. Основаниями сооружений в условиях Урала в преобладающем большинстве случаев служат неперемещенные продукты выветривания скальных горных пород — элювиальные образования и реже делювиальные, аллювиальные и озерно-болотные отложения. Более 70% зданий и сооружений в таких крупных городах, как Свердловск, Магнитогорск, Челябинск, Нижний Тагил, и других построено на элювиальных грунтах (Корженко, 1967). Элювиальные образования отличаются многообразием видов и свойств, неоднородностью состава и сложения, своеобразными условиями залегания. Они представлены глинистыми разностями твердой и полутвердой консистенции (суглинки,

глины и супеси), разнозернистыми неоднородными песками, крупиообломочными грунтами, выветрелыми скальными породами и рухляком. Характерной особенностью несkalьных элювиальных образований является пылеватость (до 70% пыли), высокая пористость (от 30—50 до 60%), высокая гидрофильтрность минералов. Как характерную особенность элювиальных пылеватых песков и супесей следует отметить их склонность в маловлажном состоянии к просадкам при замачивании (преимущественно элювий туфовых пород). Встречаются также разновидности, обладающие плавунными свойствами (элювий аплита, гранит-аплита и другие жильные включения).

В целом элювиальные образования на Урале отличаются переменной мощностью толщ и неоднородностью свойств как по глубине, так и по площади. В большинстве случаев мощность несkalьного элювия не превышает 10—20 м, при этом четкая граница перехода несkalьного элювия в выветрелую породу в большинстве случаев отсутствует. В случае наклонного залегания материнских пород (преимущественно метаморфизованных сланцев) встречается чередование слоев выветрелой горной породы и несkalьного элювия.

Специфику инженерно-геологических условий большей части описываемой территории Урала определяет также наличие близко залегающих грунтовых вод и значительная глубина сезонного промерзания грунтов. Эти особенности обусловливают повышенную склонность пылеватых грунтов оснований к морозному пучению.

До начала 60-х годов, когда были приштаты указания по проектированию и исследованию естественных оснований из элювиальных грунтов для условий Урала, проектирование и строительство на таких грунтах проводились по общесоюзовым нормативам. Это нередко приводило либо к неполному использованию несущей способности элювиальных грунтов оснований и увеличению стоимости фундаментов, либо прочностные свойства элювия переоценивались и происходили непредвиденные деформации сооружений (Корженко, 1963).

Анализ опыта строительства показывает, что встречающиеся случаи деформаций сооружений вызваны двумя основными причинами: неравномерными осадками фундаментов на различно сжимаемых основаниях и морозным пучением грунтов основания. Как правило, такие деформации обусловлены недостаточным учетом инженерно-геологических условий участков строительства, изменением свойств грунтов в процессе строительства и эксплуатации зданий.

Проведение в недостаточном объеме инженерно-геологических изысканий и исследований грунтов, недоучет специфики инженерно-геологических условий Урала, особенно в районах залегания элювиальных образований, приводят к неправильной оценке оснований сооружений. В связи с этим в результате неправильного расчета оснований во многих случаях происходят неравномерные осадки фундаментов и деформации сооружений. Например, инженерно-геологическими изысканиями, а также при вскрытии котлована под четырехэтажное здание в Свердловске не было установлено, что под частью фундаментов залегают практически несжимаемые метаморфические сланцы. Остальные фундаменты были расположены на среднесжимаемых элювиальных суглинках, по которым проводились расчеты оснований. После возведения и сдачи в эксплуатацию здание деформировалось с образованием в стенах характерных для неравномерных осадок трещин, раскрывающихся кверху (Корженко, 1963).

Сжимаемость элювиальных грунтов нередко меняется на очень близких расстояниях. В процессе строительства в котлованах обнару-

живаются не установленные при изысканиях «карманы» выветривания, линзы переувлажненных сильноожимаемых грунтов, типичные плыты. В этих случаях приходится проводить дополнительные изыскания, вносить существенные изменения в проекты, проводить различные мероприятия, направленные на выравнивание величин осадок или на приспособление зданий и сооружений к неравномерным осадкам. Все это вызывает задержки в строительстве и увеличение стоимости фундаментов. Так, при вскрытии котлована под торцевой частью строящегося трехэтажного корпуса в элювиальных руляхах амфиболитовых сланцев был обнаружен «карман» выветривания глубиной 15–18 м, заполненный сильноожимаемым элювиальным суглинком. При изысканиях «карман» выветривания обнаружен не был. В связи с тем что на большей части площадки были уже закончены фундаменты, перенос здания или его сдвижка были невозможны. Пришлось провести мероприятия, исключающие недопустимую разность осадок. Под торцевой частью здания, где располагался «карман» выветривания, была отсыпана с уплотнением тяжелыми трамбовками до отказа распределительная подушка из жесткого (не элювиального) щебня на высоту до 2 м с врезом ее на бортах «кармана» в руляхи. После этого были выполнены фундаменты по проекту. Осадки фундаментов на щебеноочной подушке, как показали геодезические наблюдения, были близки к осадкам на руляхах. Каких-либо видимых деформаций в здании на границе между руляхами и щебеноочной подушкой не обнаружено. Это говорит об эффективности применения такого метода в специфических для элювиальных образований инженерно-геологических условиях.

Указанные неточности и ошибки, как правило, можно своевременно выявить и устранить на основе объективного обследования состояния грунтов в разработанных котлованах и корректировки проектного решения оснований и фундаментов.

При производстве работ по устройству оснований и фундаментов, а также в период эксплуатации сооружений часто происходит нарушение природных свойств грунтов, что служит одной из основных причин деформаций зданий и сооружений на Урале. Значительным деформациям подвергаются здания вследствие морозного пучения и последующих осадок элювиальных грунтов. Характерной особенностью элювиальных образований является то, что при определенной влажности пучинистыми становятся не только мелкодисперсные разности, но и крупнообломочные руляковые грунты, руляхи и даже разборная скала с глинистым заполнителем по трещинам, особенно метаморфические сланцы (Корженко, 1967). Пучение развивается чаще всего в том случае, если в предпостроечный период при неоправданных простоях разработанных котлованов грунты основания подвергаются периодическому увлажнению атмосферными осадками и промораживанию в зимнее время. Последующее оттаивание распущенных грунтов вызывает деформации строящихся зданий. Типичным примером последствий промораживания грунтов основания в котлованах является деформация четырехэтажного здания вспомогательного корпуса на Свердловском жиркомбинате. Монолитные железобетонные фундаменты под колонны имели размеры в плане 4×4 и $4,5 \times 4,5$ м при величине среднего давления по подошве $2 \cdot 10^{-5}$ — $2,5 \cdot 10^{-5}$ Па. Инженерно-геологические условия площадки строительства корпуса были весьма сложными и оказались недостаточно изученными при первоначальных изысканиях. Дальнейшим уточнением, проведенным уже после заложения фундаментов на большей части площадки, было установлено, что здание располагается на двух «карманах» выветривания, заполненных элювиальными суглинками порfirитов пла-

стичной консистенции. «Карманы» характеризовались весьма крутым падением подстилающих их руляков рассланцовавшего порфирита. Неблагоприятное расположение здания (на различно сжимаемых грунтах) усугубилось промораживанием в оставленном на зиму открытом котловане на глубину 0,3—0,8 м водонасыщенных суглинков в верхней части «карманов». Фундаменты возводились в зимнее время. После оттаивания расщученных грунтов в стенах возведенного до первого этажа здания появились трещины размером до 1—2 см. Сжимаемость грунтов при оттавлении возросла в 5—6 раз.

Учитывая псодопородное сложение грунтов площадки, а также резкое снижение несущей способности основания в верхней промороженной части «карманов», было принято решение осуществлять монтаж здания, в том числе и на промороженной части основания, путем постепенной передачи нагрузки на основание от веса каждого этажа. Для исключения возможного повреждения конструкций узлы сопряжения железобетонных ригелей и колонн не омоноличивались до тех пор, пока осадка от нагрузки каждого этажа не достигала условной стабилизации в 4—5 мм/мес. Общий срок монтажа всех этажей, включая полное омоноличивание всех узлов, составил около одного года. Возведенное затем здание находится в условиях нормальной эксплуатации.

Деформации строящихся зданий от промораживания пу-чилистых грунтов в основании встречаются на Урале довольно часто. По этой причине наблюдалось образование трещин в стенах при строительстве механосборочного цеха одного из предприятий Свердловска, в ряде жилых домов завода Уралмаш, паровозовагонного депо Верх-Исетского завода и др. (рис. 13).

Во избежание пучения почв в основании сооружений необходимым условием является соблюдение при строительстве требований к глубине заложения фундаментов. На ос-

нове наблюдений за глубиной промерзания в различных пунктах Урала составлена региональная схематическая карта средних многолетних глубин сезонного промерзания глинистых грунтов (рис. 14). Составленная карта (Швцц, 1966) существенно уточняет значения нормативных глубин промерзания, рекомендуемых СНиП II-Б.1-62 и показанных на карте пунктирной линией. Нормативную глубину промерзания супесчаных и песчаных, а также крупнообломочных и руляковых грунтов устанавливают по этой же карте, умножая значения нормативных глубин глинистых грунтов соответственно на 1,2 и 1,4. Следует заметить,



Рис. 13. Схематическая карта средних многолетних глубин сезонного промерзания глинистых грунтов Урала:

1 — изолинии нормативных групп промер-
зания; 2 — то же по схематической карте
СН-П II. Б 162

СНиП II-Б. I-62

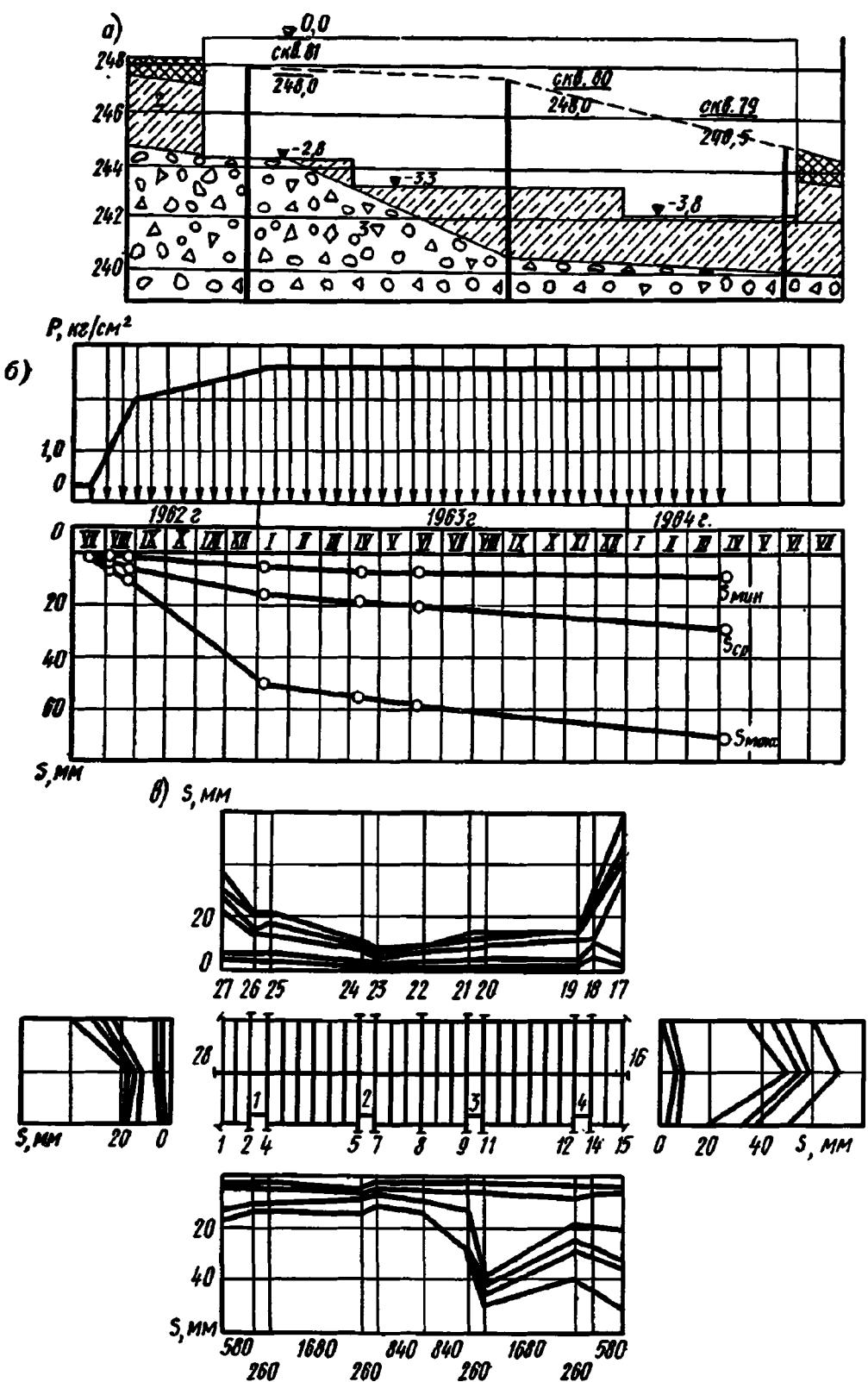


Рис. 14. Развитие деформаций при замачивании элювиальных глинистых грунтов в основании дома:
а — продольный инженерно-геологический разрез, б — график роста давления и хода осадок во времени, в — график осадок марок в щоколе фундамента

что рекомендуемые картой глубины определены для наибольшего промерзания глинистых грунтов под оголенной от снега поверхностью на площадках, расположенных вне черты застройки. В условиях существующей застройки, особенно городской, нормативная глубина промерзания может быть уменьшена исходя из опыта строительства и наблюдений за глубиной промерзания.

Следует отметить, что большинство видов элювиальных грунтов подвержено разрушению природной структуры под влиянием атмосферных воздействий. Поэтому простой котлованов, вызывающие промораживание грунтов зимой, недопустимы и в летнее время. При значительной скорости «атмосферного выветривания» разработка котлованов должна вестись с недобором грунта до проектной отметки подошвы фундаментов, а перерыв в производстве работ должен быть исключен.

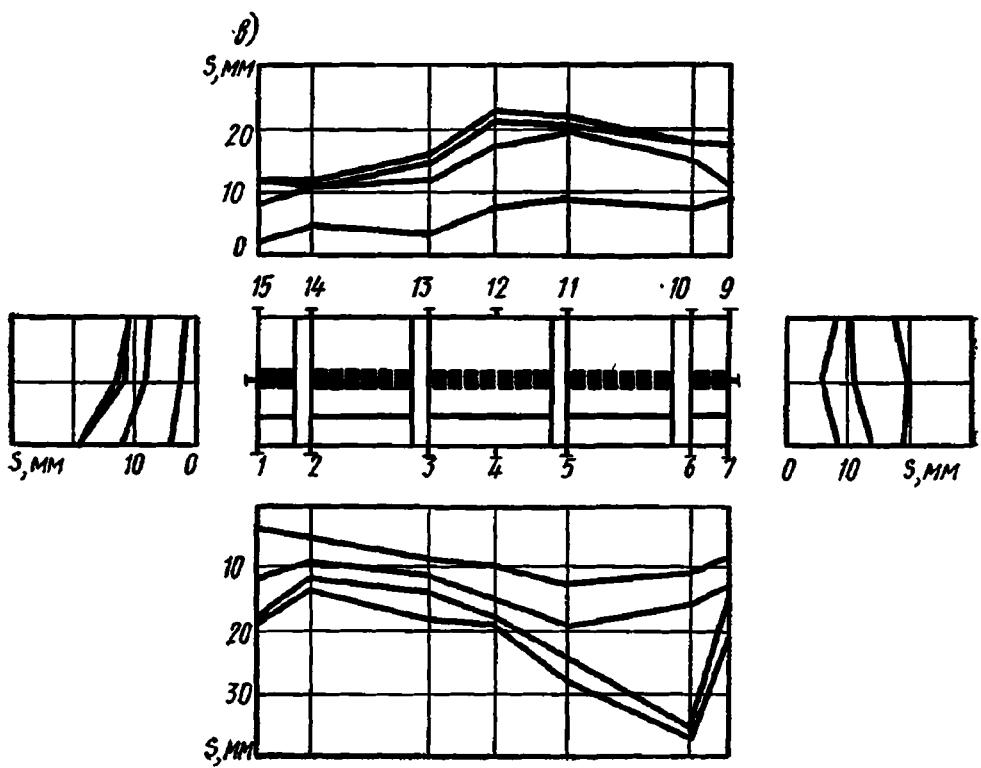
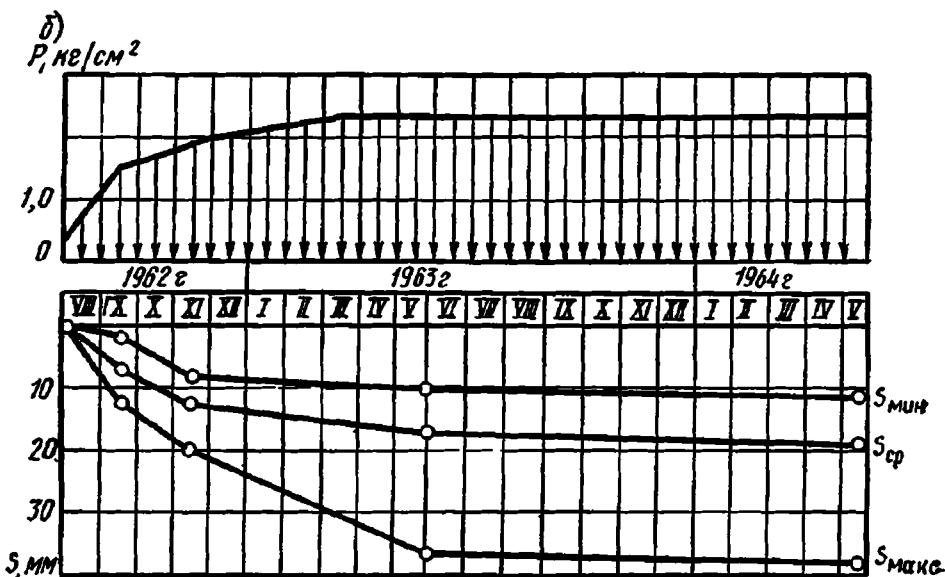
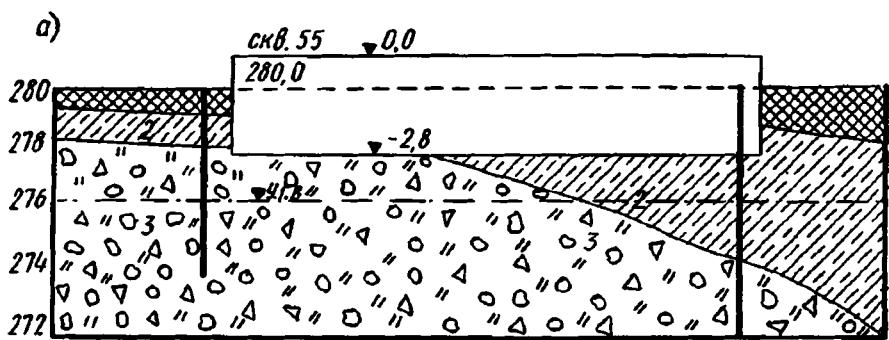
Снижение несущей способности грунтов оснований во многих случаях связано с изменением гидрогеологического режима на площадках строительства и в период эксплуатации сооружений при повышении или понижении уровня грунтовых вод, а также с увеличением природной влажности грунта при замачивании оснований. Последнее характерно для отдельных площадок на Южном и Среднем Урале, где имеют распространение маловажные элювиальные суглинки, супеси и пылеватые пески (так называемые «сапролиты»), дающие деформации типа просадки при увлажнении. Так, после 10-летней нормальной эксплуатации в продольной фасадной стене здания литейного цеха турбомоторного завода в Свердловске образовалась вертикальная трещина с раскрытием сверху до 80—100 мм. Грунты основания представлены высокопористым суглинистым сапролитом метаморфических сланцев со степенью водонасыщения около 0,6. Обследование показало, что внезапное обводнение грунтов при утечке из водопровода вызвало деформацию типа просадки (Корженко, 1963).

Аналогичная просадка маловлажных элювиальных глинистых грунтов произошла в основании крупнопанельного дома в Челябинске, характер деформации которого приведен на рис. 15.

Обводнение грунтов оснований и вследствие этого снижение их несущей способности нередко происходят, если при производстве земляных и подземных работ вблизи фундаментов существующих зданий допускаются нарушения земляных и водопонизительных работ.

Значительную опасность представляет замачивание оснований при аварийном сбросе технологических вод, а также вследствие постоянных утечек производственных вод. Это в первую очередь относится к предприятиям, технологически связанным с потреблением и производством (прямым или побочным) кислот и щелочей. Примером деформаций подобного рода могут служить отдельные здания на предприятиях черной металлургии, машиностроения медеэлектролитного, медеплавильного и алюминиевого производств. Причиной деформаций является подъем фундаментов вследствие «химического» набухания грунтов в результате взаимодействия глинистых минералов с закисложеными водами, а также в результате явления кристаллизации солей при выпадении их в осадок в поры грунта из щелочных растворов.

Последствия возможности замачивания технологическими водами, характерного для каждого промышленного производства, так же как и изменение гидрогеологического режима, должны подвергаться тщательному анализу не только при инженерно-геологических изысканиях, но и главным образом на стадии рабочего проектирования. Это позволит предусмотреть комплекс мероприятий, направленных на устранение причин, вызывающих нарушение природных свойств грунтов.



Как показывает опыт строительства, чаще всего деформации сооружений происходят в результате неравномерных осадок фундаментов на различно сжимаемых основаниях, причем наиболее сильное влияние на здания оказывает неодинаковая сжимаемость грунтов в плане. В этом случае не удается добиться одинаковой осадки фундаментов даже варьированием по длине здания величин, передаваемых на основание, давлений от фундаментов.

Наблюдения за осадками фундаментов крупнопанельных зданий массового строительства (в основном пятиэтажных) показали, что целесообразно разделить основания по значениям коэффициента изменчивости сжимаемости α_E на практически однородные ($\alpha_E < 1,5$), неоднородные ($1,5 \leq \alpha_E \leq 2,5$) и крайне неоднородные ($\alpha_E > 2,5$). При этом α_E оценивается отношением максимального и минимального значения модулей деформации основания на отметке заложения фундаментов

$$\left(\alpha_E = \frac{E_{\max}}{E_{\min}} \right).$$

Численные значения α_E устанавливают при испытаниях сжимаемости основания (штампом, пенетрацией, в компрессионных приборах) в 3—4 характерных по литологическому строению местах котлована перед заливкой фундаментов. Исходя из указанного разделения, приведем краткий анализ влияния коэффициента изменчивости сжимаемости на неравномерность осадок и характер деформаций крупнопанельных домов при минимальном значении модуля деформации $50 \cdot 10^{-5} \leq E_{\min} \leq 100 \cdot 10^{-5}$ Па.

1. Осадки фундаментов на практически однородных по сжимаемости основаниях протекают равномерно. Разность максимальных и минимальных величин осадок и их отклонение от средней осадки, так же как и величины относительной неравномерности осадки (кремы, прогибы, перекосы), находятся ниже установленных СНиП II-Б. 1-62 величин предельных деформаций оснований фундаментов. Поэтому использование естественных оснований в этих случаях может производиться без применения каких-либо мероприятий, направленных на уменьшение неравномерности сжимаемости основания или повышения жесткости фундаментов.

2. Осадки фундаментов на неоднородных по сжимаемости основаниях в период строительства и эксплуатации имели значительную неравномерность, превышая величины предельных деформаций по СНиП. Следствием указанного явились деформации в панелях на 1-м и 2-м этажах с раскрытием трещин в 1,0—1,5 мм, а на 3-м и 5-м этажах с раскрытием в 0,5—0,8 мм.

Применение в подобных грунтовых условиях железобетонных поясков жесткости в фундаментных стенах позволяет существенно перераспределить неравномерность осадок и избежать значительных деформаций в несущих и самонесущих стенах.

В целом при строительстве на неоднородных по сжимаемости основаниях следует применять комплекс мероприятий, уменьшающих величину деформаций оснований или приспособляющих здания и сооружения к их восприятию (увеличение глубины заложения и размеров подошвы фундаментов, повышение общей жесткости здания, устройство осадочных швов и т. п.).

Рис. 15. Развитие деформаций при осадке фундамента дома на практически однородном по сжимаемости основании:
а — продольный инженерно-геологический разрез, б — график роста давления и хода осадок во времени, в — график осадок марок в цоколе фундамента.

3. Осадки фундаментов на крайне неоднородных по сжимаемости основаниях характеризуются чрезмерной неравномерностью и сопровождаются недопустимыми деформациями в несущих и самонесущих стенах. Максимальные значения относительной неравномерности осадок в 1,7—2,0 раза превышают рекомендуемые СНиП значения, а сами здания получают горизонтальные смещения в направлении максимальных осадок.

Опыт устройства крупнопанельных зданий на крайне неоднородных по сжимаемости основаниях при значениях минимального модуля деформации в интервале $40 \cdot 10^{-5}$ — $60 \cdot 10^{-5}$ Па подтвердил высокую эффективность применения фундаментальных поясов жесткости, устраиваемых либо непрерывными под всеми несущими и самонесущими стенами, либо на уровне верха фундаментальных подушек, что более предпочтительно, либо на цоколе здания. В местах наибольшей неравномерности осадки фундаментов пояса жесткости хотя и получают деформации в виде трещин без повреждения арматуры размером 2—3 и даже 5 мм, однако они существенным образом сглаживают влияние этих осадок на деформации здания.

Опыт крупнопанельного строительства на крайне неоднородных по сжимаемости основаниях показал, что только одно повышение жесткости фундаментов за счет устройства в них поясов жесткости не всегда является вполне достаточным. При значениях коэффициента изменчивости сжимаемости $\alpha_k > 3$ целесообразно применение дополнительных мероприятий, оправдавших себя при строительстве на слабых и неравномерно сжимаемых основаниях, или переходить на устройство свайных фундаментов.

Уменьшение воздействия неравномерных осадок оснований фундаментов на здания и сооружения,озводимые на неравномерно сжимаемых, в том числе слабых водонасыщенных грунтах, в практике строительства на Урале достигается следующими мероприятиями: 1) устройством под фундаментами распределительных песчаных или щебнистых подушек на глубину, определяемую расчетом, с послойной укладкой и тщательным уплотнением слоев; 2) применением конструкций зданий и сооружений, специально приспособленных к неравномерным осадкам (прежде всего это выравнивание расчетных осадок путем варьирования размеров подошвы фундаментов, т. е. величиной расчетного давления и их глубиной заложения). Эти приемы проектирования широко используются в практике всех видов строительства на Урале.

Осуществляются также мероприятия, направленные на повышение прочности и жесткости. Весьма эффективным, как уже указывалось выше, является устройство фундаментальных поясов жесткости, применяемое в практике гражданского строительства.

При строительстве на слабых водонасыщенных грунтах, а также на площадках, сложенных элювиальными образованиями с «карманами» выветривания, заполненных, как правило, глинистыми грунтами пластичной консистенции, полностью оправдал себя метод постепенной передачи давлений на основание. Последнее, способствуя равномерному отжатию поровой и свободной влаги из грунтов основания в менее нагруженные области, создает тем самым более благоприятные условия для равномерной, хотя и значительной по величине осадки фундаментов.

Широко используются свайные фундаменты, как забивные, так и набивные. Применение свайных фундаментов на Урале началось с 60-х годов. В числе забивных свай, наряду с традиционными призматическими постоянного сечения по длине ствола, при строительстве на слабых грунтах применяют сваи специальной формы с уширением на

стволе и трапецеидальные с двумя наклонными гранями. Использование свай специальной формы позволяет в 1,2—1,5 раза повысить по сравнению с призматическими сваями их несущую способность в слабых грунтах при том же расходе материала. Длина забивных свай составляет обычно 6—10, реже 12 м. Наличие близко залегающих плотных грунтов, что особенно характерно для районов с элювиальными образованиями, делает возможным применение и набивных свай как постоянного сечения по длине, так и с уширением на острие или на стволе. Применение таких свай (особенно как свай-стоеч) эффективно в условиях переменного залегания крупнообломочных и скальных грунтов.

Строительство дорог. Дорожное строительство на Урале сосредоточено главным образом в наиболее освоенных южных и центральных районах региона. Здесь развита густая сеть железных и автомобильных дорог, пересекающихся в меридиональном и широтном направлениях. Трассы дорог проходят преимущественно по речным террасам, поверхностям выравнивания, в межгорных понижениях и котловинах. Определившие трудности возникают при проектировании дорог в горах, где необходимо прокладывать магистральные трассы и подъездные пути к отдельным месторождениям на больших высотах (400—600 м и более), строить для них тунNELи. Кроме того, большая изменчивость речных русел, заболоченность отдельных участков, широкое развитие карстовых, оползневых и эрозионных процессов и явлений также осложняют проектирование и строительство дорог.

Особенностями сооружения земляного полотна в условиях Урала являются обилие атмосферных осадков, довольно широкое распространение пыльватых и влагоемких грунтов, глубокое сезонное промерзание, сложность водоотвода на пониженных и заболоченных участках. Эти особенности создают благоприятные условия для развития процессов пучения, которые вызывают массовые деформации земляного полотна почти на всех железных и автомобильных дорогах Урала. Помимо этого характерными видами деформаций на дорогах являются размыв и оплыивание откосов, осадки земляного полотна дорог, проложенных по заболоченным территориям.

Пучинообразование на дорогах Урала имеет некоторые специфические особенности, связанные со своеобразными инженерно-геологическими свойствами глинистых элювиальных грунтов, которые довольно часто используются для отсыпки насыпей, вскрываются большинством выемок и слагают основную площадку земляного полотна.

Наиболее широко пучины развиты в выемках и на нулевых местах, значительно реже на насыпях, что связано прежде всего с большим увлажнением грунтов в выемках. На железных дорогах Южного и Среднего Урала пучины развивались почти во всех выемках, вскрывающих глинистые элювиальные грунты. Например, на Брединской дистанции пути Южно-Уральской железной дороги до капитального ремонта во всех без исключения выемках имелись пучины, высота которых иногда доходила до 100—120 мм. Увлажнение грунтов происходило здесь только за счет атмосферных осадков, так как грунтовые воды на этом отрезке залегают достаточно глубоко. При строительных работах противопучинных мероприятий не проводилось, в результате чего количество пучин здесь в целом увеличилось почти в три раза (Пономаренко и др., 1965).

Характерной особенностью элювиальных глинистых грунтов, как уже указывалось ранее, является их пылеватость и высокая пористость, в связи с чем они обладают высокой влагоемкостью и слабой водоотда-

чай и концентрируют в себе достаточное количество влаги за счет атмосферных осадков, особенно при плохом поверхностном водоотводе. При обследовании отдельных выемок на железнодорожной линии Свердловск — Курган было установлено, что естественная влажность пучинистых грунтов (элювиальных глин и суглиников), которые имели полутвердую и реже тугопластичную консистенцию, при увлажнении атмосферными осадками достигла 75—80% их полной влагоемкости. В этих выемках наблюдалось образование пучин высотой до 90 мм. Наиболее ненормально пучение наблюдается, как правило, на контактах литологических разностей грунтов основания. Особенно интенсивно пучение происходит в жирных глинах — элювии талько-хлоритовых и кварцево-слюдистых сланцев (Яковенко, 1965).

Устранение пучин на дорогах является сложной и трудоемкой работой. До 50-х годов на большинстве дорог преимущественно применялись поперечные дренажные прорези, которые, как показала практика, не могли устранить пучинобразование. В дальнейшем широкое применение на всех дорогах Урала получили такие высокоэффективные способы, как устройство шлаковых и асбестовых противопучинных подушек и подъем пути на асBESTОВЫЙ балласт. Например, с 1957 по 1963 г. на Брединской и Магнитогорской дистанциях пути Южно-Уральской железной дороги было устроено 60,8 км шлаковых подушек и 21,8 км подушек из асBESTОВОГО балласта, в результате чего протяжение пучин здесь снизилось почти в 4 раза, а все крупные пучины полностью ликвидированы (Пономаренко и др., 1965).

Массовый характер на всех дорогах Урала имеют деформации откосов (размыты откосов, сплыты и оползни). Обследования многих дорог региона, проводимые сотрудниками ВНИИ транспортного строительства, показали, что такие поверхностные деформации захватывают слои на глубину от 0,3 до 1,0 м и в основном проявляются в первые годы эксплуатации земляного полотна, чаще всего в выемках на откосах северной экспозиции в весенне, реже осенне, время и на откосах насыпей. На неукрепленных откосах поверхностные деформации развиваются всюду. Укрепление откосов, которое производится одерновкой, покрытием песком, асBESTОвой крошкой и шлаком, не всегда обеспечивает их устойчивость. Одним из высокоэффективных мероприятий для осушения и укрепления откосов земляного полотна является применение (наряду с другими инженерными способами) активного биологического дренажа — травяного покрова. Например, на многих выемках Южно-Уральской и Свердловской железных дорог (отрезки Смолино—Челябинск—Южный, Карталы—Магнитогорск, Свердловск—Курган и другие) сплыты откосов, сложенных пылеватыми суглиниками, после укрепления их травяным покровом прекратились. Производственными опытами доказано, что если при осушении грунта откоса травяным покровом осени (предзимия) влажность грунтов земляного полотна оказывается меньше 0,7 влажности на пределе текучести, то переувлажнение грунтов в зимнее время не происходит и откос находится в устойчивом состоянии.

Разработка месторождений. Разрабатываемые на Урале месторождения разнообразных полезных ископаемых в основном сосредоточены в южной, средней и частично в северной его части. Располагаясь в различных тектонических зонах Урало-Новоземельской складчатой области, все месторождения отличаются своеобразными инженерно-геологическими условиями. Опыт горных разработок, имеющий на Урале более чем 250-летнюю историю, показывает, что наиболее важными инженерно-геологическими факторами, влияющими на условия вскрытия, под-

готовки и эксплуатации месторождения, а также на характер деформирования пород вокруг выработок, являются физические свойства пород, условия их залегания и степень трещиноватости, тектоническая нарушенность и закарстованность, обводненность и газоносность месторождения.

Нормальная разработка большинства месторождений региона (угольных, медных, бокситовых, калийных солей и др.) существенно затруднена в связи с закарстованностью и обводненностью широкораспространенных на Урале пород карбонатной формации, которые, как правило, отличаются значительной тектонической нарушенностью. В связи с этим в процессе эксплуатации месторождений приходится вести постоянную борьбу с притоком карстовых вод в выработки. Водопритоки в шахты и карьеры бывают настолько велики, что проходка возможна только с применением специальных методов. Например, на Восточном склоне Урала и в Зауралье приток воды в шахты достигает 200—300 м³/ч, а в отдельных случаях даже 600—800 м³/ч. По данным И. А. Печоркина и Г. И. Карзенкова (1964), особенно водообильными являются шахты Кизеловского угольного бассейна. Приток карстовых вод в капитальные шахты здесь иногда достигает 2500 м³/ч и более. Причем повышенные притоки в шахты отмечаются и при строительстве, и при эксплуатации.

Значительные водопритоки в шахты, в сумме достигающие нескольких тысяч кубометров в час, отмечались на Североуральских бокситовых рудниках (Алексеевский, 1960), приуроченных к обширной карстовой провинции Тагильского синклиниория. Породы карбонатной формации здесь сильно закарстованы до глубины 1000 м, коэффициент закарстованности изменяется от 2—5% в верхней зоне до 0,4—0,2% на глубине 300 м. Древние карстовые полости, как правило, заполнены осадками бокситового и алеврит-аргиллитового состава. Источниками обводнения рудников служат атмосферные осадки, воды рек, приток из удаленных карстовых водоносных горизонтов, из некарстующихся трещинных пород и статические запасы вод (Попов, 1969).

Водопритоки в горные выработки часто резко увеличиваются в связи с суффозионным выносом заполнителя карстовых полостей, иногда с внезапным выбросом заполнителя в выработки. Последнее явление наиболее опасно, часто имеет катастрофический характер, нарушает нормальные условия горных работ и требует длительной и трудоемкой очистки выработок. В частности, значительные внезапные выбросы карстового заполнителя известны в шахтах Кизеловского угольного бассейна, из-за чего возросли затраты на эксплуатацию месторождения.

Сотрудниками ВСЕГИНГЕО установлено, что возникновение и развитие суффозии зависит от ряда факторов, наиболее важными из которых являются большие градиенты фильтрации, которые создаются при проведении горных работ на больших глубинах. Не менее важное значение имеет степень закарстованности массива, глубина, расположение, форма и величина карстовых полостей, состав и свойства карстового заполнителя (Скворцов и Гамалей, 1968).

Практика показала, что наиболее сложно в закарстованных водоносных породах вести проходку вертикальных шахтных стволов. В этих случаях приходится применять специальные методы проходки (способы тампонирования глинами и цементом или комбинировать его способом замораживания в случае наличия мощной закарстованной толщи).

Определенные трудности возникают при проведении таких работ в соляных шахтах. В процессе проходки шахтных стволов в соляных по-

родах образуются различные трещины, по которым в выработку могут проникать рассолы. Трещиноватость пород увеличивается при бурении замораживающих скважин ударным способом, а также в результате проявления горного давления. Поскольку рассолы в покровной соли распределены крайне неравномерно, то при замораживании в массиве образуется область с весьма сложной сетью напряжений. Замораживающие скважины при этом оказываются центром напряжений, от которых расходятся пересекающиеся трещины. Такие явления отмечались при проходке почти всех шахтных стволов Соликамского и Березниковского калийных рудников. Так, в период эксплуатации ствола № 2 Соликамского рудника по вертикальным и наклонным трещинам в верхней части соляных пород, а также трещинам вокруг замораживающих скважин рассолы на контакте водосодержащих и соляных пород неоднократно проникали в зону карнолитовых пород, растворяя кариолит и образуя различные карстовые полости. Это вызывало прогрессирующие водопритоки в ствол шахты.

Растворяя соляные породы, подземные воды превращаются в рассолы высокой концентрации, которые, в свою очередь, интенсивно разрушают бетонную крепь. Наиболее агрессивными по отношению к бетону являются рассолы, содержащие магнезиальные соли. При наличии чугунной тюбинговой крепи также отмечается проникновение рассолов из контактной зоны, которое происходит в основном по горизонтальным и вертикальным швам тюбинговой колонны. Для ликвидации карстовых пустот и водопритоков проводится цементация и битуминизация заствольного пространства, что требует приостановки эксплуатационных работ (Бельтиков, 1969). Наиболее эффективным способом водоподавления в шахтах оказался способ битумизации, который успешно применялся во многих шахтных стволов горно-химической и угольной промышленности.

При разработке месторождений подземным способом применяются преимущественно системы слоевого обрушения, массового обрушения покрывающих и вмещающих пород. В последние 15—20 лет на многих рудниках широкое применение получила камерно-столбовая система разработки пород с закладкой выработанного пространства искусственными целиками. Выбор системы разработки диктуется своеобразием инженерно-геологических условий месторождения и экономической эффективностью применяемого метода в каждом конкретном случае, опираясь на имеющийся опыт. Так, многолетний опыт проведения горных работ шахтами в Кизеловском угольном бассейне показал, что разработка пластов с обрушением пород в условиях глубокого развития карста и сложной гидрогеологической обстановки сопровождается значительными (10—14 тыс. м³/ч) суммарными водопритоками в выработки шахт бассейна. Ограничить притоки воды возможно применением систем с оставлением опорных столбов угля или с полной закладкой выработанного пространства. Но в результате значительных (до 50%) потерь ценных углей в опорных столбах камерные системы применять нецелесообразно. Практика подтвердила возможность применения системы с обрушением покрывающих пород в случае правильного прогноза возможных изменений режима подземных вод. Это позволяет разработать мероприятия по сокращению водопритоков в выработки и обеспечить безопасность работ (Сидоров, 1955).

Особенностью многих угольных и медноколчеданных месторождений Урала является склонность руд и углей к самовозгоранию, что создает опасность подземных пожаров. Правильный выбор системы разработки таких месторождений имеет большое значение, поскольку

предупреждение и тушение пожаров в шахтах, особенно на больших глубинах, крайне сложно. В целях противопожарной профилактики на таких месторождениях в последние 15—20 лет стали проводить заливание пожарных зон густой сетью глинистой пульпы по всей площади месторождения и на всю глубину. Внедрение этих мероприятий позволило на уральских медных рудниках применять высокоэффективные системы разработки с обрушением руды и вмещающих пород. Применение этой системы без противопожарного заливания способствует большей пожароопасности по сравнению с системой словесного обрушения (Минаев и др., 1967). Разработку угольных месторождений на участках крутопадающих пластов с углами, склонными к самовозгоранию (например, Гремячинское месторождение), как показал опыт, целесообразнее проводить с закладкой выработанного пространства (Сидоров, 1955).

При разработке месторождений подземным способом чаще всего возникают горно-геологические явления, вызванные нарушением горными выработками естественного напряженного состояния массива пород. Изменение внутренних условий массива при проходке шахтного ствола и в процессе эксплуатации приводит к снижению прочностных свойств пород и, при определенных условиях, к проявлению горного давления. Прорывы подземных вод в выработки, супфозия, ведение взрывных и других работ, увеличивающих трещиноватость массива, некачественное крепление выработок способствуют ухудшению прочностных свойств окружающих пород. В зависимости от естественного напряженного состояния, прочности и трещиноватости горных пород массива, а также от ряда производственных факторов проявление горного давления имеет различный характер (динамическое проявление горного давления, неупругие формы проявления и хрупкое разрушение — отслаивание и обрушение пород кровли) (Кацауров, 1961).

Наибольшую сложность представляют динамические проявления горного давления в виде горных ударов, внезапного выброса угля и газа при разработке месторождений на больших глубинах. Так, интенсивное увеличение глубины шахт на угольных месторождениях Кизеловского бассейна, как указывает И. Н. Сидоров, (1955), неоднократно сопровождалось на отдельных участках внезапными горными ударами и бурным обрушением пород кровли, внезапными выбросами угольной пыли и газа, повышением газообильности. Горные удары происходят в основном на тех участках, где залегают крепкие покрывающие карбонатные породы и песчаники, а также при наличии в бассейне довольно крепких углей. В некоторых случаях, несмотря на увеличение выработанного пространства, такие породы не обрушаются и зависают, создавая сильное давление на массив угля впереди очистного забоя. Взрывные работы, обрушение карстовых полостей и прочее создают дополнительные ударные нагрузки на опору, находящуюся в сильно напряженном состоянии. В результате этого могут происходить горные удары значительной силы. Характерно, что с увеличением глубины шахт в бассейне возрастает количество горных ударов. Так, на глубине 200 м было зарегистрировано 2 удара, а на глубине 500—600 м — 24 удара.

Для предотвращения и снижения опасности горных ударов применяется ряд мероприятий, основными из которых являются первоочередная выемка защитных пластов и переход на вскрытие и разработку пластов полевыми штреками, увеличение скорости продвижения забоев, обязательная выемка угольных целиков, применение более эффективных совершенных видов крепи (Сидоров, 1955).

Под влиянием подземных горных разработок происходит сдвижение пород, которое почти во всех рудниках и шахтах Урала проявляется в виде провалов, трещин и деформаций без разрыва сплошности, создавая угрозу наземным зданиям и сооружениям. Характер сдвижения горных пород зависит от ряда инженерно-геологических и горно-технологических факторов района месторождения (свойств и состава пород, их условий залегания, размеров выработанного пространства, глубины выработки и др.). Как известно, основным параметром этого процесса является угол сдвижения, определение которого имеет очень большое значение для установления границ зоны опасных деформаций. Так, многолетними (с 1946 до 1963 г.) комплексными исследованиями, проведенными лабораторией сдвижения и горного давления института «Унипроммедь» на меднорудных месторождениях Урала, большинство из которых приурочено к зеленокаменной серии пород силура и девона Тагильского синклиниория, установлено, что параметры сдвижения горных пород определяются прежде всего углом падения рудного тела, размерами выработанного пространства и глубиной разработки. Рудные тела на этих месторождениях в виде линз и пластов мощностью 5—60 м с углом падения 50—90° залегают согласно с вмещающими метаморфизованными эфузивами, альбитофирами, кварцево-сернистыми, хлоритовыми, серицитовыми сланцами, порфиритами и их туфами.

На разных месторождениях и отдельных участках руды и вмещающие породы отличаются различной крепостью и устойчивостью. Коэффициент крепости руд и боковых пород, по Протодьяконову, изменяется в целом от 3 до 20 (для пород лежачего бока происходит в том случае, если угол падения пород превышает 50—60°). Причем если этот угол больше 80°, то угол сдвижения пород лежачего бока меньше, чем пород висячего бока. Если же угол падения рудных залежей больше 80° и вмещающие породы однородны, то сдвижение пород лежачего и висячего бока происходит под одним углом. Наименьшие углы сдвижения пород отмечаются в том случае, если размер выработанного пространства в плане больше глубины отработки в 1,5—2 раза. С увеличением глубины выработок углы сдвижения уменьшаются и ниже глубины 150—200 м остаются постоянными. При этом мощность рудного тела и системы разработки на глубоких горизонтах оказывают влияние только на интенсивность сдвижения (Туринцева и др., 1966). Такой прогноз изменения сдвижения горных пород в зависимости от горно-геологических факторов позволяет определить величину и интенсивность ожидаемых деформаций и разработать мероприятия для безопасного ведения горных работ, сохранения подземных выработок и поверхностных сооружений.

Многие полезные ископаемые на Урале расположены близко к земной поверхности, что при благоприятных горно-геологических условиях позволяет вести добычу открытым способом (наиболее дешевым по сравнению с шахтным). При проведении горных работ открытым способом важнейшее инженерно-геологическое значение приобретают вопросы устойчивости пород в откосах карьеров, большинство из которых имеют сейчас на Урале значительную (в сотни метров) глубину. Помимо природного происхождения деформации пород в карьерах частично вызваны горными работами. Наиболее распространенным видом деформаций откосов в Уральских карьерах является их оползание. Характер и интенсивность оползневых явлений зависят от геологического строения бортов карьера, состава и свойств пород, их тектонической нарушенности и трещиноватости, обводненности выработки. Так, довольно

частое возникновение оползней известно на многих эксплуатационных буроугольных карьерах Челябинского угленосного бассейна (Коркинском, Батурина, Волчанском и др.). Причиной оползания откосов здесь послужило, с одной стороны, наклонное залегание пород в откосах карьеров, неоднородность их состава (переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников и углей), склонность этих пород к выветриванию и размягчению при сильном увлажнении, а также обводнение карьеров атмосферными, грутовыми и производственными водами. В частности, на Коркинском карьере оползнями поражен откос площадью 40 000 м² и шириной 56 м. С поверхности здесь залегает толща покровных суглинков, через которые происходит питание водоносного горизонта нижележащих трещиноватых опок палеогена. Последние несогласно перекрывают угленосную свиту лейаса, поверхность которой имеет западины и углубления, где скапливалась поступающая из трещиноватых опок вода. При подрезке бортом таких западин происходил прорыв или постоянное поступление вод в выработку, в результате чего возникали оползни консевентного или инсеквентного типа.

На участках, где был обеспечен отвод вод из трещиноватых опок, уступы сохранялись в течение 2–3 лет и лишь на отдельных участках по мере выветривания пород в откосах происходили осыпи (Попов, 1959, 1969).

Как правило, осыпи образуются на откосах, сложенных сильно трещиноватыми скальными и полускальными породами, а также породами, склонными к интенсивному выветриванию, если угол откоса в таких породах превышает угол внутреннего трения пород в несвязном состоянии. Для предотвращения выветривания пород поверхность откосов покрывают битумными смесями, полимерными смолами, набрызг-бетоном, торкрет-бетоном и другими средствами.

Устойчивость откосов, подверженных оползанию, как показала практика, можно обеспечить в течение длительного времени при своевременном укреплении отдельных неустойчивых участков железобетонными сваями, металлическими и железобетонными штангами и гибкими тросовыми тяжами. Такие укрепительные мероприятия успешно проводились на Златоуст-Беловском, Коунрадском, Зыряновском, Коркинском и на многих других карьерах Урала. Наиболее эффективным способом стабилизации крупных оползней оказалась отсыпка контрфорсов из твердых пород, иногда в сочетании с дренажем. В частности, применение этого способа позволило остановить оползание покровных суглинков на карьере Зыряновского свинцового комбината (Галустян и Ревазов, 1970).

Другим распространенным видом деформации бортов карьеров являются обвалы в скальных изверженных и метаморфических породах. Например, такие местные деформации скальных уступов широко распространены на Центральном и Александровском железорудных карьерах Гороблагодатского рудоуправления, где они почти полностью разрушили большую часть предохранительных берм. Специальными исследованиями, проведенными сотрудниками Института горного дела на этих карьерах с целью разработки прогноза развития деформаций скальных уступов во времени, установлено, что интенсивность деформаций скальных уступов зависит главным образом от степени выветрелости минералов (кальцит, плагиоклаз, эпидот) в трещинах, природной или искусственной (от взрывов) трещиноватости массива, угла падения системы трещин в сторону выработанного пространства, а также от климатических факторов, увеличивающих выветрываемость пород. Наиболее надежным и экономичным способом борьбы с обвалами на этих карьерах

принято сооружение уширенных предохраниительных берм через 30—60 м (сдавливание и отраивание выше и ниже лежащих уступов на контуре погашения), на которых возводятся предохранительные барьеры. Приемлемо также штанговое крепление и укрепление бортов стальными сетками.

Разработка месторождений вносит существенные изменения в природную обстановку осваиваемых площадей. Прежде всего изменяются гидрогеологические условия территории месторождения и прилегающих участков, возникают различные инженерно-геологические процессы и явления, многие из которых приобретают на территории Урала региональный характер распространения, появляются новые формы рельефа.

Проведение горных работ обычно сопровождается постоянными откачками поступающих в выработку подземных вод, особенно в карстовых районах. Это приводит к нарушению гидродинамических условий территории, изменению базиса эрозии, интенсивному развитию карстовых и суффозионных процессов и в связи с этим в ряде случаев к образованию провальных форм рельефа. Например, в районе Североуральских бокситовых месторождений в результате водоотлива из шахт образовалась депрессионная воронка площадью 110 км². Понижение уровня грунтовых вод, вызванное еще и регулированием речного стока, привело к массовому появлению провальных впадин по рекам Ваграну и Колонге у Североуральска. Подобные деформации земной поверхности отмечаются на многих участках в карстовых провинциях Восточного и Западного склонов Урала, создавая опасность для отдельных промышленных, гражданских и линейных сооружений. Поэтому одним из главных вопросов при проектировании горных разработок являются долгосрочные прогнозы возможных изменений окружающей среды. Они позволяют разработать комплекс мероприятий по предупреждению развития ряда инженерно-геологических процессов и явлений, по защите наземных сооружений в случае неизбежного проявления этих процессов.

Горные разработки вызывают изменение природной обстановки и другого характера. Так, разработка угольных месторождений Урала шахтным способом обусловила возникновение крупных терриконов, которые, если они не укреплены, распыляются ветром и загрязняют атмосферу.

Длительная разработка месторождений железных руд, бокситов, каменного и бурого угля и других полезных ископаемых открытым способом привела к образованию огромных выемок-карьеров, ширина которых иногда достигает нескольких километров, а глубина доходит до нескольких сотен метров. Примерами таких гигантских карьеров могут служить заброшенный карьер Соколовского бокситового рудника близ города Каменск-Уральский, карьеры железных руд на месте горы Магнитной, угольные карьеры Челябинского угленосного бассейна (Коркинский и др.). На месте заброшенных, отработанных в прошлые столетия карьеров на Восточном и меньше на Западном склоне Южного и Среднего Урала в настоящее время образовалось множество котловин, заполненных водой и превратившихся в зарастающие озера. Вследствие этого из хозяйственного пользования исключаются большие площади полезной территории, возникают дополнительные сложности для расширения транспортной связи.

Все эти изменения необходимо предвидеть, чтобы заранее разработать проекты рационального ведения горных работ и использования территории отработанных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеевский И. Г. О снижении водосборников на металлических рудниках. — «Труды горно-геол. ин-та», вып. 54. Свердловск, 1960.
- Башенина Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. М., «Географиздат», 1948.
- Бельтиков Г. В. Водопритоки в соляных шахтах, их причины и устранение (на примере Верхнекамского месторождения калийных солей). — В кн.: Вопросы инженерной геологии при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных сооружений, шахт и карьеров (тез. докл.), вып. 1 Л., 1969.
- Вахрушев Г. В. Роль неотектоники в жизни наземных и подземных вод Башкирии. — «Мат-лы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья», т. 1 Уфа, 1962.
- Велли Ю. Я. Устойчивость зданий и сооружений в Арктике. Л., «Стройиздат», 1973.
- Велли Ю. Я., Гришин П. А. О несущей способности засоленных вечномерзлых грунтов. — «Труды Союзморшипроекта», 1963, № 3 (9).
- Велли Ю. Я., Карапуцина А. А. Засоленные вечномерзлые грунты как основания сооружений. — «II Международная конф. по мерзлотоведению», вып. 7. Якутск, 1973.
- Галустян Э. Л., Ревазов И. А. Способы искусственного укрепления откосов на карьерах. — В кн.: Вопр. ниж. геол. при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных сооружений, шахт и карьеров, вып. 2 Л., 1970.
- Золотарев Г. С. Основные проблемы инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. — В кн.: Вопросы инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Кацауров И. Н. Горное давление в вертикальных откосах. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Корженко Л. И. Основания и фундаменты в условиях Урала. Свердловск, 1963.
- Корженко Л. И. Элювиальные грунты Урала как основания сооружений — В кн.: Основания, фундаменты и подземные сооружения, вып. 2. М., «Высшая школа», 1967.
- Лидер В. А. Основные закономерности строения четвертичного покрова Урала и прилегающих к нему равнин — В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. Типы карста Урала. — В сб.: Типы карста СССР. М., «Наука», 1965.
- Минаев Б. К. и др. Исследование и внедрение систем разработки с массовым обрушением руды в условиях медноколчеданных месторождений Урала. — «Труды Ин-та «Унипроммедь», вып. 10, Свердловск, 1967.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники северного Урала. М., «Наука», 1968.
- Печоркин И. Л., Карзенков Г. И. Подземные и шахтные виды Кизеловского карстового района. — В кн.: «Карст и его народнохозяйственное значение. «Труды МОИП», т. 12. М., «Наука», 1964.
- Попов И. В. Инженерная геология СССР, ч. I. М., Изд-во Моск. ун-та, 1959.
- Попов И. В. Инженерная геология СССР, ч. 3. Урал, Западная Сибирь. М., Изд-во Моск. ун-та, 1969.
- Попомаренко Н. А., Куреный К. И., Бредюк Г. П. Эффективность применения асBESTового балласта для борьбы с пучинами на Южно-Уральской железной дороге. — В кн.: Борьба с пучинами на железных и автомобильных дорогах. М., «Транспорт», 1965.
- Проции А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.—Л., «Наука», 1965.
- Сигов А. П. Основные черты геоморфологии Урала. — В сб.: Мат-лы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья, сб 1 Уфа, 1962.
- Сигов А. П. Металлогенез МZ и KZ Урала. М., «Недра», 1969.
- Сидоров И. Н. Совершенствование методов подземной разработки уральских угольных месторождений. — «Труды горно-геол. ин-та», вып. 27. «Вопросы горного дела». Свердловск, 1955.
- Скворцов Г. Г., Гамалей В. М. Инженерно-геологические явления, связанные с карстом, на месторождениях полезных ископаемых, задачи и методы их изучения. — «Тез. докл. Междувед. совещ. по инж. геол. 1968 г.» М., Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Стрелков С. А. Север Сибири М., «Наука», 1965.
- Томирдиаро С. В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и измененностей. Магадан, 1972.
- Трофимов В. П. Основные особенности неотектоники Урала. — «Мат-лы по изучению четвертичного периода», т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Турицева В. Г., Крушатип Р. Ф., Туринцев Ю. А. Особенности сдвиже-

- ния горных пород на уральских медных рудниках с увеличением глубины разработки — «Труды Ин-та «Унипроммедь», вып. 9, Свердловск, 1966.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хворова И. В. Флишевая и инжнемолассовая формации Южного Урала. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 37. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, вып. 1.
- Швец В. Б. Элювиальные грунты как основания сооружений. М., Стройиздат, 1964.
- Швец В. Б. Фундаменты мелкого заложения на Урале. Свердловск, 1963
- Шихмуратов В. К. Псевдовулканические явления на восточном склоне южного Урала. — «Мат-лы по геоморфологии Урала», сб. 1. Уфа, 1962.
- Яковенко П. И. Пучины на железных дорогах Среднего Урала и меры борьбы с ними. — В кн.: Борьба с пучинами на железных и автомобильных дорогах. М., «Транспорт», 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть первая АЛТАЙ

Введение (Е. В. Трепетцов)	7
Раздел I	
История формирования инженерно-геологических условий Алтая	12
Глава 1. Развитие Алтая в дочетвертичное время (Е. В. Трепетцов)	12
Глава 2. Развитие Алтая в четвертичное время (О. А. Раковец, Е. В. Трепетцов)	22
Глава 3. Инженерно-геологическое районирование Алтая (Е. В. Трепетцов)	30
Раздел II	
Инженерно-геологическое региональное описание Алтая	33
Глава 4. Инженерно-геологическая характеристика Горно-Алтайского региона (Б. М. Богачкин, О. А. Раковец, Л. И. Розенберг, Е. В. Трепетцов)	33
Глава 5. Инженерно-геологическая характеристика Саланирского региона (А. М. Мысловский, Е. В. Трепетцов)	58
Глава 6. Инженерно-геологическая характеристика Кузнецкого региона (Ф. П. Ницентов, В. Е. Ольховатенко, Е. В. Трепетцов)	68
Глава 7. Инженерно-геологическая характеристика Колывань-Томского региона (А. М. Мысловский, Л. А. Рождественская, Г. А. Сулакшина, Е. В. Трепетцов, Е. С. Цоцур)	82
Глава 8. Инженерно-геологическая характеристика Неня-Чумышского региона (Л. М. Мысловский, Е. В. Трепетцов)	94
Раздел III	
Опыт строительства и изменения природных условий под влиянием инженерной деятельности человека (В. С. Арсфельд, М. А. Малышев, А. М. Мысловский, Ф. А. Никитенко, Ф. П. Ницентов, В. Е. Ольховатенко, Л. А. Рождественский, Е. В. Трепетцов)	101
Литература	117

Часть вторая УРАЛ

Введение (Г. М. Терешков)	123
Раздел I	
Основные закономерности и история формирования инженерно-геологических условий Урало-Новоземельской горной страны	126
Глава 1. История развития Урало-Новоземельской горной страны в докембрийское время и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (А. С. Перфильев)	126
Глава 2. История развития Урало-Новоземельской горной страны в каледоногерцинскую фазу тектогенеза и ее влияние на современные инженерно-геологические условия (А. С. Перфильев)	129
Глава 3. История развития Урало-Новоземельской горной страны в постгерцинское время и ее влияние на современные инженерно-геологические	

условия (<u>И. В. Попов</u> при участии <u>А. С. Веретенниковой, И. В. Гармонова, В. Б. Швеца, Ю. В. Сырокомского</u>)	135
Г л а в а 4. Инженерно-геологическое районирование Урало-Новоземельской горной страны (<u>И. В. Попов</u>, Г. М. Терешков)	145
 Р а з д е л II	
Региональное инженерно-геологическое описание Урало-Новоземельской горной страны	150
Г л а в а 5. Инженерно-геологическая характеристика Пайхайско-Новоземельского региона (<u>Я. В. Неизвестнов</u>)	150
Г л а в а 6. Инженерно-геологическая характеристика Западно-Уральского региона (<u>И. В. Попов</u> при участии <u>Л. С. Веретенниковой и И. В. Гармонова</u>)	161
Г л а в а 7. Инженерно-геологическая характеристика Центрально-Уральского региона (<u>И. В. Попов</u>, Г. М. Терешков)	168
Г л а в а 8. Инженерно-геологическая характеристика Восточно-Уральского региона (<u>И. В. Попов</u> при участии <u>Ю. В. Сырокомского, В. Б. Швеца, А. С. Веретенниковой и И. В. Гармонова</u>)	178
Г л а в а 9. Инженерно-геологическая характеристика Магнитогорского региона (<u>И. В. Попов</u>, Г. М. Терешков)	187
 Р а з д е л III	
Опыт строительства и изменение природных условий под влиянием инженерной деятельности человека (<u>С. В. Григорьев, Я. В. Неизвестнов</u>)	194
Л и т е р а т у р а	217

**ИНЖЕНЕРНАЯ
ГЕОЛОГИЯ СССР**

Том пятый

АЛТАЙ, УРАЛ

Подписано в издание

*Зав. редакцией И. И. Щехура
Редактор С. А. Останин
Художественный редактор
Л. В. Мухина
Перспектива художника
Е. А. Михельсона
Технический редактор
Е. Д. Захарова
Корректоры
Н. В. Тютина, В. П. Каадинская*

ИБ № 172

*Сдано в набор 26/1 1977 г.
Подписано к печати 20/XII 1977 г.
Л-86513 Формат 70×108^{1/16}
Бумага тип. № 1
Физ. печ. л. 14,0+1 вкл (0,5)
Усл. печ. л. 19,6+0,7 (1 вкл.)
Уч.-изд. л. 18,37
Изд. № 2886
Зак. 5! Тираж 6982 экз.
Цена 1 р. 60 к.*

*Издательство
Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ.
Москва, Ленинские горы*