Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ

РЕЛЬЕФ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО "МЫСЛЬ"

Ю. А. МЕЩЕРЯКОВ

РЕЛЬЕФ СССР

(Морфоструктура и морфоскульптура)





ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЫСЛЬ»
МОСКВА 1972



ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

2-8-2
149-72

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга написана безвременно скончавшимся талантливым советским ученым Юрием Александровичем Мещеряковым, память о котором очень дорога для меня. Двадцать пять лет тому назад, в 1947 г., будучи аспирантом Московского института инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии, он пришел ко мне с просьбой перевести его в аспирантуру Института географии АН СССР. Ровно за год до этого в очередном сборнике «Проблемы физической географии» была опубликована моя статья «Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР», в которой впервые излагалось новое понимание предмета и метода современной структурной геоморфологии. Ю. А. Мещеряков сказал мне, что его увлекает этот подход и он хотел бы вложить свой вклад в развитие нового научного направления в советской науке.

С той поры и до 19 мая 1970 г. — дня его безвременной кончины в возрасте 48 лет — мы работали вместе. Он успешно закончил аспирантуру, блестяще защитив в 1950 г. кандидатскую диссертацию, посвященную роли эндогенных движений в формировании рельефа Русской равнины, и стал одним из основных сотрудников отдела геоморфологии и палеогеографии Института географии АН СССР. Ю. А. Мещеряков завоевал большой авторитет в нашем коллективе, и уже через десять лет после прихода в институт он стал руководителем отдела геоморфологии и палеогеографии.

Как ученый Ю. А. Мещеряков был необычайно настойчив и последователен. Получив фундаментальное геодезическое образование и имея склонность к использованию точных методов исследований, он быстро освоил основы геофизического подхода к изучению геоморфологических

феноменов и плодотворно применил его при дальнейшей разработке общей концепции и методики структурной геоморфологии.

В 1963 г. он великолепно защитил докторскую диссертацию на тему «Морфоструктура платформенных равнин». В этом труде, опубликованном в 1965 г. отдельной книгой под названием «Структурная геоморфология равнинных стран», общая теория структурной геоморфологии получила основательное развитие. Главное в этой работе — сопоставление основных морфологических особенностей равнинных территорий с характерными чертами их геологической структуры, основанное на анализе хода геологического развития. Работа эта помогла превратить общие идеи морфоструктурного анализа, выдвинутые в советской геоморфологии, в определенную систему конкретных научных понятий и вполне рабочей методики.

Новые подходы и методы были применены при составлении серии геоморфологических (морфоструктурных и морфоскульптурных) карт для физико-географического Атласа мира, вышедшего в свет в 1964 г. В создании этих карт, потребовавшем теоретического обобщения мировых материалов, Ю. А. Мещерякову принадлежала руководящая роль. Именно поэтому он был главным автором пояснительных текстов к геоморфологическим картам, опубликованным в Атласе, а также одним из ведущих авторов основанной на материалах Атласа большой коллективной монографии «Рельеф Земли» (1967). Естественно, что в процессе проведения этой работы продолжала развиваться и уточняться как общая теория советской геоморфологии, так и целый ряд новых понятий о морфоструктурных и морфоскульптурных элементах рельефа.

В последние годы своей жизни Ю. А. Мещеряков был организатором и руководителем новой большой коллективной работы по составлению трехтомного научного труда по геоморфологии Советского Союза. Он занимался ею буквально до последнего дня своей жизни и почти целиком ее завершил. Наиболее близкие товарищи по работе заканчивают ее подготовку к печати.

Личный вклад Ю. А. Мещерякова в содержание этого большого коллективного труда огромен. Свидетельством этому является настоящая книга. Она создавалась параллельно с вышеуказанной коллективной работой и

вобрала в себя все самые главные теоретические замыслы, новые идеи и представления, которые сложились у Ю. А. Мещерякова или ставились им для дальнейшей научной подготовки. Таким образом, работа над книгой имела для самого Ю. А. Мещерякова, как я понимаю, крайне важное значение. Она подводила главные итоги уже проведенным теоретическим исследованиям; на этой основе автор намечал нерешенные вопросы и пути дальнейших поисков. Следовательно, наряду с творческим самоотчетом эта работа имела важное организующее значение и для создания коллективного труда. Она явилась не только общей научной программой последнего, но и методологическим руководством для его создания, поскольку излагала личный опыт и результаты разработки всех главных проблем геоморфологии нашей страны.

Именно поэтому настоящая книга имеет широкое научное содержание. Ее первая часть посвящена общему обзору рельефа СССР. В первой главе излагается современное представление о процессах образования наиболее крупных черт рельефа земной поверхности на территории нашей страны (геотектур и морфоструктур), а во второй главе — ее основных геоморфологических ландшафтов (морфоскульптуры). Так на конкретном материале раскрывается теоретическая сущность того научного подхода к изучению рельефа, который лежит в основе работы. Поэтому здесь излагается ряд важных новых представлений, разработанных автором самостоятельно или в коллективе. Среди них выделим концепцию о геоморфологическом этапе в развитии Земли, разработанные Ю. А. Мещеряковым представления о полигенетическом происхождении поверхностей выравнивания, о типизации и возрасте морфоструктур, о связи морфоструктур с современными тектоническими движениями, о характеристике различных типов морфоструктур, об исторических и генетических связях в строении речной сети с морфоструктурами и морфоскульптурами и т. д.

Вторая часть книги посвящена систематическому анализу главных особенностей современного рельефа внутренней области равнин и плато, составляющих территорию СССР. Эта последняя разделена на пять главных геотектурных областей: равнины Европейской части СССР, Урал, Западно-Сибирская равнина, Казахский мелкосопочник и Туранская равнина, плато и плоско-

горья Восточной Сибири. Рельеф каждой из них анализируется в следующей последовательности: орография — морфоструктура — поверхности выравнивания и речная сеть — морфоскульптура, которая оказалась наиболее плодотворной и закономерной для современного геоморфологического анализа.

Третья часть книги содержит геоморфологическую характеристику окраинного горного пояса СССР, т. е. гор Черноморско-Кавказской области (Кавказа, Крыма, Карпат); Средней Азии (Тянь-Шаня, Памира, Копетдага); юга Сибири (Алтае-Саян, Байкальско-Станового геоблока); Дальнего Востока и Северо-Востока Сибири (Приамурско-Сахалинской, Верхоянья и Колымо-Чукотской области и Курило-Камчатки). Геоморфологический анализ всех этих горных областей проводится также по вышеуказанной схеме.

Основные по размеру региональные части этой книги не имеют общего заключительного раздела, подытоживающего все главные выводы, сделанные в ходе региональных характеристик. Это объясняется замыслом книги — в них как бы развиваются и раскрываются идеи, высказанные в первой части книги при общем обзоре рельефа СССР. Таким образом, Ю. А. Мещеряков использует дедуктивный метод изложения всего материала — от общего к частному, региональному. На такой метод автор книги, по моему мнению, имел полное право — оно было определено не только конкретными целями данной работы, но и всем ходом предшествовавшего личного его творчества.

Таким образом, безвременно ушедший от нас автор этой книги, мой ученик, сотрудник и друг — Ю. А. Мещеряков — оставил всем нам ценнейшее научное наследство. Я убежден, что его книга будет много лет плодотворно использоваться не одним поколением наших специалистов и надолго останется в ряду значительных достижений советской науки.

Действительно, в своей книге Ю. А. Мещеряков с самых современных позиций рассматривает основные проблемы происхождения и возраста рельефа СССР в целом и по отдельным крупным регионам во всем его многообразии на основе наиболее современного подхода. Все это придает большое познавательное значение его монографии. Она принадлежит к тем редким научным работам, которые одинаково интересны и специалистам-геоморфо-

логам, и самому широкому кругу читателей, проявляющих интерес к наукам о Земле. Более того, успешно доказывая возможность и необходимость всемерного использования геоморфологических данных и методов для решения различных практических задач — для проектирования гидротехнических сооружений, борьбы с эрозией, поисков полезных ископаемых и др., — Ю. А. Мещеряков еще более расширяет круг читателей своей книги. Наконец, успеху книги будет способствовать еще и четкость и популярность изложения. Несмотря на то что монография представляет собой глубокое научное исследование, ее язык прост и доступен; это делает ее интересной и полезной не только для специалистов — географов, геологов, геофизиков, геодезистов и др., но и для всех, кто хочет глубже познакомиться с рельефом нашей страны и с проблемами его изучения.

Академик *И. П. Герасимов*

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф поверхности территории СССР исключительно разнообразен и сложен. Бескрайние просторы равнин и плато сменяются невысокими, поросшими лесом древними горными кряжами; обширные пространства занимают величественные цепи молодых гор с остроконечными вершинами, увенчанными ледниками, снежными шапками. Поверхность равнин и плато разнообразят овраги, балки, долины больших и малых рек. Широко распространены моренные холмы, гряды и другие формы рельефа — свидетели великого оледенения, распространявшегося в недавнем геологическом прошлом на значительной части территории СССР. Барханы, песчаные гряды осложняют поверхность пустынь. Ландшафт гор составляют хребты, нагорные плато, узкие, глубокие долины, ущелья, троги, выпаханные древними ледниками. Вулканы Камчатки и Курильских островов, метеоритные кратеры Эстонии, высочайшие горные цепи и нагорья «крыши мира» — Памира, самая глубокая в мире озерная впадина Байкала... Трудно перечислить все достопримечательности рельефа СССР.

Особенности рельефа оказывают большое влияние на природные условия. Многие черты климата, вод, растительности, почвенного покрова, животного мира и географического ландшафта в целом зависят от рельефа. Так, даже сравнительно невысокие Крымские горы служат надежным заслоном от холодного дыхания севера; не будь гор, вместо пышной субтропической растительности к Южному берегу Крыма подступали бы степи. Значительная часть влаги, переносимой воздушными массами с Атлантического океана в глубь континента Евразии, удерживается Уральскими горами: западный их склон получает в 1,5—2 раза больше осадков, чем восточный.

Напротив, восточное побережье Камчатки, обращенное навстречу муссонам, дующим с Тихого океана, более влажно, чем закрытое от муссонов горами западное побережье. Характерная черта горных стран — вертикальная поясность ландшафтов. На Кавказе субтропическая растительность распространяется до 500—1000 м над уровнем моря, выше она сменяется широколиственными лесами; еще выше растут темнохвойные леса; на высотах 1500—2000 м лесную растительность сменяют горные луга, с 2500—3000 м начинаются суровые ледниково-нивальные ландшафты. В пределах равнин небольшие, казалось бы, колебания высот также существенно влияют на ландшафт. В Европейской части СССР лесная растительность по речным долинам проникает далеко на север — в глубь тундровой зоны и на юг — в зоны степей и полупустынь, создавая так называемые интразональные ландшафты. Резко различаются реки горных и равнинных областей. Поэт Николай Тихонов сравнивал русское слово «вода» и грузинское «цкали», видя в первом отзвук плавного течения рек Русской равнины, а во втором — отголосок бурного течения горных потоков Кавказа. Так географические условия, особенности рельефа, влияя на жизнь народов, отражаются и в языке.

В своей деятельности человек постоянно сталкивается с необходимостью изучения рельефа. Проводится ли освоение или мелиорация сельскохозяйственных земель, намечаются ли севообороты, выбираются ли места для строительства промышленных сооружений, плотин гидростанций, прокладываются ли трассы железных, шоссейных дорог, трубопроводов, линий электропередач — всегда приходится считаться с условиями рельефа. Например, при выборе трасс дорог самыми выгодными считаются варианты с наименьшими уклонами пути, с минимальным объемом земляных работ (выемок и насыпей). Плотины гидростанций лучше всего возводить там, где суженные отрезки долин сопрягаются (выше по течению) с глубокими озеровидными расширениями долины, что дает возможность создать большие водохранилища при минимальном объеме работ по созданию самих гидроузлов.

Важно знать не только существующие ныне формы и типы рельефа, надо предвидеть возможные изменения земной поверхности в будущем под влиянием различных процессов. Выбрав подходящее по условиям рельефа ме-

сто для плотины, надо выяснить, не будет ли плотина разрушена эрозией, просадками или вымыванием пород, не образуются ли карстовые пустоты, очень опасные для сооружений, не будут ли разрушаться берега будущего водохранилища, и наметить меры борьбы с разрушительными процессами. Особые трудности представляет строительство на так называемой вечной мерзлоте, занимающей около 40% площади нашей страны. Несколько лет назад в газетных и журнальных статьях описывалась «мертвая дорога» — заброшенная железнодорожная линия на севере Западной Сибири. Построенная без достаточного учета коварных свойств вечной мерзлоты, дорога быстро деформировалась и пришла в негодность. Не меньшей осмотрительности требует строительство дорог, плотин и других сооружений в горах, где им угрожают оползни, лавины, сели (грязе-каменные потоки). В пустынях необходимо обезопасить сооружения от движущихся песков. В сейсмичных районах, где продолжаются горообразовательные процессы, прочность сооружений надо соизмерять с возможной силой (балльностью) землетрясений.

Для многих практических целей важно не только знать современные процессы, изменяющие на наших глазах облик земной поверхности, но и необходимо изучить историю форм рельефа с давних геологических периодов. Анализ рельефа и истории его развития — эффективный путь поисков полезных ископаемых. Россыпные месторождения золота, алмазов и других ценных минералов обычно связаны с современной и древней речной сетью, с речными террасами, поскольку речные потоки в течение долгих отрезков геологического времени размывали коренные выходы золотоносных пород и аккумулировали тяжелые минералы в аллювиальных террасах. Бокситы, железные руды нередко распространяются на древних поверхностях выравнивания. Тектонические структуры, к которым приурочены залежи нефти, газа, угля, во многих районах находят отражение в формах земной поверхности, и анализ рельефа помогает обнаружить эти месторождения. Специальные методы изучения рельефа применяются и при поисках коренных рудных месторождений; при этом, в частности, весьма важно оценить размер денудационного среза территории.

Формы рельефа земной поверхности, их происхождение, историю развития и современную динамику рассмат-

ривает отрасль наук о Земле — геоморфология. Это сравнительно молодая наука, оформившаяся лишь в конце XIX—начале XX в. Наряду с североамериканскими и западноевропейскими учеными (В. Дэвис, В. Пенк и др.) фундамент современных геоморфологических представлений заложили русские геологи и географы. В трудах М. В. Ломоносова, А. П. Карпинского, И. Д. Черского, В. А. Обручева, Д. Н. Анучина была вскрыта роль эндогенного (внутриземного) фактора — тектонических движений и структур земной коры — в создании рельефа. В классическом труде «Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России» (1894) А. П. Карпинский довел описание истории движений земной коры от древних геологических периодов до самого новейшего — четвертичного времени, отметил участие движений земной коры в создании орографии Русской равнины. В. А. Обручев (1915) вскрыл роль тектонических движений конца третичного и четвертичного периодов в образовании гор Южной Сибири; работы В. А. Обручева положили основу неотектонике — учению о новейших движениях земной коры.

Русские ученые внесли также крупный вклад в изучение эрозии (деятельности текучих вод), абразии (работы моря), деятельности ветра, ледников, карста и других экзогенных процессов рельефообразования. В. В. Докучаев, А. П. Павлов выяснили важные закономерности формирования рельефа равнин под действием поверхностных и подземных вод. В своей диссертации «Способы образования речных долин Европейской России» (1878) В. В. Докучаев показал главенствующую роль текучих вод в выработке долин (до этого многие долины рассматривались как зияющие тектонические трещины). С именем другого выдающегося исследователя — П. А. Кропоткина связано создание учения о ледниковом периоде. П. А. Кропоткин (1876) установил, что многие формы рельефа равнин и гор обязаны своим происхождением мощным ледниковым покровам, которые в четвертичном периоде распространялись на значительной части суши.

Небывалый размах приобрели исследования рельефа СССР после Великой Октябрьской социалистической революции. В результате самоотверженного труда топографов, географов, геологов были стерты «белые пятна» с карты СССР, сделаны крупные географические открытия. Напомним об открытии грандиозного хребта Черского

(или нагорья Черского) на Северо-Востоке СССР, сделанном С. В. Обручевым и К. А. Салищевым в 1926—1927 гг., об открытии советскими полярниками подводных хребтов Ломоносова, Менделеева и Гаккеля в Северном Ледовитом океане. Специальные геоморфологические исследования с первых лет Советской власти увязываются с решением практических задач. Под общим руководством А. А. Борзова геоморфологи участвовали в разработке большой общегосударственной программы съемочных и картографических работ. Начиная с изысканий первенца советской гидроэнергетики — Волховской ГЭС, геоморфологи немало потрудились над выбором мест гидроэлектростанций, направлений железных дорог; они участвовали в разработке мер борьбы с эрозией, в планировании крупных ирригационных и мелиоративных работ. Значительный вклад внесен геоморфологами в геологическое изучение страны и поиски полезных ископаемых.

Обширные материалы исследований рельефа СССР послужили основой для создания обобщающих трудов, для разработки теории и методов геоморфологии. В 1947 г. Институт географии Академии наук СССР под руководством академика А. А. Григорьева и К. К. Маркова разработал геоморфологическое районирование СССР. Через 10 лет в том же институте большим коллективом исследователей, возглавляемым академиком И. П. Герасимовым и Б. А. Федоровичем, впервые была составлена сводная Геоморфологическая карта СССР, отражавшая морфологию (внешний облик), генезис (происхождение) и возраст главнейших типов рельефа нашей страны. По несколько иным принципам Всесоюзным геологическим институтом в 1960 г. была подготовлена другая обзорная Геоморфологическая карта СССР. Крупные успехи сделаны в изучении неотектоники. Под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца в 1960 г. составлена первая карта новейшей тектоники СССР; она показывает, что движения земной коры разного знака и интенсивности в неогене — четвертичном периоде проявились на всей территории нашей страны и сыграли важную роль в образовании рельефа. Много усилий приложено советскими геоморфологами для раскрытия истории древнего оледенения, для изучения закономерностей эрозионного, карстового рельефа, рельефа областей вечной мерзлоты, аридных (степных и пустынных) областей, рельефа берегов и дна морей.

Как видно, теоретические и прикладные проблемы геоморфологии весьма разнообразны: они касаются и вопросов геологического характера (изучение движений земной коры, поиски полезных ископаемых), и вопросов географического характера (изучение современных процессов изменения земной поверхности, разработка мелиоративных мероприятий). Некоторые исследователи считают геоморфологию наукой геологической, другие — географической; правильнее же всего рассматривать ее как пограничную отрасль знания — связующее звено между геологическими и географическими дисциплинами.

Положение геоморфологии на грани наук отражает особенности самого предмета, изучаемого этой отраслью знания. Земная поверхность представляет собой границу раздела оболочек Земли—твердой оболочки (литосферы, или земной коры), водной оболочки (гидросферы), газообразной оболочки (атмосферы). В. И. Вернадский, один из создателей учения о геосферах — земных оболочках, отмечал, что поверхности, разделяющие геосферы, не идеально шарообразные, а неровные, исторически сложившиеся в геологическом времени. Одной из таких неровных границ раздела геосфер и является поверхность Земли с ее сложным рельефом, образовавшимся в ходе длительного взаимодействия масс геосфер. Это взаимодействие имеет противоречивый характер. Движения литосферы, обусловленные эндогенными процессами, создавали неровности поверхности Земли. В результате экзогенных процессов, протекавших в атмосфере, гидросфере, биосфере, срезались поднимающиеся участки литосферы (горы, возвышенности) и заполнялись смытым материалом пониженные, опускающиеся участки.

Рельеф земной поверхности, по определению И. П. Герасимова, является одновременно продуктом геологического развития территории и компонентом ее современного географического ландшафта. Видимый ныне рельеф включает элементы различного геологического возраста и несет следы разнообразных событий истории Земли — изменений климата, трансгрессий и регрессий морей, движений земной коры. Для глубокого, правильного понимания геоморфологических особенностей любой территории ее современный рельеф следует рассматривать в историческом освещении. Историческое (палеогеографическое) направление, ныне господствующее в советской геоморфологии, в значительной мере связано с работами

И. П. Герасимова и К. К. Маркова, особенно с их монографией «Ледниковый период на территории СССР» (1939). Принцип рассмотрения рельефа в палеогеографическом освещении открыл путь к широкому использованию разнообразных историко-геологических материалов в геоморфологических исследованиях. В работах И. П. Герасимова и К. К. Маркова был выдвинут и другой, чисто географический принцип — учет своеобразия и многообразия путей развития разных территорий. Сочетая плодотворные стороны историко-геологического и географического подходов, советская геоморфология достигла крупных успехов в разработке теоретических и методических проблем, в решении актуальных задач прикладного характера.

Одна из центральных проблем геоморфологии, как и всякой естественноисторической науки, состоит в классификации изучаемых явлений. Классификация элементов рельефа — сложная задача, допускающая различные подходы к ее решению. Оригинальные принципы классификации рельефа выдвинуты И. П. Герасимовым (1946, 1959). В рельефе Земли И. П. Герасимов различает элементы геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры. Геотектуры — это наиболее крупные черты рельефа Земли, обязанные своим происхождением силам общепланетарного (космического) масштаба, взаимодействующим со всеми другими процессами рельефообразования; сюда относятся континентальные выступы и океанические впадины, крупные горные (орогенические) пояса, равнинно-платформенные области. Морфоструктуры — преимущественно крупные элементы рельефа, возникающие в ходе взаимодействия эндогенных и экзогенных сил при ведущей, активной роли эндогенного фактора — движений земной коры. К морфоструктурам относятся отдельные горные цепи, хребты, межгорные впадины, возвышенности, низменности равнинных стран, а также выраженные в рельефе антиклинали, мульды, тектонические валы и прочие геоструктуры. К морфоскульптуре принадлежат те преимущественно мелкие формы, которые своим происхождением обязаны экзогенным процессам, взаимодействующим с другими факторами образования рельефа. Примеры морфоскульптурных форм: балка, овраг, моренная гряда, бархан, песчаная дюна. Территории, однородные по типу морфоскульптуры, объединяются в районы, области и целые морфоскульптурные зоны

(например, зона древнеледниковой морфоскульптуры, зоны криогенной, аридной морфоскульптуры и др.). Геотектуры и морфоструктуры иногда объединяются в группу морфотектонических элементов рельефа и противопоставляются морфоклиматическим элементам, т. е. морфоскульптуре.

Эта новая классификация позволила среди всего многообразия форм рельефа Земли выделить главные генетические группы, наиболее резко различающиеся не только по своим масштабам, но и по условиям формирования. Выделение элементов геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры получило распространение среди геоморфологов СССР и в зарубежных странах; этот подход положен в основу систематизации материала и в предлагаемой работе.

Часть I

ОБЩИЙ ОБЗОР РЕЛЬЕФА СССР

Глава 1

КРУПНЫЕ ЧЕРТЫ ПОВЕРХНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СССР (геотектура и морфоструктура)

Под большим шатром
Голубых небес, —
Вижу — даль степей
Зеленеется.
И на гранях их
Выше темных туч,
Цепи гор стоят
Великанами.

И. С. Никитин

ОКРАИННЫЙ ГОРНЫЙ ПОЯС И ВНУТРЕННЯЯ ОБЛАСТЬ ПЛАТО И РАВНИН

По характеру рельефа, в самом общем плане, наиболее резко различаются равнинная внутренняя часть территории СССР и ее окраины. Различие между ними станет особенно наглядным, если на обзорной карте СССР заштриховать участки, расположенные выше 1000 м над уровнем моря. На такой карте (рис. 1) выделится относительно пониженная, обширная по площади внутренняя часть СССР, где господствуют равнины и плато с высотами менее 1000 м. Вдоль южной и восточной окраин территории СССР обозначится пояс, где сосредоточены горные цепи с высотами свыше 1000 м. В целом поверхность СССР представляет собой как бы амфитеатр, открытый к северу; пониженное пространство внутри амфитеатра обрамлено краевыми горными сооружениями.

Площадь равнин и плато составляет около 68%, горных областей — около 32% территории СССР (см. табл. 1).

Горное обрамление территории СССР составляют Карпаты (2061 м), Крымские горы (1545 м), горы Кавказа (5642 м), Копетдага (2942 м), Памира (7495 м),

Таблица 1

Площади основных морфоструктурных областей территории СССР [1]

Морфоструктурные области	Площадь, тыс. км	%
Равнинно-платформенные	14 269,2	68,3
Цокольные равнины и плоскогорья древних щитов	603,9	2,9
Равнины и плато древних плит . . .	6 391,8	30,6
Равнины, низменности и мелкосопочник молодых платформ	5 701,1	27,3
Краевые низменности	1 572,4	7,5
Горные (орогенические)	6 620,6	31,7
Возрожденные горы областей докембрийской, палеозойской и мезозойской складчатости	4 693,8	22,5
Молодые горы областей кайнозойской складчатости	1 541,8	7,4
Межгорные равнины	385,0	1,8

Тянь-Шаня (7439 м), Алтая (4506 м), Саян (3491 м), Байкальская горная область (2999 м), горы Дальнего Востока (2512 м) и Северо-Востока СССР (3147 м) [2]. В пределах горного пояса находится самая высокая точка Советского Союза — пик Коммунизма, достигающий 7495 м над уровнем моря (рис. 2).

Горный пояс характеризуется большими амплитудами высот. Нередко вершины хребтов и днища долин, межгорных впадин различаются по высоте на 2—3 тыс. м; максимальные амплитуды высот земной поверхности в пределах горных стран достигают 5—7 км. Например, поверхность Рионской низменности примерно на 5 км ниже водораздельного хребта Большого Кавказа. Рельеф поверхности литосферы в пределах горного обрамления усложняют и делают еще более контрастным глубокие впадины Черного моря (максимальная глубина 2211 м), Каспийского моря (впадина Южного Каспия — до 995 м глубины), впадина Байкала (до 1620 м), впадина Иссык-

[1] Подсчеты выполнены Г. М. Беляковой (Институт географии АН СССР).

[2] Приведены максимальные высоты горных систем в пределах СССР.

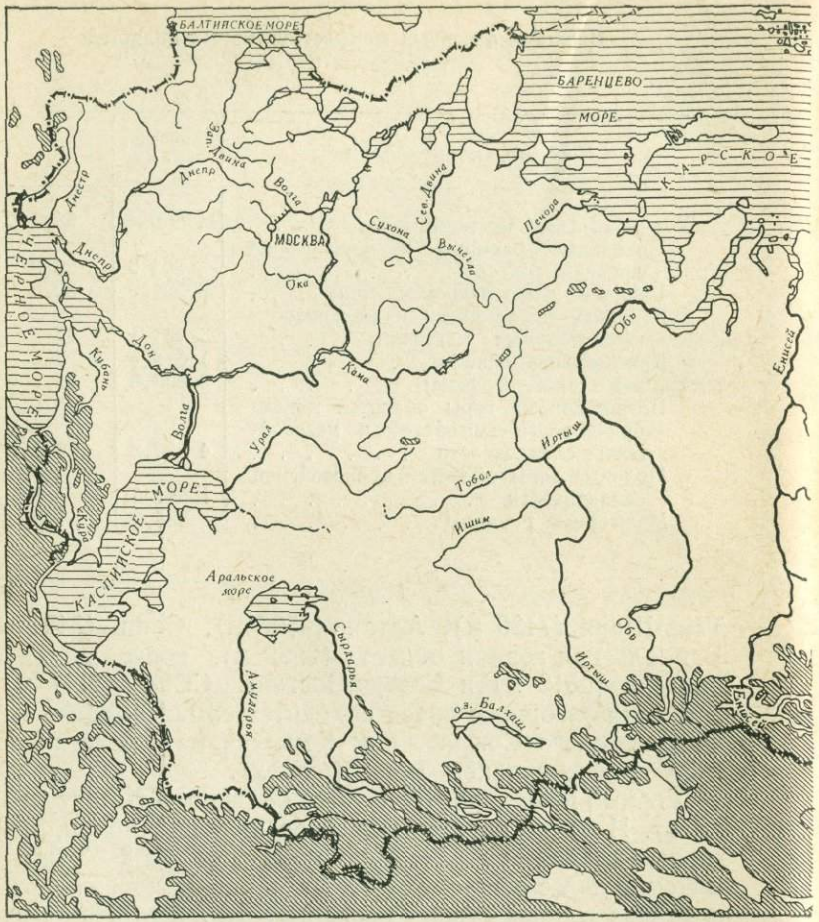
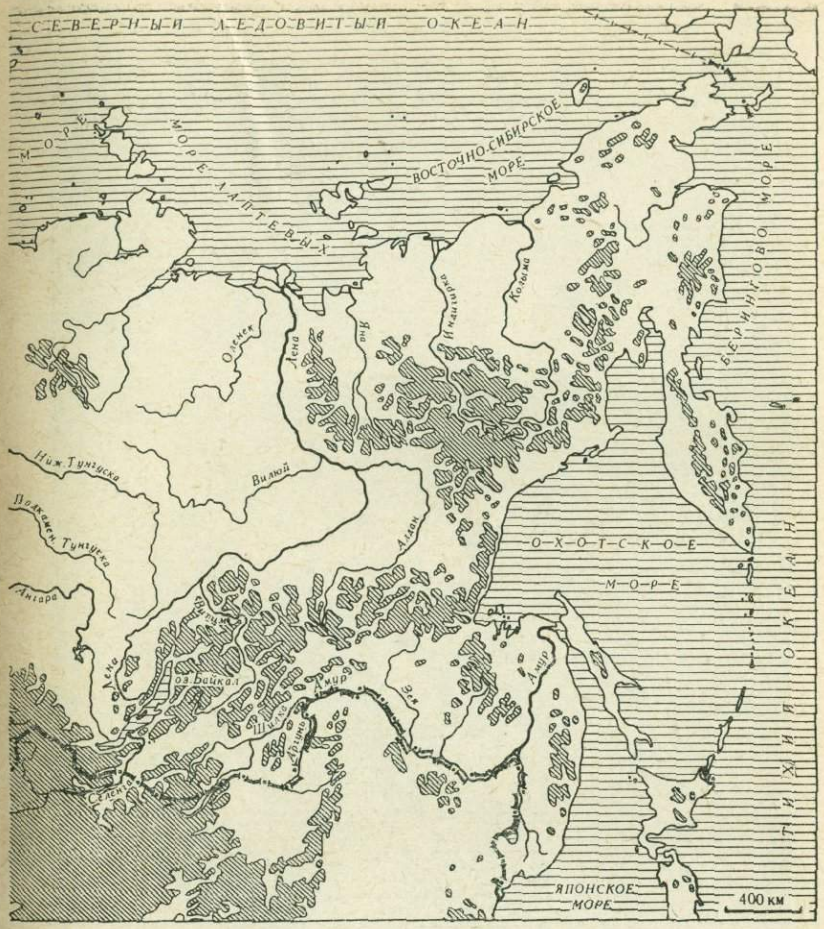


Рис. 1. Основные орографические области СССР: **внутренняя область равнин и плато (не заштрихована) и окраинный горный пояс (заштрихованы участки с высотами свыше 1000 м над уровнем моря)**

Куля (до 702 м) и др. Особый пояс вулканических гор и океанических впадин составляет Курило-Камчатская область (рис. 3). Наивысшая точка суши здесь — вулкан Ключевская Сопка — поднимается до 4750 м; а в Курильской впадине, примыкающей с востока к цепи Курильских островов, известны глубины 8—10,5 тыс. м. Таким



образом, общий размах высот поверхности литосферы достигает в этой области 12—15 км!

Во внутренней части СССР, где преобладает равнинный рельеф, выделяются: Русская (Восточно-Европейская) равнина и Балтийский щит (его восточная часть), Западно-Сибирская равнина, Казахский щит (область мелкосопочника), Туранская равнина, Среднесибирское плато (высокая равнина). Непосредственным продолжением равнин внутренней части СССР служит подводная мелководная равнина — шельф Северного Ледовитого



Рис. 2. Пик Коммунизма

Фото Е. В. Тимашева



Рис. 3. Вулканические горы Камчатки
(Ключевская группа вулканов)
Фото В. Б. Энмана

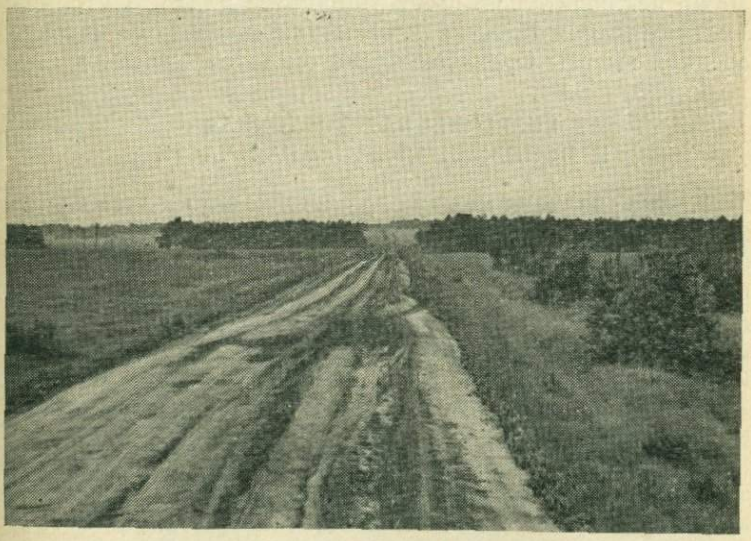


Рис. 4. Западно-Сибирская равнина
Фото М. Е. Городецкой

океана. На юге обширную область наземных равнин обрамляет пояс гор, на севере подводные равнины ограничиваются уступом так называемого материкового склона, отделяющего шельф от глубоководного ложа океана.

Общую равнинность поверхности внутренней части Советского Союза нарушают лишь отдельные, сравнительно невысокие горные цепи и массивы. Среди них наиболее значителен Уральский хребет (максимальная высота 1894 м), создающий орографический барьер между Русской и Западно-Сибирской равнинами. Гористый остров Новая Земля (до 1590 м), служащий продолжением Урала, а также горные массивы острова Северная Земля и полуострова Таймыр, нарушают плоский рельеф прибрежных равнин севера Сибири и шельфа Северного Ледовитого океана (рис. 4).

Колебания высот в пределах равнин и плато на один-два порядка (в 10—100 раз) меньше, чем в пределах гористого пояса, и измеряются не километрами, а всего лишь десятками, реже сотнями метров. Например, средние высоты Тамбовской низины (133 м) и Среднерусской возвышенности (186 м) различаются всего на 53 м. В Средней Сибири Енисейский кряж возвышается над соседним Муторайским понижением примерно на 500 м. Даже исключительно высоко поднятое плато Путорана (максимальная отметка 1701 м) лишь на 1200 м выше средней высоты Среднесибирского плато (480 м).

ВОЗВЫШЕННАЯ ВОСТОЧНАЯ И ПОНИЖЕННАЯ ЗАПАДНАЯ ЧАСТИ

Кроме различия между окраинной и внутренней частями СССР, при анализе гипсометрической карты обращает на себя внимание противоположность между восточной и западной частями территории Советского Союза. Долина Енисея делит примерно пополам территорию нашей страны. Лежащее к востоку от Енисея пространство в целом приподнято. На гипсометрических картах это пространство, занятое плато, плоскогорьями, хребтами, закрашено преимущественно в желто-коричневые тона; низменные участки, закрашенные зеленым цветом, здесь занимают сравнительно небольшие площади. Напротив, к западу от Енисея на гипсометрической карте господствуют зеленые тона низменных пространств. Если сравнивать со средней высотой поверхности СССР — 430 м над

уровнем моря (Марков, Лазуков, Николаев, 1965), — то восточная часть страны в целом поднята выше, а западная ниже среднего гипсометрического уровня всей страны.

Различия в гипсометрическом положении востока и запада СССР ясно выступают также при сопоставлении средних высот отдельных крупных равнин. В западной половине СССР средние высоты Русской (140 м) и Западно-Сибирской равнин (120 м) близки между собой и сравнительно невелики. Крупная равнинная область востока СССР — Среднесибирское плато — имеет среднюю высоту 480 м, т. е. значительно приподнята по сравнению с равнинами запада СССР.

Высокие горные хребты Кавказа, Крыма, Карпат не нарушают представления о западной части СССР как о пониженной в целом территории. Будем рассматривать горный пояс юга СССР как целостное образование (геотектуру). Неотъемлемыми элементами этого пояса кроме горных цепей надо считать и межгорные впадины. В разных частях пояса гор впадины неодинаковы: чем западнее, тем впадины в общем обширнее по площади и глубже. Сравним, например, глубоководную Черноморскую впадину (на западе) и Ферганскую долину (на востоке) или впадину Южного Каспия и Минусинскую котловину в Сибири. Можно заключить, что в Крымско-Кавказской области горный рельеф литосферы наполовину затоплен в соответствии с общим пониженным гипсометрическим уровнем запада СССР. Напротив, в Средней Азии и Южной Сибири весь пояс гор, включающий как хребты, так и межгорные впадины, высоко поднят над уровнем Мирового океана.

Отмеченной общей закономерности подчинен и шельф Северного Ледовитого океана: его поверхность опущена глубже в западной половине СССР и относительно приподнята в восточной. Наиболее низко опущен шельф близ западной морской границы СССР — в Баренцевом море, средняя глубина которого около 230 м; в центральной части моря нередки глубины свыше 300 м. В Карском море сравнительно глубока западная часть (Новоземельская котловина); средняя же глубина моря около 120 м. На большей части моря Лаптевых (в пределах шельфа) глубины не превышают 50 м. Значительно приподнят шельф и в Восточно-Сибирском море, средняя глубина которого всего 45 м.

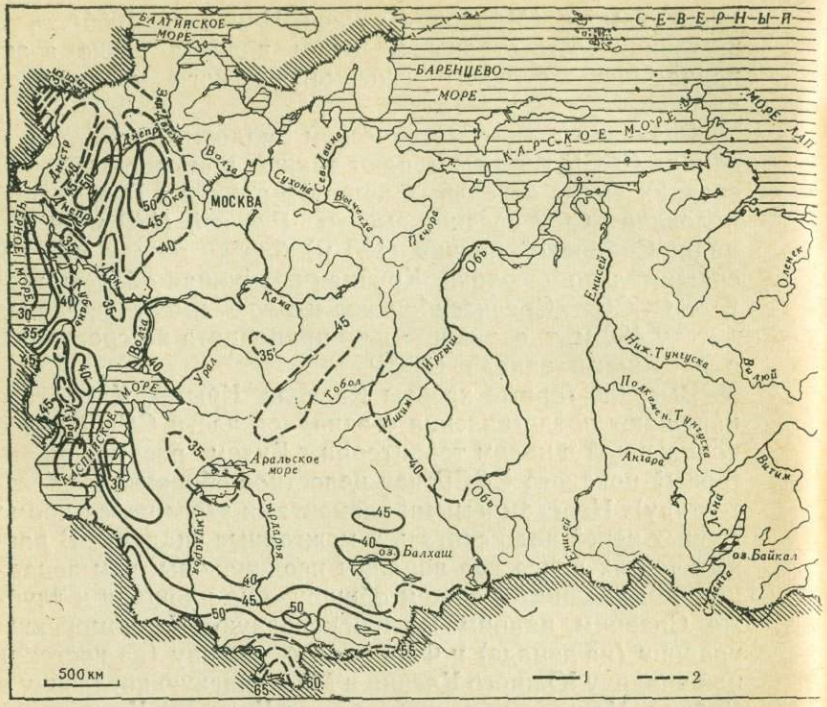


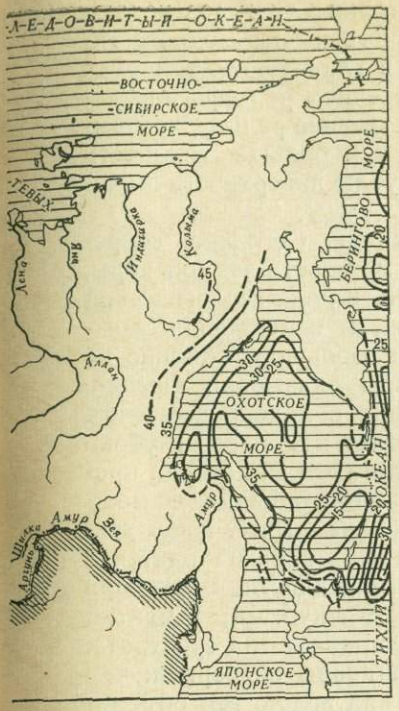
Рис. 5. Рельеф поверхности Мохоровичича территории СССР (по А. А. Борисову)

Изолинии глубины поверхности М (проведены через 5 км): 1 — уверенные (по данным ГСЗ); 2 — предполагаемые

Итак, самые общие черты рельефа СССР определяются двумя взаимно накладывающимися закономерностями: с одной стороны, *противоположностью* между окраинным горным поясом и внутренней зоной плато и равнин, с другой стороны, различием между приподнятой восточной и относительно пониженной западной частями страны.

РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Каково происхождение описанных крупных неровностей поверхности СССР? Сколь продолжительна история формирования и каков геологический возраст этих основных элементов рельефа?



Касаясь причины возникновения основных черт орографии СССР, сразу укажем, что ее следует искать в тектонических (эндогенных) процессах, протекавших в земной коре и в подкоровом слое (верхней мантии Земли). Для обоснования этого положения обратимся к данным о строении и мощности земной коры.

В строении земной коры обычно принимают участие три слоя: сверху залегает слой осадочных пород, ниже — гранитный, затем — базальтовый. Границей раздела земной коры и подкорового слоя служит поверхность Мохоровичича. Процессы, протекающие в верхней мантии, оказывают решающее воздействие на движения и развитие земной коры. На большей части территории СССР развита земная кора континентального типа мощностью от 25—30 до 70—80 км. Мощная кора континентального типа сменяется корой океанического или переходного типов (более тонкой и с редуцированным гранитным слоем) лишь в Курило-Камчатской области, в Северном Ледовитом океане и в пределах впадин Черного моря и Южного Каспия.

После анализа земной поверхности переход к характеристике глубин Земли может показаться неожиданным. Казалось бы, какая связь между рельефом Земли и поверхностью Мохоровичича, глубина которой на территории СССР обычно не менее 25—35 км и достигает 60 км и более? Однако такая связь существует. На рис. 5 видно, что окраинная горная полоса территории СССР выделяется увеличенной мощностью земной коры. При этом под крупными горными хребтами подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) опущена наиболее низко, образуя так называемые корни гор; под межгорными впадинами мощность коры несколько меньше.

В целом почти на всей территории СССР (за исключением областей коры океанического и переходного типов) рельеф земной поверхности в главных своих чертах служит как бы зеркальным отражением рельефа поверхности Мохоровичича: чем величественнее рельеф, чем выше уровень земной поверхности, тем больше мощность земной коры и, следовательно, глубже поверхность Мохоровичича.

Чем объяснить такое соответствие? Согласно современным геофизическим данным, мощность земной коры, как и рельеф земной поверхности, в ходе геологической истории не оставалась постоянной, а испытывала сложные изменения и преобразования. Большое влияние на движения и развитие земной коры оказывали физико-химические процессы, протекавшие в подкоровом слое. Поверхность Мохоровичича залегает наиболее глубоко там, где в последние отрезки геологической истории происходила перестройка земной коры: наращивание ее мощности за счет разуплотнения глубинных масс. Надо учитывать при этом, что в целом земная кора находится в состоянии изостатической уравновешенности. Благодаря разности плотностей коры (2,7—2,9 г/куб. см) и мантии (3,3—3,4 г/куб. см) кора как бы плавает на субстрате. Отдельные глыбы земной коры подобны айсбергам: чем выше поднимается ледяная гора над водой, тем объемистей подводная часть айсберга. Увеличение мощности коры и снижение уровня поверхности Мохоровичича в какой-либо области сопровождается поднятием земной поверхности и формированием более или менее высоких гор или возвышенностей, в зависимости от интенсивности глубинных процессов. Источником последних, вероятно, служит разогревание глубинных масс за счет радиоактивного тепла, на что указывают повышенные значения теплового потока, исходящего из недр Земли в областях молодого горообразования (Магницкий, 1965).

В самом общем плане на территории СССР (с земной корой континентального типа) выделяются следующие области, неодинаковые по характеру рельефа и по особенностям строения и развития коры:

1) равнины западной половины СССР, где в течение последних геологических периодов нормальная мощность континентальной земной коры (30—40 км) была относительно стабильной и где сохранялся невысокий уровень земной поверхности;

2) возвышенные плато восточной половины СССР, где в последние отрезки геологической истории мощность земной коры возросла от 30—40 км до 40—55 км (на 30—40%) и произошло поднятие земной поверхности на 500—1000 м;

3) горное обрамление СССР (особенно южная окраина), где происходила интенсивная перестройка земной коры и рельефа поверхности: мощность коры увеличилась в 2—2,5 раза и достигла 65 км; поднятие низменных шельфовых равнин и пенепленов до 5—7 км обусловило формирование горных сооружений.

Таким образом, возраст самых крупных форм рельефа поверхности литосферы примерно такой же, как возраст главных неровностей ее подошвы — поверхности Мохоровичича.

РЕЛЬЕФ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Как датировать образование крупных элементов рельефа СССР в шкале геологического времени? Какова последовательность формирования рельефа отдельных частей страны? Для ответа на эти вопросы обратимся прежде всего к данным структурной геологии, к историко-геологическим (палеогеографическим) материалам, а в дальнейшем и к собственно геоморфологическим.

Противоположность в общем характере рельефа между окраинной и внутренними частями Советского Союза отражает особенности геологической структуры, сложившиеся с древнейших эпох истории Земли (рис. 6). Русская (Восточно-Европейская) равнина и Среднесибирское плато относятся к области докембрийской складчатости и представляют собой древние платформы. Эти области нашей страны раньше, чем другие, пережили цикл складчатости, вулканизма, горообразования и формирования коры континентального типа. Это древние ядра континента Евразии. Еще в докембрии горообразовательные (орогенические) процессы здесь прекратились, горные цепи были срезаны эрозией, абразией и другими экзогенными агентами, и с тех пор — в течение более 600 млн. лет — поверхность этих областей сохраняла свой равнинный облик, развиваясь в условиях относительно спокойного (платформенного) тектонического режима.

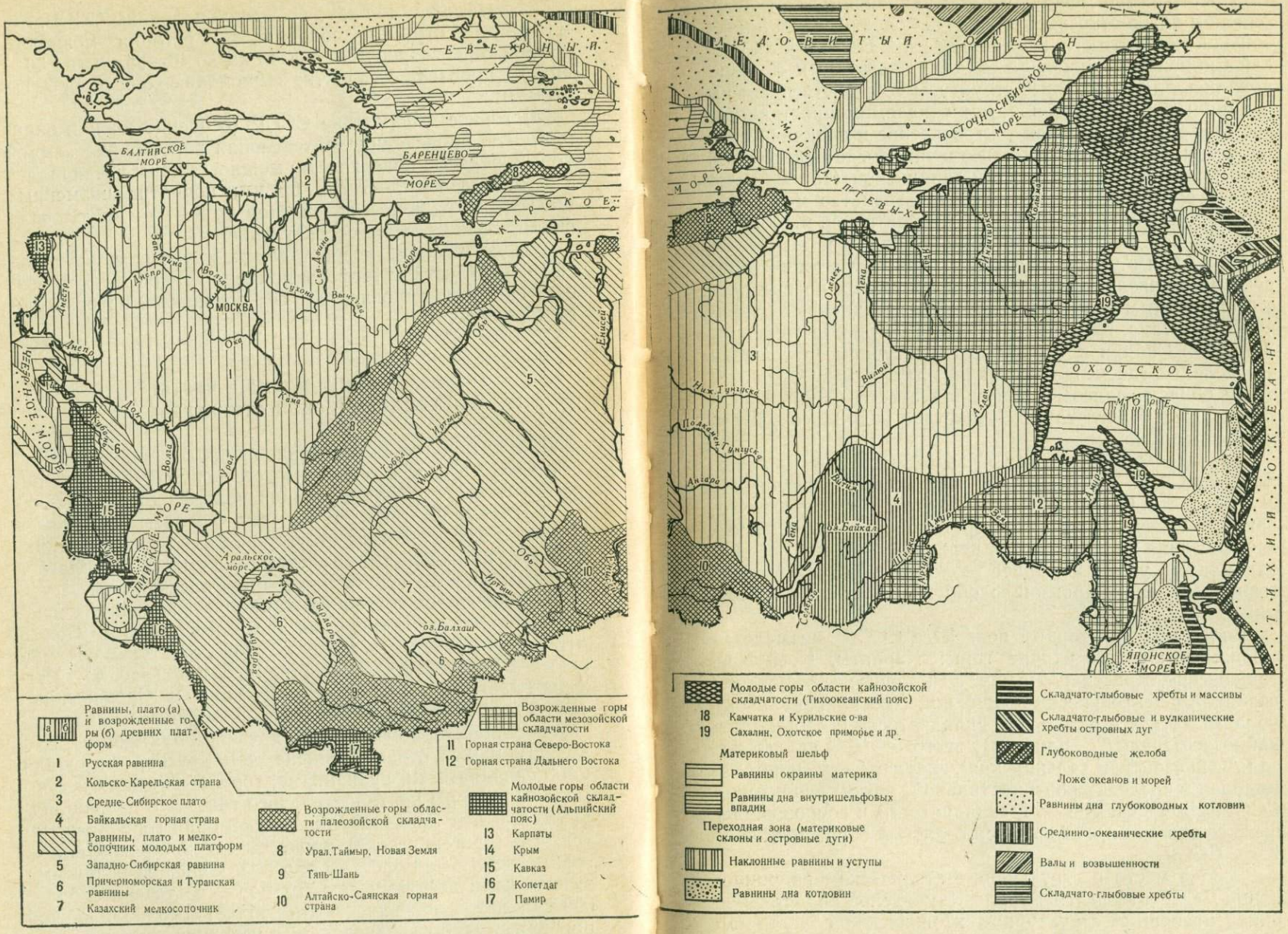


Рис. 6. Морфоструктура территории СССР и дна прилегающих морей (составили И. Э. Веденская, А. В. Живаго)

Пространство между Русской равниной и Среднесибирским плато относится к области более поздней, палеозойской складчатости. Когда на востоке Европы и в Средней Сибири уже миновала стадия орогенеза и сформировались платформенные структуры со свойственным им равнинным рельефом, в рассматриваемом пространстве все еще бурно протекали тектонические и вулканические процессы, громоздились горные цепи. После каледонской (300 млн. лет назад), а затем герцинской (150 млн. лет назад) орогенических эпох все пространство между теперешними Уралом и Енисеем превратилось в область завершенной складчатости. Дальнейшая ее эволюция, протекавшая в условиях платформенного тектонического режима, привела к образованию обширных пространств с выровненным рельефом; таковы денудационные равнины Казахстана, пластовые и аккумулятивные равнины Западной Сибири и Турана. В структурном отношении это молодые (послепалеозойские) платформы. Отдельные части области палеозойской складчатости (Урал, Новая Земля, горы Чингизтау в Казахстане и др.) сохранили горный рельеф.

Значительная часть гор Северо-Востока и Дальнего Востока СССР принадлежит к области мезозойской складчатости. Основная фаза складчатости и горообразования произошла здесь во второй половине мезозойской эры (поздняя юра — меловой период, 40—70 млн. лет назад); затем, уже в новейшее геологическое время, после этапа денудации, произошло обновление горного рельефа.

Более молодой горный пояс Юга СССР называется альпийским; в него входят горы: Карпаты, Крымские, Кавказские, Копетдаг, Памир. Эти горные сооружения возникли в тектонически подвижной (геосинклинальной) области Тетиса в результате складчатости и орогенеза в кайнозое (миоцен — плиоцен), всего 5—10 млн. лет назад. Кайнозойская (альпийская) складчатость наиболее молодая в пределах континентальной части территории СССР. Именно после этой складчатости и сопровождавшего ее орогенеза и оформился гористый окраинный пояс Юга СССР.

Особое место в структурно-тектоническом районировании СССР отводится Курило-Камчатской области. Все ранее названные структурно-тектонические области докембрийской, палеозойской, мезозойской, кайнозойской

складчатости характеризуются мощной земной корой континентального типа. Курило-Камчатская область, включающая южную часть Охотского моря, Сахалин, часть Японского моря, имеет земную кору океанического (местами переходного) типа. Это сравнительно тонкая, пластичная, легко подвергающаяся складчатым и другим деформациям и весьма проницаемая для глубинных веществ кора. В связи с такими особенностями земной коры стоят большая тектоническая подвижность области, ее резко расчлененный рельеф, вулканическая активность. Структура и рельеф земной коры Курило-Камчатской области находятся на ранней стадии эволюции, предшествующей стадии образования мощной коры континентального типа, завершения складчатости и создания величественного горного пояса.

Курило-Камчатская область — современная подвижная (геосинклинальная) зона — служит как бы наглядной моделью ранее существовавших геосинклинальных зон. Такова была геосинклинальная область Тетиса в период до альпийского орогенеза и образования молодых гор Кавказа, Копетдага, Памира; в еще более древние эпохи истории Земли сходный облик имели зоны палеозойской, докембрийской геосинклиналей. После образования участков мощнейшей земной коры, увенчанных величественными молодыми горами, дальнейший ход эволюции структуры и рельефа земной коры приводит сначала к образованию невысоких — древних гор, а затем к полному сглаживанию поверхности и образованию равнинных (платформенных) участков земной коры. Параллельно с этим процессом уменьшения размаха рельефа в ходе длительной эволюции несколько сокращается и мощность континентальной земной коры.

Сравнивая между собой современную геосинклиналь Курило-Камчатской области, высокие горы области кайнозойской (альпийской) складчатости Кавказа, денудированные горы области мезозойской складчатости Верхоянья, остаточные горные кряжи и равнины области палеозойской складчатости Казахского мелкосопочника (молодой платформы) и, наконец, равнины Европейской части СССР и Балтийского щита (области докембрийской складчатости, или древней платформы), мы видим как бы отдельные звенья единого направленного процесса развития структуры и рельефа земной коры, который последовательно охватывал различные части территории

нашей страны на протяжении последних 500—600 млн. лет.

С геоморфологической точки зрения важнейшим, качественным рубежом в ходе развития рельефа было превращение горных сооружений на определенном этапе их истории в равнинные страны. Это превращение носило длительный, сложный характер и, по-видимому, осуществлялось различными путями. Главное внимание геоморфологи до последнего времени уделяли анализу образования равнин путем пенепленизации, т. е. выравнивания гор агентами континентальной денудации (работа рек, ледников, выветривание, склоновые процессы). В длительном цикле пенепленизации необходимо выделять в зависимости от характера сноса и осадконакопления по крайней мере две стадии: 1) стадию усиленного расчленения поверхности и сноса в условиях контрастного рельефа; 2) стадию планации (сглаживания поверхности), приводящую к образованию кор выветривания и окончательному выравниванию территории (Наумов, 1964). Выделение этих двух стадий важно и для установления закономерностей размещения полезных ископаемых: для первой стадии характерно образование россыпных месторождений тяжелых минералов, для второй — возникновение так называемых гипергенных месторождений кор выветривания.

Пенепленизация протекает в условиях затухающих поднятий гор. Наряду с этим процессом большое значение имеют опускания крупных участков горных стран. Поскольку смежные горные цепи интенсивно разрушаются, в области опускания выносятся большие объемы продуктов денудации, и опускания весьма полно компенсируются осадконакоплением. В результате на месте погрузившихся горных сооружений формируются аллювиальные, дельтовые, прибрежно-морские, абразионные равнины. В ходе их образования возникают различные месторождения полезных ископаемых осадочного происхождения.

ПЕРЕСТРОЙКА РЕЛЬЕФА В ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ ЭТАПЕ[1] РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Выше было показано, что различия между горной (окраинной) и равнинной (внутренней) частями терри-

[1] Понятие геоморфологический этап в развитии Земли было выдвинуто академиком И. П. Герасимовым и автором настоящей

тории СССР исторически обусловлены и отражают распределение основных геолого-структурных элементов геосинклинальных (складчатых) и платформенных областей различного возраста. Однако не все крупные черты рельефа территории СССР находят объяснение в особенностях древней геологической структуры. Таковы прежде всего различия в общем характере рельефа востока и запада СССР. В самом деле, приподнятость Среднесибирской и относительно низкое положение Русской платформенных равнин нельзя поставить в связь с их геологическим возрастом: обе платформы одинаково древние, обе имеют фундамент докембрийского возраста. С другой стороны, древняя Русская платформа, молодые платформы Западной Сибири и Турана, хотя и относятся к различным структурно-геологическим категориям платформ, в геоморфологическом отношении принадлежат к одной и той же группе низких (средневысотных) равнин.

Несоответствия с древним геолого-структурным планом обнаруживаются и при анализе горных сооружений. Урал и Тянь-Шань в геолого-структурном отношении принадлежат к единой области палеозойской складчатости. Однако в геоморфологическом отношении они существенно различаются. В значительной своей части Урал близок к остаточным платформенным кряжам, древним горам. Тянь-Шань по своему внешнему облику почти не отличается от молодых гор области кайнозойской складчатости—от Кавказа, Памира. Внимательно сопоставляя между собой тектоническую и геоморфологическую карты СССР, можно обнаружить еще более резкое несоответствие древней геологической структуры и рельефа. Южная часть древней платформы Средней Сибири (область докембрийской — байкальской — складчатости) вопреки отмеченным выше закономерностям выражена в рельефе не равнинами или плато, а обширной Байкальской горной областью, включающей многочисленные хребты и глубокую впадину Байкала.

Разные участки юга Сибири геосинклинальное развитие прошли в различное время (крайний восток — в докембрии, средняя часть — в раннем палеозое, крайний

книги в 1964 г. Под геоморфологическим этапом понимается период времени, в течение которого формировался в своих главных чертах современный рельеф Земли. Хронологически он охватывает значительную часть мезозойской эры и весь кайнозой.

запад — в среднем палеозое), но, как отмечает Ю. П. Селиверстов (1968), к концу палеозоя на всей этой территории установился платформенный режим и началась выработка обширной поверхности выравнивания, окончательное моделирование которой произошло в триасе и сопровождалось образованием мощных кор выветривания каолинового типа. Известный специалист в области изучения кор выветривания В. П. Петров (1967) полагает, что в течение позднего триаса — ранней юры в Средней и Центральной Азии, на Урале и в Сибири существовал единый пенеплен, на котором развивалась мощная раннемезозойская кора выветривания.

Деформации раннемезозойского пенеплена развивались вне связи с распределением складчатых зон и платформ разного возраста. Эта перестройка хода движений земной коры происходила в основном в послепалеозойское время, на протяжении почти всего мезо-кайнозоя, в течение последних 100—150 млн. лет. Тектонические движения, протекавшие в этот отрезок истории Земли, нашли четкое отражение в рельефе земной поверхности, но не все они привели к качественным перестройкам более древних геологических структур. При анализе истории рельефа Земли геоморфологический этап выступает в качестве важнейшего хронологического подразделения, сопоставимого по своему значению с более ранними этапами — геологическим и догеологическим. Тектонические движения домезозойского возраста, создавшие различные геологические структуры, ныне почти не выраженные в рельефе, с точки зрения геоморфолога должны считаться древними движениями. Движения земной коры мезозоя — начала кайнозоя в целом можно назвать новыми движениями. Тектонические процессы неоген — четвертичного периода (последние 30 млн. лет), сыгравшие особенно важную роль в создании современного рельефа, обозначаются как новейшие движения.

С новыми и новейшими движениями земной коры, с событиями геоморфологического этапа связано обособление приподнятой восточной и относительно пониженной западной частей СССР. Как мы видели, это различие не связано с распределением складчатых зон и платформ разного возраста. Какие же процессы привели к общему поднятию восточной половины СССР? Важнейшим событием послепалеозойской истории Земли было образование глубоких океанических впадин. Интенсивные прогиба-

ния океанических впадин в мезо-кайнозое, по-видимому, сопровождались перемещением (оттоком) подкоровых масс из-под впадин в пределы окружающих континентов. Подток глубинных масс вызывал общее поднятие края континента, причем в поднятие вовлекались участки с разной предысторией, с разной геологической структурой. Чем обширнее океаническая впадина и интенсивнее ее прогибание, тем больше амплитуда поднятия суши по периферии океана и тем шире полоса такого поднятия.

Грандиозная Тихоокеанская впадина имеет наиболее широкую зону влияния. В нее входит вся восточная часть Евразии, включая восточную половину СССР. Вся эта область высоких плато, нагорий, высочайших горных хребтов испытала общее поднятие и перестройку морфоструктуры в связи с развитием Тихоокеанской впадины. Причем господствующее высотное положение Памира, Гималаев, Тибетского нагорья обусловлено, вероятно, тем, что в этом орографическом узле наложились зоны влияния Тихого и Индийского океанов, и компенсационное поднятие суши приобрело как бы удвоенную интенсивность. Таким образом, приподнятость восточной части СССР имеет периокеаническую природу (Хаин, 1964). Отметим, что происшедшая здесь тектоническая перестройка выразилась как поднятием земной поверхности, так и наращиванием мощности земной коры.

Геоморфологический этап отмечен не только общим поднятием крупных частей континентальных глыб, но и перестройкой их морфоструктуры. Ярким проявлением такой перестройки было образование возрожденных гор. Возрожденные горы широко распространены на территории СССР; именно по материалам исследований Сибири В. А. Обручевым впервые был выделен данный тип орогенических морфоструктур. Возрожденные горы в течение мезо-кайнозоя формировались в пределах разновозрастных складчатых зон. После более или менее длительной эпохи слабой тектонической активности и денудации горного рельефа в новое или новейшее время наступала фаза интенсивного горообразования. Если, однако, при первичном горообразовании (в областях геосинклиналей) ведущая роль принадлежит складчатым деформациям земной коры, то при вторичном горообразовании (возрождении гор) важное значение приобретают разрывные дислокации, движения по разломам. Роль движений этого типа зависит от жесткости коры, от древности складчатой зо-

ны. В наибольшей степени движения по разломам сказались при образовании гор в пределах древней платформы (области докембрийской складчатости) — в Прибайкалье, Забайкалье, где земная кора наиболее консолидирована. Возрожденные горы областей палеозойской складчатости (Тянь-Шань) и мезозойской складчатости (горы Северо-Востока СССР) в меньшей степени обусловлены движениями по разломам. Хотя возрожденные горы Байкальской области сформировались на древней платформе, мощность земной коры здесь намного больше, чем обычно на платформах (30—40 км), и близка к мощностям коры молодых, кайнозойских гор (60—70 км). Как видно, образование возрожденных гор сопровождалось глубокой перестройкой коры и возникновением «корней гор».

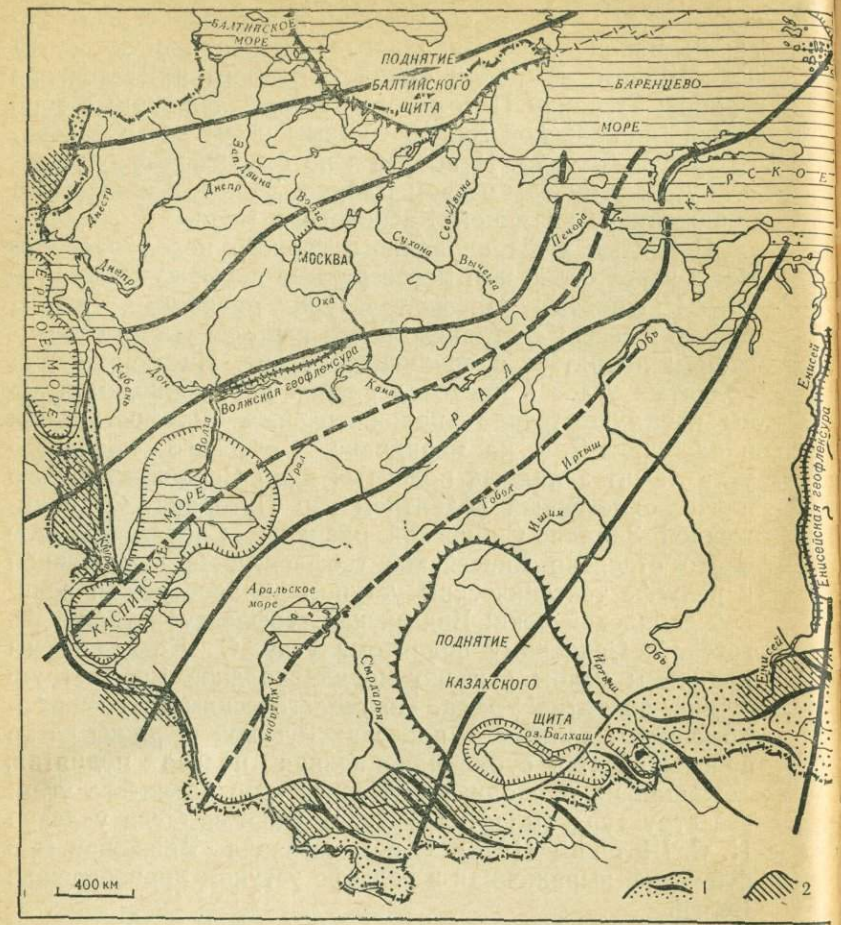
Природа процессов, приводящих к перестройке коры и возрождению гор, до конца не выяснена. По-видимому, возрождение гор происходило под влиянием импульсов, исходивших в одних случаях от разраставшихся океанических впадин, а в других — от активных орогенических зон кайнозойской складчатости. Соответственно выделяются два генетических типа возрожденных гор: периокеанические и периорогенические (Хаин, 1964; Мещеряков, 1965). Примером возрожденных гор первого типа служат Верхоянский хребет, нагорье Черского, образовавшиеся по периферии Тихоокеанской впадины. По-видимому, периокеаническим надо считать и весь пояс возрожденных гор Южной Сибири, протянувшийся от Станового хребта на востоке до Алтая на западе. Пример возрожденных гор второго типа — Тянь-Шань, возникший почти одновременно с орогенезом на Памире и, несомненно, под его влиянием (см. гл. 10).

Возникший в геоморфологическом этапе развития Земли окраинный горный пояс территории СССР представляет собой целостное морфоструктурное образование с некоторыми общими чертами строения во всех своих разновозрастных частях (рис. 7). Обратим внимание на характерную угловатость очертаний северной кромки горного пояса СССР. При этом, как правило, выдающиеся к северу углы отличаются бóльшими высотами рельефа, чем выдвинутые к югу. Это позволяет выделять в пределах почти всего окраинного горного пояса морфоструктуры поднятых углов и опущенных углов. К числу поднятых углов относятся: 1) участок сочленения Боль-

шого Кавказского хребта, Малого Кавказа и Понтийских гор; 2) участок сочленения Копетдага и Эльбурса; 3) район стыка Западного Тянь-Шаня с Северным Тянь-Шанем; 4) район стыка Западного и Восточного Саянов; 5) район Патомского нагорья, лежащий в зоне стыка Байкальской горной системы и системы Станового хребта (рис. 7). Наиболее ясно выраженные опущенные углы отмечены озером Байкал, Зайсан-Алакольским понижением, впадиной Каспийского моря.

Поднятые углы окраинного горного пояса расположены через более или менее равные промежутки — 18—20—24° широты. Морфоструктура равнинных пространств к северу от горного пояса явно связана с чередованием поднятых и опущенных углов. На меридианах поднятых углов в пределах равнин прослеживаются зоны преимущественно положительных морфоструктур, и наоборот. Так, на меридиане Саянского поднятого угла лежит западный поднятый край Среднесибирского плато, отмеченный поднятием гор Путорана. От пониженной Западно-Сибирской равнины Среднесибирское плато отделено Енисейской геофлексурой, выраженной в рельефе тектоническим уступом правобережья великой сибирской реки; Енисейская геофлексура также тяготеет к Саянскому поднятому углу. С Копетдагским поднятым углом связано меридиональное морфоструктурное поднятие Урала. По геологическим и геоморфологическим данным, в пределах Русской равнины четко прослеживается субмеридиональная полоса поднятия, лежащая на продолжении Кавказского поднятого угла; эта структура (морфоструктура) впервые была указана Н. С. Шатским (1948). С нею связана Волжская геофлексура, выраженная в рельефе уступом правобережья Волги.

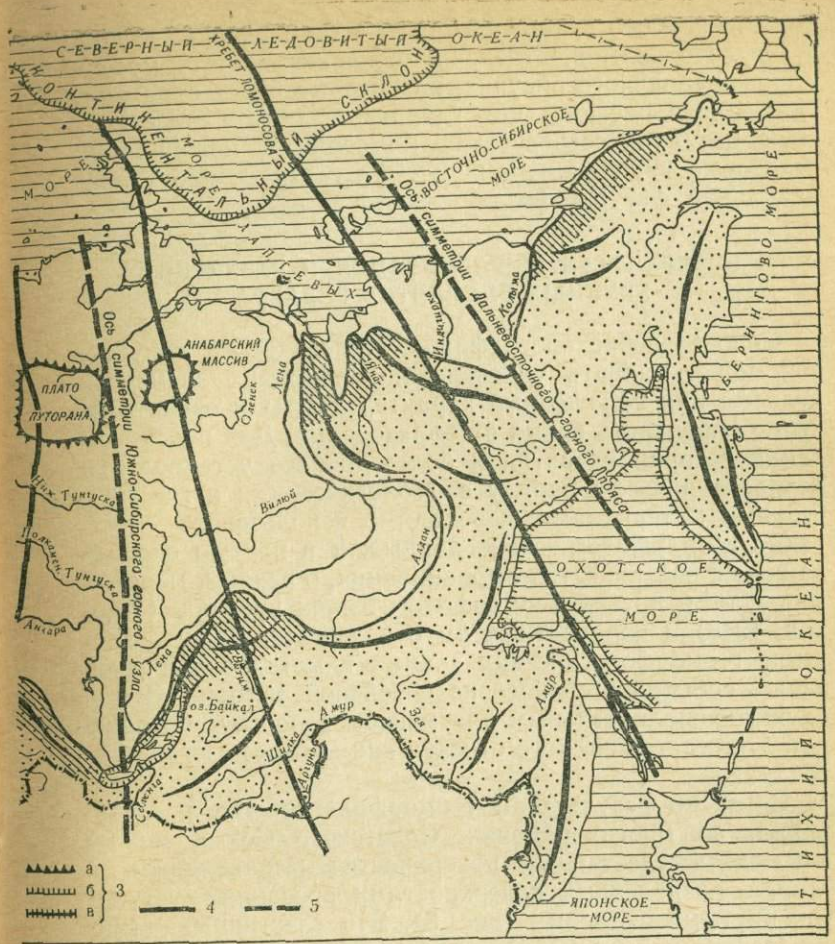
Известная геометрическая правильность расположения поднятых и опущенных углов и связанных с ними зон поднятия и зон опускания в пределах равнин позволяет говорить о существовании огромных, выраженных в рельефе волн земной коры — геоволн, или геоундаций. В пределах территории СССР четко выражены геоволны меридионального направления. Выделяются системы волн разной длины — от самых крупных с длиной — l порядка нескольких тысяч километров, до более мелких с длиной волны — l порядка сотен и десятков километров. Кроме субмеридиональных выделяются и попе-



Р и с. 7. Планетарно-тектонические элементы рельефа СССР:

1 — северная граница горного пояса СССР и отдельные хребты; 2 — «поднятые углы» окраинного горного пояса; 3 — контуры некоторых морфоструктур (*а* — поднятие, *б* — прогиб, *в* — геофлексура); *4* — гребни меридиональных геоволн первого порядка; 5 — прогибы между смежными гребнями геоволн

речные им — субширотные геоволны. Подробнее системы морфоструктурных волн будут рассмотрены ниже, при описании отдельных геоморфологических областей СССР. Здесь лишь отметим, что выраженные в рельефе волны земной коры объединяют в целостные геоблоки весьма различные по своему геологическому строению и



предыстории части земной коры. Такая гетерогенность современных морфоструктур была отмечена впервые И. П. Герасимовым (1946).

Геометрическая правильность расположения морфоструктур территории СССР (поднятых и опущенных углов горного пояса, крупных геоблоков равнин), связанная с существованием систем геоволн, по-видимому, отражает некоторые общепланетарные закономерности, и в частности общую геометрическую правильность фигуры Земли. Меридионально-широтное расположение современных, выраженных в рельефе геоволн связано с

положением оси вращения Земли в геоморфологическом этапе ее развития. Отдельные отклонения от геометрически правильного рисунка, на которые будет обращено внимание в последующих главах, отражают геологическую разнородность субстрата геоволн и, может быть, некоторые крупные черты рельефа геоида — нарушения идеальной фигуры Земли.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И РАЗВИТИЕ КРУПНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА

Сопоставление орографии с геологической структурой может выявить унаследованность одних элементов рельефа или наложенный характер других и ориентировочно определить время их образования. Для прослеживания истории развития и более точного установления возраста рельефа наряду с геологическими и геофизическими материалами необходимо использовать собственно геоморфологические данные, и в первую очередь данные о поверхностях выравнивания, о речных, морских террасах и других геоморфологических уровнях (Марков, 1948) и коррелятных им отложениях. Важное значение геоморфологических данных и методов для освещения событий всей послепалеозойской истории Земли служит дополнительным аргументом в пользу обозначения этого исторического отрезка как геоморфологического этапа.

Согласно результатам геоморфологических исследований, во многих районах Советского Союза можно наблюдать «лестницы» поверхностей выравнивания и террас, разделенных поверхностями врезания — уступами, крутыми склонами (рис. 8). Эти «лестницы» — свидетельства неравномерного хода развития рельефа. Поверхности выравнивания возникали в эпохи равновесия эндогенных (тектонических) и экзогенных (внешних) сил, когда сглаживались неровности раздела геосфер — литосферы и атмосферы, литосферы и гидросферы. Уступы, крутые склоны сохраняются от эпох, когда эндогенные процессы брали верх над экзогенными и происходило усиление контрастов рельефа. Эпохи сглаживания рельефа и эпохи усиления его контрастов чередовались во времени, составляя геоморфологические циклы — основные подразделения истории рельефа, его направленной эволюции.

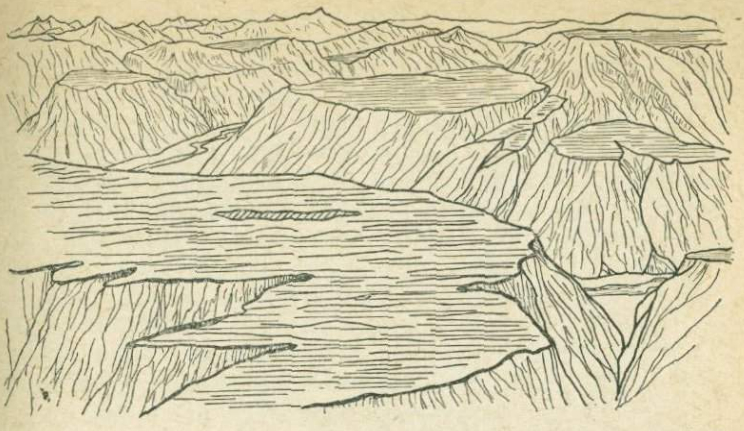


Рис. 8. Поверхности выравнивания в Верхоянском хребте (видны два уровня древних поверхностей выравнивания)
Рисунок Г. Ф. Лунгерсгаузена (сделан с вертолета)

Каждая эпоха выравнивания охватывала большие территории, с различным рельефом и разнородной геологической структурой. Соответственно поверхности выравнивания определенного возраста распространяются на обширных пространствах, некоторые поверхности, возможно, прослеживаются почти на всей территории СССР. Поверхности выравнивания многих районов СССР, как и большинства других стран, известны еще недостаточно; изучение этих поверхностей — одна из актуальных задач геоморфологии на ближайшее время. Однако и сейчас уже ясно, что анализ поверхностей выравнивания и террас — основной путь разработки геоморфологической хронологии. Выявление деформаций поверхностей выравнивания — эффективное средство изучения рельефообразующих движений земной коры. Подобно тому как анализ осадочных толщ позволяет проследить историю развития геологических структур, так изучение поверхностей выравнивания дает ключ к познанию геоморфологической истории и оценке возраста крупных, морфоструктурных форм рельефа.

В каких бы районах СССР ни изучались «лестницы» поверхностей выравнивания, всегда оказывается, что самая высокая ступень — наиболее древняя (в данном районе), и каждая последующая ступень вырабатывалась на более низком уровне. Это говорит о прогрессив-

ном поднятии земной коры и о компенсации поднятия врезанием долин, рек, углублением денудационных понижений. Поскольку возраст наиболее древних (исходных) поверхностей выравнивания на территории СССР относится к концу палеозоя — началу мезозоя, можно заключить, что общая для всей территории СССР направленность развития рельефа в мезо-кайнозое (в геоморфологическом этапе) состояла в постепенном, нарастающем поднятии, увеличении контрастов рельефа, усложнении орографического плана.

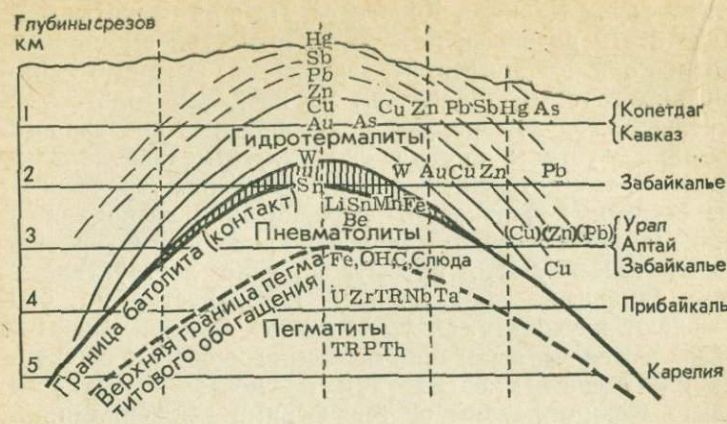
В различных морфотектонических областях СССР характер поверхностей выравнивания неодинаков. В пределах платформенно-равнинных территорий поверхности выравнивания по своему происхождению представляют собой обычно обширные по площади полигенетические равнины, которые в период формирования включали как денудационные, так и аккумулятивные участки. Денудационные равнины (пенеплены) распространены в областях относительного поднятия, особенно в пределах щитов, остаточных (платформенных) гор и кряжей; аккумулятивные — в пределах плит, в областях относительного опускания. В современном рельефе платформ аккумулятивные участки древних (дочетвертичных) полигенетических поверхностей представлены пластовыми равнинами, плато. Все поверхности, даже самые древние и высоко поднятые, слабо деформированы и сохраняют первоначальный, близкий к горизонтальному профиль, чем и обусловлена общая равнинность рельефа платформ. В пределах платформ насчитывается обычно не более 2—3 разновозрастных поверхностей выравнивания. Наиболее древние поверхности выравнивания — мезозойские, включающие иногда элементы поверхностей более раннего (палеозойского) возраста,— сохранились в современном рельефе участков платформ с устойчивой тенденцией к поднятию (Алданский щит, северо-запад Русской равнины, Среднесибирское плато). В областях с тенденцией к опусканию (Западно-Сибирская равнина, юго-восток Русской равнины) древние поверхности погребены, и исходными для формирования современного рельефа послужили пластовые (аккумулятивные) поверхности позднетретичного, четвертичного возраста.

Совершенно другими особенностями характеризуются поверхности выравнивания молодых гор, сформировавшиеся в пределах кайнозойских складчатых областей.

Хотя в горах Кавказа, Копетдага, Памира насчитывается до 8—10 разновозрастных поверхностей выравнивания, все они, вместе взятые, занимают неизмеримо меньший процент площади, чем в пределах платформ. В рельефе гор доминируют разнообразные поверхности врезания — уступы, крутые склоны,— отмечающие длительные фазы интенсивного поднятия. Узкие террасовидные ступени поверхностей выравнивания возникали в периоды приостановки или ослабления роста гор. По своему генезису это преимущественно деструктивные (денудационные, абразионные) поверхности, но они включают и участки аккумулятивных равнин. Возраст поверхностей выравнивания молодых гор обычно не древнее олигоцена — миоцена, тем не менее поверхности сильно деформированы орогеническими движениями.

В возрожденных горах Средней Азии, Южной Сибири (Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Байкальская горная область) своеобразно сочетаются: 1) реликтовые поверхности выравнивания типа пенепленов (свидетели доорогенной стадии развития, в течение которой древние (в геоморфологическом смысле) складчатые горы были денудированы, в условиях платформенного тектонического режима); 2) «лестницы» поверхностей выравнивания нового орогенного этапа (Сваричевская, 1965). Эти поверхности не отличаются от поверхностей выравнивания молодых гор и также возникали в фазы замедления их роста. В горах Тянь-Шаня установлено, например, до 5—7 подобных поверхностей неоген-четвертичного возраста. Возраст исходных доорогенных пенепленов датируется мезозоем (триас — юра — мел); окончание формирования пенепленов местами приходится на раннетретичное время (палеоген). Древние, высоко поднятые пенеплены обычно слабо деформированы и занимают большие пространства в пределах возрожденных гор. Например, в центральных частях Алтая они составляют около 30%, а в хребте Каратау — 50% всей поверхности (Сваричевская, 1965). Эти нагорные пенеплены оставляют неизгладимое впечатление. После долгого подъема по горным кручам на перевале вместо узкого гребня, свойственного молодым горам, неожиданно открывается глазу уходящая за горизонт волнистая равнина.

Изучение поверхностей выравнивания имеет не только большой научный, но и практический интерес. К поверхностям выравнивания приурочены коры выветрива-



Р и с. 9. Геохимические концентры, эрозионные срезы и распределение на поверхности Земли месторождений различных руд, по А. Е. Ферсману (К. К. Марков, 1948).
TR — редкие земли

ния — рыхлые продукты изменения горных пород, образованные на земной поверхности под совместным воздействием воздуха, воды, организмов. В зависимости от палеогеографических условий образования в различные эпохи истории Земли формировались латеритные, каолиновые, известковистые и другие коры. С корами выветривания связаны месторождения многих полезных ископаемых—бокситов, железных, никелевых, марганцевых руд, россыпей золота, алмазов, титановых минералов, огнеупорных глин, кварцевых песков и т. д. Прослеживание поверхностей выравнивания служит важнейшим методом прогноза месторождений полезных ископаемых кор выветривания. Например, данные о поверхностях выравнивания положены в основу прогнозно-металлогенической карты Урала (для мезо-кайнозойского этапа).

Изучение поверхностей выравнивания, их возраста и деформаций представляет собой также важный, но пока еще недостаточно используемый путь общего прогноза рудных полезных ископаемых. Академиком А. Е. Ферсманом еще в 30-х годах были выдвинуты идеи, согласно которым металлогенические провинции определяются сочетанием типа геологической структуры с тем или иным эрозионным (денудационным) срезом. Сущность такой связи видна из схемы (рис. 9), на которой, по А. Е. Ферсману, представлен застывающий гранитный ба-

толит с окружающими его геохимическими концентрами, каждый из которых содержит определенные рудные элементы. Горизонтальными линиями отмечены разные глубины денудационного среза.

Как видно, различной глубине среза соответствуют своеобразные комплексы полезных ископаемых. Наиболее глубоко денудированные области кристаллических щитов (Карелия) содержат только полезные ископаемые, связанные с корнями магматических тел. Полной противоположностью являются молодые горы (Копетдаг, Кавказ) с малой глубиной денудационного среза и преимущественным распространением полезных ископаемых верхних геохимических концентров. Большим своеобразием отличаются комплексы рудных месторождений возрожденных гор, где глубокий древний денудационный срез сочетается со вторичными орогеническими движениями, вторичным магматизмом и новой фазой рудообразования. Типичный пример — горы Тянь-Шаня, для которых еще А. Е. Ферсманом было отмечено сочетание полезных ископаемых, относящихся к геохимическим концентрам различного уровня.

В. И. Смирнов (1957) выделяет три уровня эрозионного среза рудоносных интрузивов: 1) срез, не доходящий до интрузивов, 2) мелкий срез интрузивов и 3) глубокий срез. Примерами таких уровней среза являются:

1) молодой рельеф Кавказа, Копетдага, горного окружения Ферганской котловины, где вскрыты лишь верхние концентры гранитных батолитов, несущие свинец, цинк, мышьяк, ртуть, сурьму;

2) старый рельеф мелкосопочника Казахстана, где на поверхность выходят постмагматические рудные месторождения свинца, цинка, меди, вольфрама, золота, олова;

3) древний рельеф Карелии, где вскрываются месторождения корней магматических очагов (молибден, редкие металлы).

Такова общая схема. Конкретные свойства рудных месторождений, по Ю. А. Билибину (1955), в одних случаях должны быть отнесены за счет региональных особенностей магматических комплексов, в других — за счет различий их геологического возраста, в третьих — за счет различной глубины эрозионного среза. Детализация картины магматизма и рудообразования требует и более тонкого определения величин денудации. Для этой цели в

настоящее время успешно разрабатываются специальные геоморфологические методы, основанные на тщательном изучении поверхностей выравнивания, их возраста и деформаций. Например, для некоторых районов Забайкалья составлены специальные карты поверхностей выравнивания, которые позволяют оценить количественно эрозионный срез рудных тел и даже составить карты изоглубин среза.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РАВНИННЫХ И ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Рельеф областей гор и равнин Советского Союза разнообразят крупные неровности поверхности — возвышенности, низменности, плато, хребты, межгорные впадины. Эти крупные формы, обычно хорошо видимые на всех сводных гипсометрических и геологических картах, по И. П. Герасимову (1946, 1959), составляют морфоструктуру земной поверхности (рис. 10).

В пределах равнинных областей возвышенностями называют участки, превышающие среднюю высоту данной равнинной области; они обычно выше 150—200 м. К низменностям относятся участки поверхности, лежащие ниже среднего уровня равнины, обычно высотой до 100—150 м над уровнем моря. Промежуточные между возвышенностями и низменностями области нередко называют просто равнинами. Наряду с этими чисто морфографическими подразделениями в пределах равнин выделяют плато, кряжи, плоскогорья. Плато — это возвышенность, образованная почти горизонтально залегающими слоями осадочных пород с плоской поверхностью и обрывистыми склонами. Кряж — возвышенность, имеющая в плане вытянутую форму и образованная дислоцированными складчатыми или кристаллическими породами. Плоскогорье (пенеплен) — равнина, срезающая дислоцированные породы. Если плато — это образования по своему происхождению чисто платформенные, то кряжи, плоскогорья образовались в период становления платформенной равнины на месте горноскладчатой страны в результате выравнивания ее рельефа. Плато, кряж, плоскогорье — понятия не морфографические, а морфоструктурные, отражающие соотношения рельефа с геологической структурой, указывающие на исторический путь того или иного элемента земной поверхности.

И. П. Герасимов различает следующие морфоструктурные элементы равнин: 1) цокольные денудационные почти равнины (плоскогорья), срезающие кристаллические породы фундамента или складчатые корни древних горных сооружений, например области Балтийского, Алданского щитов, Донецкий, Енисейский кряжи, Казахский мелкосопочник; 2) внутриконтинентальные аккумулятивные низменности (Прикаспийская, Вилюйская); 3) молодые элементарно построенные пластовые возвышенности (плато), сложенные почти горизонтально залегающими толщами осадочных или вулканических пород (Устюрт, Карабильское плато, плато Путорана); 4) более древние, сложно расчлененные ступенчатые ландшафты пластовых возвышенностей и низин (северо-запад Русской равнины, Среднесибирское плато).

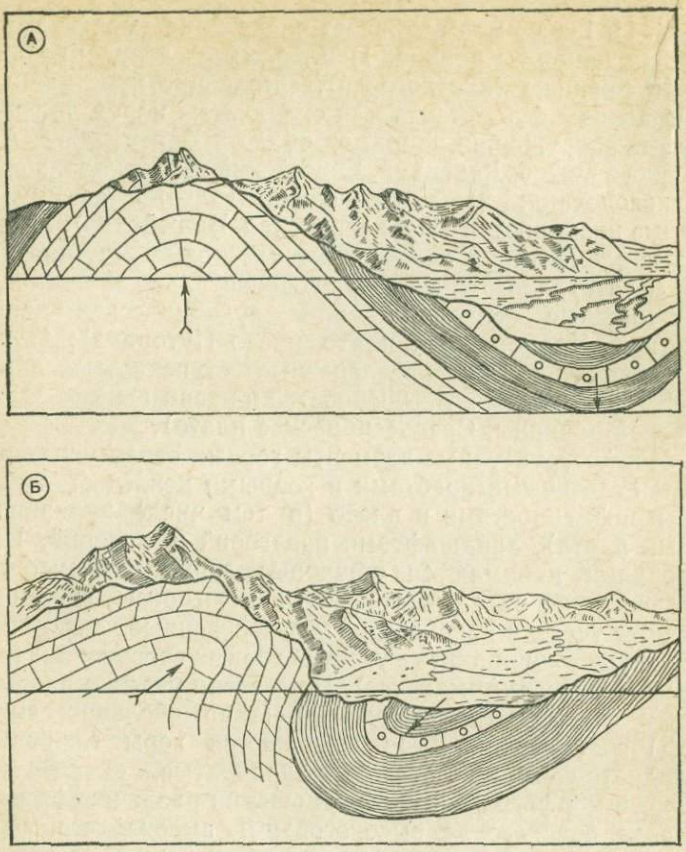
Морфоструктурные элементы горных стран представлены отдельными хребтами и горными цепями, межгорными низменностями и плато (в том числе вулканическими плато), ландшафтами предгорий и нагорий. Под нагорьями понимаются обширные горные территории, включающие отдельные хребты, межгорные впадины, а также участки плоскогорий — выровненные денудацией и впоследствии поднятые участки горных сооружений (нагорья Черского, Армянское). По степени участия разрывных и складчатых деформаций (типа «больших складок») в образовании гор выделяются горы глыбовые, складчато-глыбовые, глыбово-складчатые, складчатые. В чисто морфографическом отношении различаются низкогорья, среднегорья, высокогорья и высочайшие горы (табл. 2).

Таблица 2

Высотные ступени расчленения гор
(под Д. А. Лилиенбергу, Д. А. Тимофееву, 1963, и Б. А. Федоровичу, 1960)

Высотные ступени гор	Абсолютные высоты (м)	Относительные глубины расчленения (м)
Низкогорья . .	до 600—1 000	100— 400
Среднегорья . .	» 2 000—2 500	300—1 000
Высокогорья . .	» 5 000—5 500	более 800—1 000
Высочайшие горы	свыше 5 000—5 500	» 800—1 000

Сопоставление орографических элементов с элементами геологической структуры платформенных равнин и



орогенических областей приводит к выводу о повсеместной связи между рельефом и тектоникой, а следовательно, о ведущей роли тектонического фактора (движений земной коры) в образовании всех крупных орографических элементов — хребтов, впадин, низменностей, возвышенностей, плато и т. д. Однако характер связи между орографией и тектоникой неодинаков в различных морфотектонических областях. Наиболее элементарные — прямые соотношения орографии и тектоники наблюдаются в области современной геосинклинали Дальнего Востока СССР. Здесь хребты строго соответствуют антиклинальным элементам складчатой зоны, межгорные впадины, низменности — синклинальным элементам. Прямая связь

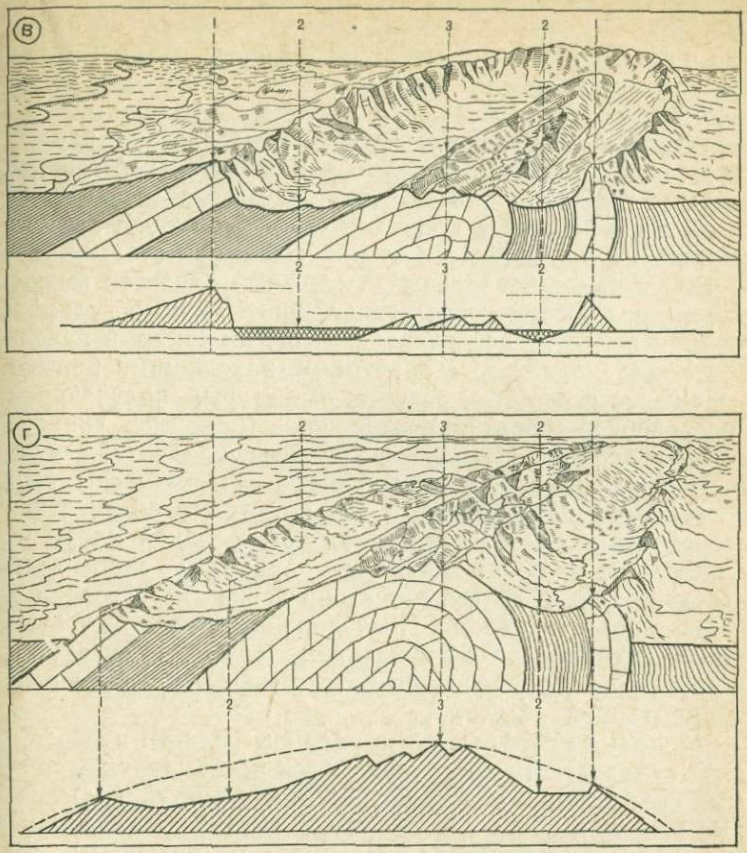


Рис. 10. Морфоструктуры (по Н. П. Костенко)

Простейшие типы морфоструктур — антиклинальный *хребет и синклинальная* впадина: А — созданные вертикальными движениями земной коры; Б — создан*ные движениями* со значительной горизонтальной составляющей. Морфоструктуры, по-разному выраженные в рельефе, в зависимости *от их* тектонической активности: В — общий вид и разрез неактивной структуры; неровности *рельефа обусловлены* элементами залегания пород и степенью их сопротивления денудации; Г — общий вид и разрез активной структуры; поднимающаяся брахиантиклиналь образует в рельефе сводообразную возвы*шенность*

орографии и тектоники характерна и для области аль*пийской складчатости* Юга СССР (Карпаты, Кавказ, горы Средней Азии), хотя здесь и наблюдается некоторое усложнение морфотектонических *соотношений*, отражающее, в частности, поперечные деформации складчатой

зоны. Более сложную с точки зрения соотношений рельефа и геоструктуры картину дают горные области мезозойской складчатости. Длительная история геоморфологического развития, включавшая эпохи денудации и фазы перестройки тектонического режима, сказалась на характере связи современного рельефа и структуры. Антиклинальные и синклинальные элементы мезозойской складчатой зоны не всегда получают столь же четкое прямое выражение, как в области альпийской складчатости.

Еще более своеобразный и сложный характер имеют структурные особенности современного горного рельефа области палеозойской складчатости. Например, в пределах Урала наряду со структурами, находящими прямое выражение в рельефе, развиты структуры, получающие инверсионное (обратное) выражение (например, синклинальные хребты). Некоторые элементы складчатой структуры Урала в современном рельефе не выражены. Эти особенности, характерные и для других гор области палеозойской складчатости, отражают, с одной стороны, длительную денудационную препарировку складчатой структуры, а с другой — тектонические перестройки в новое и новейшее время. Последние приводили не только к омоложению (или возрождению) горного рельефа, но и к образованию совершенно нового морфотектонического плана горной области.

Молодые платформенные равнины области палеозойской складчатости характеризуются преобладанием прямых соотношений между рельефом и структурой. Основные возвышенности соответствуют антеклизам (сводам) платформы, низменности — синеклизам (прогибам), что указывает на тектоническое происхождение орографических элементов и большую длительность формирования последних. Однако в некоторых участках молодых платформенных равнин, испытавших в недавнем геологическом прошлом изменение знака движений земной коры или плана распределения участков поднятия и опускания, наблюдаются те или иные несоответствия между орографией и геологической структурой. Значительно более широкое распространение несогласные (инверсионные) морфоструктуры получают в пределах древних платформенных равнин (области докембрийской складчатости). Здесь выделяются целые крупные территории, где синеклизы и антеклизы получают либо инверсионное выражение в рельефе, либо вообще не имеют целостного отра-

жения в современной орографии. Такова, например, область Северных Увалов на Русской равнине — возвышенная в морфологическом отношении, но приуроченная к отрицательной тектонической структуре — Московской синеклизе.

Итак, крупные элементы орографии горных и равнинных областей СССР могут быть подразделены по характеру соотношения с геоструктурными элементами на прямые (унаследованные) и несогласные (неунаследованные). Несогласные морфоструктуры могут быть простыми — инверсионными, либо более сложными — гетерогенными, т. е. включать отдельные элементы положительных и отрицательных геоструктур, будучи построенными в целом по своему самостоятельному плану. Как прямые, так и несогласные морфоструктуры образованы при ведущей роли движений земной коры, но прямые морфоструктуры отражают унаследованное течение движений земной коры, а несогласные морфоструктуры — разнообразные перестройки тектонических движений в новое и новейшее время. Эти перестройки не всегда удается обнаружить чисто геологическими методами; эффективный путь их выявления — геоморфологический (морфоструктурный) анализ.

Прямые морфоструктуры характерны для современных геосинклинальных областей, молодых складчатых (горных) стран, молодых платформ. Чем древнее возраст геологической структуры, чем более длительный путь развития прошел рельеф, тем сложнее соотношения орографии и геоструктуры, тем шире распространены разнообразные несогласные морфоструктуры.

ВОЗРАСТ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУР

Для суждения о возрасте и особенностях развития морфоструктур важнейшие указания дают поверхности выравнивания. Исследования поверхностей выравнивания СССР, развернувшиеся в последнее время, показали значительное распространение раннетретичных, мезозойских и более древних поверхностей. Анализ деформаций поверхностей этого возраста приводит к выводу о столь же раннем оформлении и многих крупных элементов рельефа (морфоструктур) как прямых, так и несогласных. Например, заложение возвышенности Северные Увалы,

Тиманского кряжа на Русской равнине, возвышенности Путорана на Среднесибирском плато и ряда других крупных форм рельефа равнин в свете современных данных восходит к мезозою (мел — юра). Отсюда следует, что для понимания истории крупных форм рельефа нельзя ограничиваться изучением новейших (неоген-четвертичных) движений земной коры, а необходимо рассматривать в целом новые (мезо-кайнозойские) движения.

К аналогичным выводам приводит изучение древних пенепленов и коррелятных им осадочных толщ в областях возрожденных гор. Выясняется, например, что основные морфоструктуры — хребты и впадины Байкальской горной области, Алтая — заложены не новейшими (неоген-четвертичными), а новыми движениями земной коры еще в мезозойскую эру. В целом, однако, сравнительная оценка роли древних, новых и новейших движений в создании современных морфоструктур остается задачей дальнейших исследований.

Несомненно, что в новейшее время продолжалось унаследованное развитие многих ранее заложенных морфоструктур — рост возвышенностей, горных хребтов, углубление низменностей и заполнение их осадками, — причем контрасты рельефа резко усилились. Так, плато Путорана, заложенное в меловом периоде, к началу неогена имело высоту не более 700 м; за неоген-четвертичное время высота плато возросла почти в 2,5 раза и достигла 1700 м. Еще больше возвысились горные хребты в областях молодых и возрожденных гор. Если в платформенных областях амплитуды новейших движений измеряются десятками и сотнями метров, то в орогенических областях они достигают 8—12 км (Николаев, 1962). Наряду с унаследованным развитием рельефа произошло новообразование крупных форм поверхности, главным образом в зонах влияния поясов кайнозойского орогенеза. Так, под влиянием роста Карпат в миоцене на Русской равнине возникла наложенная Волыно-Подольская возвышенность (синклинальное плато). В зоне влияния Памира образовалось Карабильское плато. В пределах молодых горных поясов четко оформилась система поперечных волн (поднятий и прогибов), охватившая и сопредельные равнины.

В целом данные об истории крупных черт рельефа СССР указывают на большое значение рубежа, приходящегося на конец палеозоя — начало мезозоя и отмечаю-

щего наступления геоморфологического этапа развития. Изучая комплекс палеогеографических событий, особенно прослеживая поверхности выравнивания и поверхности врезания и датируя их возраст, можно подразделить этот этап на крупные геоморфологические циклы, ритм которых отражает в значительной степени ритм движений земной коры. Чередование поднятий и опусканий земной коры эпейрогенического характера (т. е. охватывавших, очень большие области суши, соизмеримые с целыми континентами) обусловливало единство (синхронность) хода геоморфологического развития обширных по площади территорий. Вместе с тем в каждом отдельном районе могут быть установлены своеобразные, неповторимые черты геоморфологического развития, отражающие локальные изменения ритма общих тектонических движений и климатических изменений, наложение многих местных факторов — самостоятельных движений отдельных блоков земной коры, определенного сочетания экзогенных агентов.

При современном состоянии изученности наиболее уверенно можно говорить об известной метахронности (несовпадении во времени) крупных циклов геоморфологического развития западной и восточной частей СССР, принадлежащих соответственно к Индо-Атлантическому и Тихоокеанскому секторам земной коры. Прослеживая фазы выравнивания и расчленения рельефа, отражающие особенности новых движений (мезозойских и раннетретичных), можно установить, что на востоке СССР значительно более ярко проявилась среднемеловая фаза поднятия и расчленения рельефа. Это связано с развитием на востоке тихоокеанского (яньшанского) орогенического цикла, слабо проявившегося на западе. В новейшее (неоген-четвертичное) время, напротив, на западе СССР более отчетливо проявились миоценовая фаза поднятия и перестройка морфоструктуры, связанная с альпийским циклом орогенеза. В ряде районов восточной части страны основная фаза новейших движений сместилась на неоген-четвертичный период.

Особенности хода геоморфологических циклов на востоке и западе СССР иллюстрируются морфоциклическими кривыми Русской равнины и Среднесибирского плато (рис. 11). Кривые свидетельствуют как о метахронности, так и синхронности некоторых событий истории рельефа. Например, по-видимому, универсальное значение для



Рис. 11. Морфоциклические кривые для Русской равнины (1) и Среднесибирского плато (2). Горизонтальные отрезки кривых отвечают этапам выравнивания рельефа, наклонные отрезки — этапам расчленения. $N+Q$ — неоген + четвертичный период

всей территории СССР имела четвертичная фаза поднятия и расчленения поверхности.

При различиях в ритме движений земной коры на востоке и западе СССР существуют еще различия в интенсивности движений. В целом в новое и новейшее время тектонические процессы и процессы рельефообразования протекали более напряженно и интенсивно на востоке СССР. Это выразилось в общей приподнятости территории, в более ярком проявлении процессов возрождения гор на востоке. В западной части СССР процессы возрождения гор сказались значительно слабее. Орогенические движения этого типа миновали и древнюю Русскую платформу, и окаймляющие ее менее жесткие участки земной коры.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Тектонические процессы, создавшие крупные черты рельефа СССР, продолжаются в современную эпоху в виде медленных (вековых) движений земной поверхности, землетрясений, извержений вулканов.

Точные геодезические определения высот одних и тех же пунктов, повторяемые через 20—30 лет, позволили выявить медленные поднятия одних и опускания других

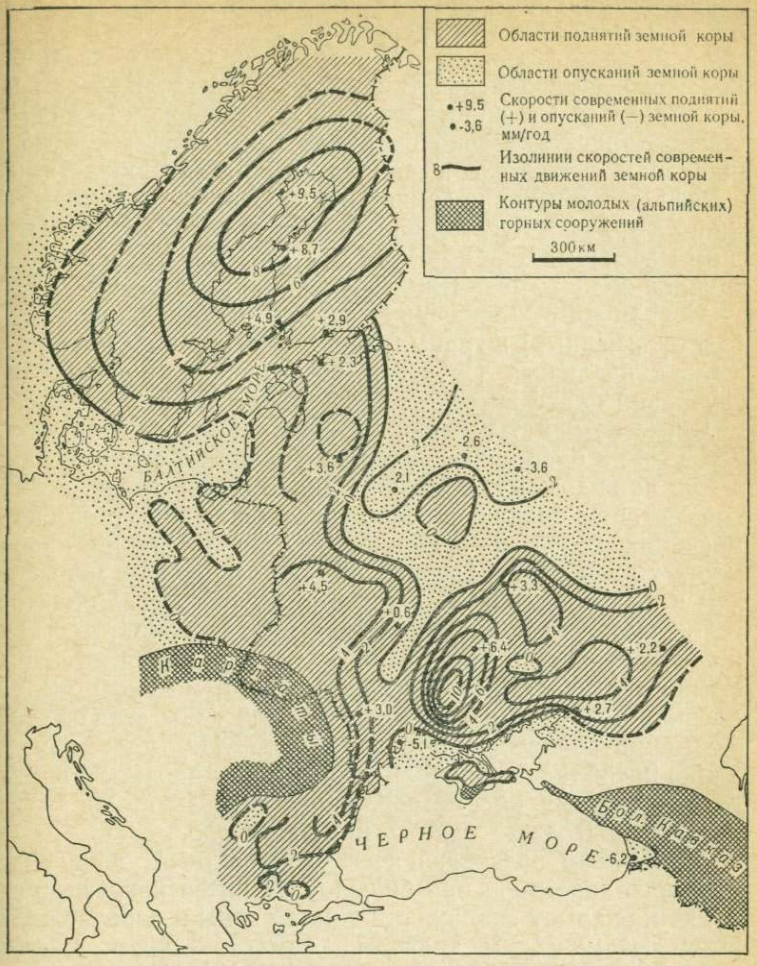


Рис. 12. Схематическая карта современных движений земной коры Восточной Европы и Фенноскандии

районов СССР. Например, в настоящее время район Москвы в целом понижается на 2—3 мм/год, район Таллина поднимается со скоростью около 2 мм/год. Как и в прошлые эпохи истории Земли, движения земной коры проявляются повсеместно; нет ни одного участка территории СССР, где земная кора не испытывала бы медленных движений того или иного знака. Для западной части

Европейской территории СССР и сопредельных территорий составлена карта современных вертикальных движений земной коры (рис. 12). Как видно, поднятие, охватившее весь Скандинавский полуостров, продолжается на территории СССР вплоть до Карпат. Обширная Скандинавско-Карпатская зона поднятия меридионального направления с востока и запада ограничена областями медленного опускания земной коры. Отдельные поднимающиеся участки Русской платформы связаны с Воронежским массивом, Донбассом, со структурами Криворожья, крупная область поднятия выявлена в пределах Кавказа.

Современные движения земной коры равнинных (платформенных) и горных (орогенических) областей несколько различны. Скорости современных поднятий и опусканий платформенных равнин обычно измеряются миллиметрами в год и лишь изредка достигают сантиметров в год; в орогенических зонах скорости в сантиметрах в год, по-видимому, обычны. Однако более резкое отличие состоит в величинах градиентов движений (т. е. в изменениях скоростей на единицу расстояния); на платформенных равнинах градиенты обычно на порядок меньше, чем в орогенических зонах. Это различие легко понять, если учесть, что в орогенических зонах движения гораздо более контрастны, более дробны, участки поднятия чаще сменяются участками опускания. Как отмечалось, чередование поднятий и опусканий земной коры создает деформации волнообразного характера. На платформах длина преобладающих волн современных движений измеряется сотнями километров, в орогенических зонах — десятками и даже единицами километров.

Длительно развивающиеся контрастные движения плавного характера при большой их интенсивности приводят к разрыву сплошности земной коры и сопровождаются сейсмическим толчком — землетрясением. Схема сейсмического районирования СССР (рис. 13) свидетельствует, что наиболее подвержена землетрясениям область горного обрамления СССР. Самые сильные землетрясения (до 8—9 баллов и более) происходят в Карпатах, в Закавказье, в Копетдаге, на Памире и Тянь-Шане, в Алтае-Саянской области и Прибайкалье, в Курило-Камчатской области. По М. В. Гзовскому (1963), сейсмическая область довольно точно совпадает с областью повышенных градиентов новейших движений земной коры. Высокосейсмичными являются как области молодых, так и

возрожденных гор. Сейсмичность — это проявление орогенеза в современную эпоху.

На большей части территории СССР глубина очагов землетрясений не превышает 80—100 км; в основном эти землетрясения вызываются процессами, протекающими в земной коре. Наиболее глубокофокусные землетрясения (с очагами глубиной свыше 600—700 км, уходящими в мантию Земли) приурочены к современной геосинклинали — Курило-Камчатской области. Не случайно эта же область является и вулканической. Как выясняется теперь, вулканы тесно связаны с расплавленными очагами вещества в подкоровом слое Земли (Г. С. Горшков). По подводящим каналам, приуроченным к глубинным разломам, во время извержений вулканов выводятся на поверхность вещество и энергия глубоких недр. Таким образом, распространение вулканов — геоморфологический признак активного формирования земной коры за счет вещества мантии.

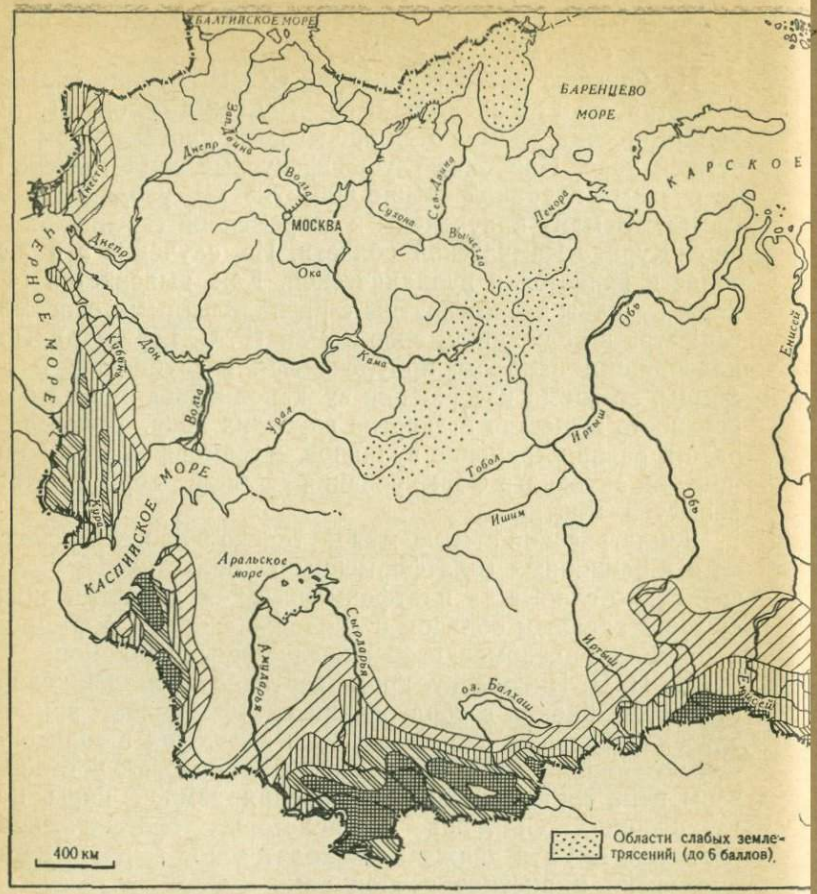
Землетрясения отмечаются не только в орогенических, но и в равнинных (платформенных) областях. Преимущественно слабые — платформенные — землетрясения связаны главным образом с продолжающимся формированием сети разломов, особенно глубинных разломов.

По Н. И. Николаеву, кроме вертикальных движений отдельных блоков в образовании платформенных землетрясений большое значение имеют смещения в горизонтальном направлении. Однако наиболее надежно установлены пока горизонтальные движения земной коры на территории СССР лишь для некоторых орогенических областей, где эти движения находят ясное выражение в орографии и рисунке речной сети.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ЕГО ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Крупные черты рельефа, как было показано выше, отражают процессы в глубоких недрах земли, развивавшиеся на протяжении многих геологических периодов вплоть до современной эпохи. Поэтому анализ крупных элементов рельефа многие ученые стремились использовать для познания геологического строения, для установления закономерностей размещения полезных ископаемых.

Выдающийся геолог академик И. М. Губкин свыше 30 лет назад установил связь распределения залежей



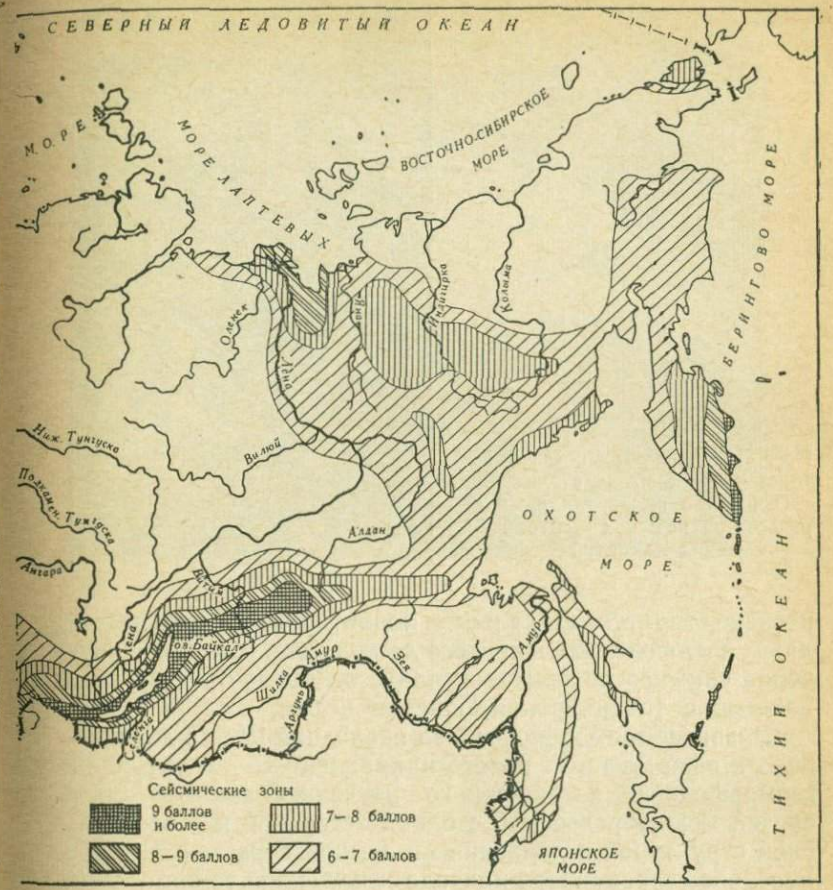


Рис. 13. Схема сейсмического районирования территории СССР (составлена Институтом физики Земли Академии наук СССР)

нефти и газа с орографическими условиями. Формулируя свой «большой закон распределения нефтяных месторождений», И. М. Губкин писал: «Если нанести на карты все нефтяные месторождения и посмотреть, как они связаны с основными орографическими элементами, то мы убедимся, что они так или иначе увязаны с орографией» (1932, стр. 208). И. М. Губкин отмечал, что нефтяные месторождения отсутствуют во внутренних частях горных хребтов и приурочены к межгорным и предгорным низменностям, а также областям платформ со свойственным им равнинным рельефом. «Малый закон распределения нефтяных месторождений», по И. М. Губкину, состоит в приуроченности залежей нефти и газа к локальным структурам — антиклиналям, куполам. И. М. Губкин обратил внимание на выраженность в рельефе таких структур и указал на пользу специального изучения связи рельефа и тектоники с целью прогноза нефтегазоносных структур.

Важным средством познания геологического строения по характеру рельефа поверхности стала аэрофотосъемка. На аэроснимках (рис. 14) показаны районы нефтегазо-

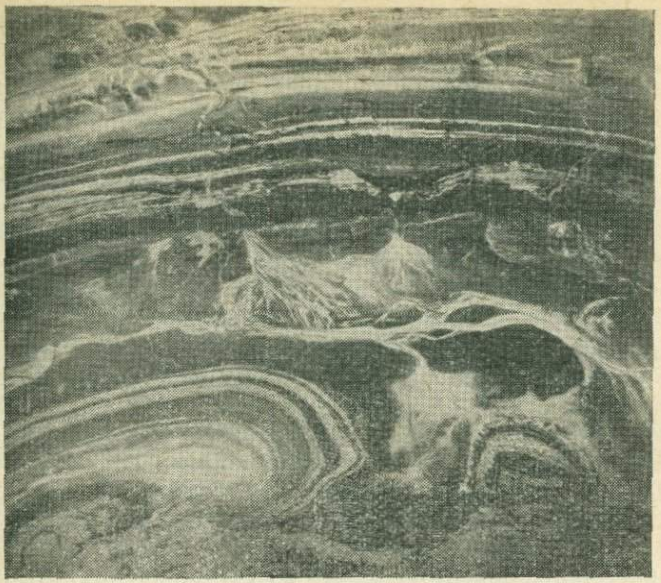


Рис. 14. Аэрофотоснимки районов нефтеносных структур. Отчетливо виден грядовый рельеф на крыльях тектонических поднятий

носных структур. Локальные поднятия прекрасно выделяются на фоне окружающего ландшафта, детальное изучение снимков позволяет выявить особенности структур, важные с точки зрения поисков нефти.

Развитие геоморфологии за последние 10—15 лет привело к оформлению нового направления — структурной геоморфологии, посвященного изучению закономерных связей между рельефом, с одной стороны, и геологической структурой и движениями земной коры — с другой. В основе современного подхода к изучению таких связей лежит понятие о морфоструктурах (выраженных в рельефе геоструктурных элементах), поэтому метод структурной геоморфологии нередко называют морфоструктурным анализом. Он включает целый ряд современных приемов изучения рельефа, его строения и истории развития — анализ материалов аэрофотосъемки, изучение поверхностей выравнивания, речных и морских террас и их деформаций, прослеживание изменений фаций и мощностей новейших отложений и др.

Особенно ощутимы результаты применения морфоструктурного анализа при поисках нефтегазоносных структур. Большой экономический эффект дает сочетание



морфоструктурных работ с геофизическими исследованиями — гравиметрическими, магнитометрическими, сейсмическими. Рекомендации, основанные на геоморфолого-геофизических данных, оправдывают себя и позволяют эффективно использовать дорогостоящие методы глубинного бурения. Ценные результаты дало применение геоморфологических методов при поисках нефтегазоносных структур в районах Второго Баку, в Западной Сибири, в Средней Азии, в Вилюйской впадине. Например, в Западной Сибири по геоморфологическим признакам прогнозировано около 100 локальных структур, в Средней Азии— около 200; многие из них подтверждены геолого-геофизическими методами и бурением. На счету геоморфологов ряд морфоструктур, в пределах которых уже обнаружены залежи нефти и газа. Так оправдываются надежды И. М. Губкина на геоморфологический метод поисков структур.

Анализ геоморфологических и неотектонических условий важен не только для обнаружения отдельных перспективных структур, но и для установления крупных зон нефтегазонакопления. Н. И. Николаев (1962) обратил внимание на следующую закономерность. Крупные скоп-

ления нефти и газа в пределах нефтегазоносных провинций приурочиваются к структурным формам, которые возникают в областях пересечения простираний древних и неотектонических структур. Несоответствие простираний мезозойских и неотектонических структур характерно, например, для района Апшерона и Кобыстана, где мезозойские и палеоген-миоценовые структуры имеют общекавказское простирание, образуя нижний структурный этаж, а неотектонические структуры (плиоценового возраста) наложены на них под углом. Подобные «структурные кресты» установлены в Ставрополье, Ергенях и Поволжье, в Бухаро-Хивинской области. «Крестовые зоны». очевидно, создавали барьер на пути миграции нефти, газа, подземных вод и приводили к формированию богатых залежей нефти и газа. В свете этой закономерности анализ неотектоники надо признать весьма важным звеном при прогнозе нефтегазоносных площадей.

Структурно-тектоническими условиями контролируется размещение не только месторождений нефти и газа, но также угля, бокситов, рудных месторождений. Морфоструктурные исследования находят применение при поисках этих и других полезных ископаемых.

Геоморфологические исследования — эффективный путь установления не только структурных элементов, но и движений земной коры, особенно новейших движений. Оценка активности тех или иных структур земной коры — такая задача все чаще выдвигается в связи с проектированием крупных долговременных сооружений, особенно в тектонически подвижных, сейсмических областях. Например, из двух крупных гидроэлектростанций Волжского каскада одна возведена на купольной структуре, другая — на большом сбросе. Продолжается ли в настоящее время развитие этих структурных элементов? Не создается ли этим угроза стабильности сооружений? Чисто геологическими методами ответить на эти вопросы было нельзя. Геоморфологический анализ подтвердил возможность возведения плотин ГЭС в этих районах.

Выше было показано, что основные контуры карты сейсмического районирования СССР соответствуют крупным чертам рельефа нашей страны. Закономерная связь между морфоструктурой и сейсмичностью позволяет решать обратную задачу: по особенностям рельефа давать заключения о сейсмичности отдельных структур. В настоящее время в Средней Азии возведено и возводит-

ся несколько высотных плотин. Детальные геоморфологические исследования в районах строительства позволяют составить карты микросейсмического районирования, оценить возможную балльность землетрясений в районе строек, рассчитать необходимую прочность сооружений.

В комплексе с геодезическими методами — повторным высокоточным нивелированием, триангуляцией, трилатерацией — геоморфологические методы находят все более широкое применение при изучении современных движений земной коры — медленных поднятий и опусканий. Карты современных движений, подобные изображенной (см. рис. 12), приобретают в наше время важное практическое значение (при проектировании опорных геодезических сетей, при сооружении портов, верфей, каналов, гидростанций, ускорителей элементарных частиц). В некоторых районах страны (Крым, район Ашхабада, Памир, Камчатка и др.) созданы сейчас специальные полигоны, где систематически ведутся наблюдения за ходом медленных движений земной коры с помощью комплекса геодезических, геофизических, геоморфологических методов. Эти наблюдения позволят выявить закономерности изменения знака и интенсивности движений земной коры во времени, дадут возможность разработать методы прогноза медленных деформаций земной поверхности, а также, возможно, прогнозы землетрясений и извержений вулканов.

Глава 2

ТИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЛАНДШАФТОВ ТЕРРИТОРИИ СССР (морфоскульптура)

По степям, в моря,
Реки катятся,
И лежат пути
Во все стороны.
Посмотрю на юг:
Нивы зрелые,
Что камыш густой,
Тихо движутся;
. . . Гляну к северу:
Там, в глуши пустынь
Снег, что белый пух,
Быстро кружится;
Подымает грудь
Море синее,
И горами лед
Ходит по морю.

И. С. Никитин

ШИРОТНЫЕ МОРФОСКУЛЬПТУРНЫЕ ЗОНЫ, ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОЯСА И РЕЧНАЯ СЕТЬ

Кроме орографических (морфотектонических) различий отдельные части СССР обнаруживают существенные различия экзогенных форм, или морфоскульптуры. Например, морфоскульптуру равнин побережья Северного Ледовитого океана определяют бугры пучения, термокарстовые впадины и другие формы рельефа, связанные с вечной мерзлотой. Это так называемые криогенные формы рельефа (от греческого «*криос*» — *холод*). На северо-западе Русской равнины широко распространены холмисто-озерные геоморфологические ландшафты, созданные деятельностью материковых льдов в период четвертичного оледенения. Здесь мы встречаемся с типичной ледниковой (гляциальной) морфоскульптурой.

Морфоскульптура возвышенностей и равнин юга Европейской части СССР и Западной Сибири представлена балками, оврагами, междуречными увалами — формами, выработанными деятельностью текучих вод, или флювиальными процессами. Барханы, барханные цепи, грядовые пески определяют геоморфологический ландшафт равнин

Средней Азии. Аридная морфоскульптура этих равнин обусловлена деятельностью ветра (эоловыми процессами) в условиях сухого пустынного климата.

Таким образом, в направлении от побережья Северного Ледовитого океана к южным границам СССР происходит постепенная смена типов морфоскульптуры, или геоморфологических ландшафтов. В наиболее общем плане в пределах СССР могут быть выделены морфоскульптурные зоны криогенных, ледниковых, флювиальных, аридных форм рельефа (рис. 15). Соотношение площадей различных морфоскульптурных зон на территории Советского Союза показано в табл. 3.

Таблица 3

Площади основных типов морфоскульптуры территории СССР [1]

Типы морфоскульптуры	Площадь, тыс. кв. км	%
Криогенная	660,8	3,1
Ледниковая	6 211,2	28,4
Древних материковых оледенений	3 686,2	16,9
Древних и современных горных оледенений	2 525,0	11,5
Флювиальная	11 436,4	52,3
Зоны многолетней мерзлоты	6 825,5	31,3
» умеренного увлажнения	4 588,3	21,0
» сухих субтропиков и тропиков	22,6	0,1
Аридная	3 552,2	16,2
	21 860,6	100,0

Широтная морфоскульптурная зональность — одно из частных проявлений общего закона географической, или климатической, зональности. Морфоскульптура, как отмечалось, создается экзогенными процессами. Важнейшим же фактором, определяющим характер экзогенных процессов, являются климатические условия (радиационный баланс, условия увлажнения, особенности циркуляции атмосферы и связанные с климатом особенности биогеохимических процессов). Углубленному анализу зависимости рельефообразующих процессов от климата

[1] Подсчеты выполнены Р. А. Сорокиной (Институт географии АН СССР).

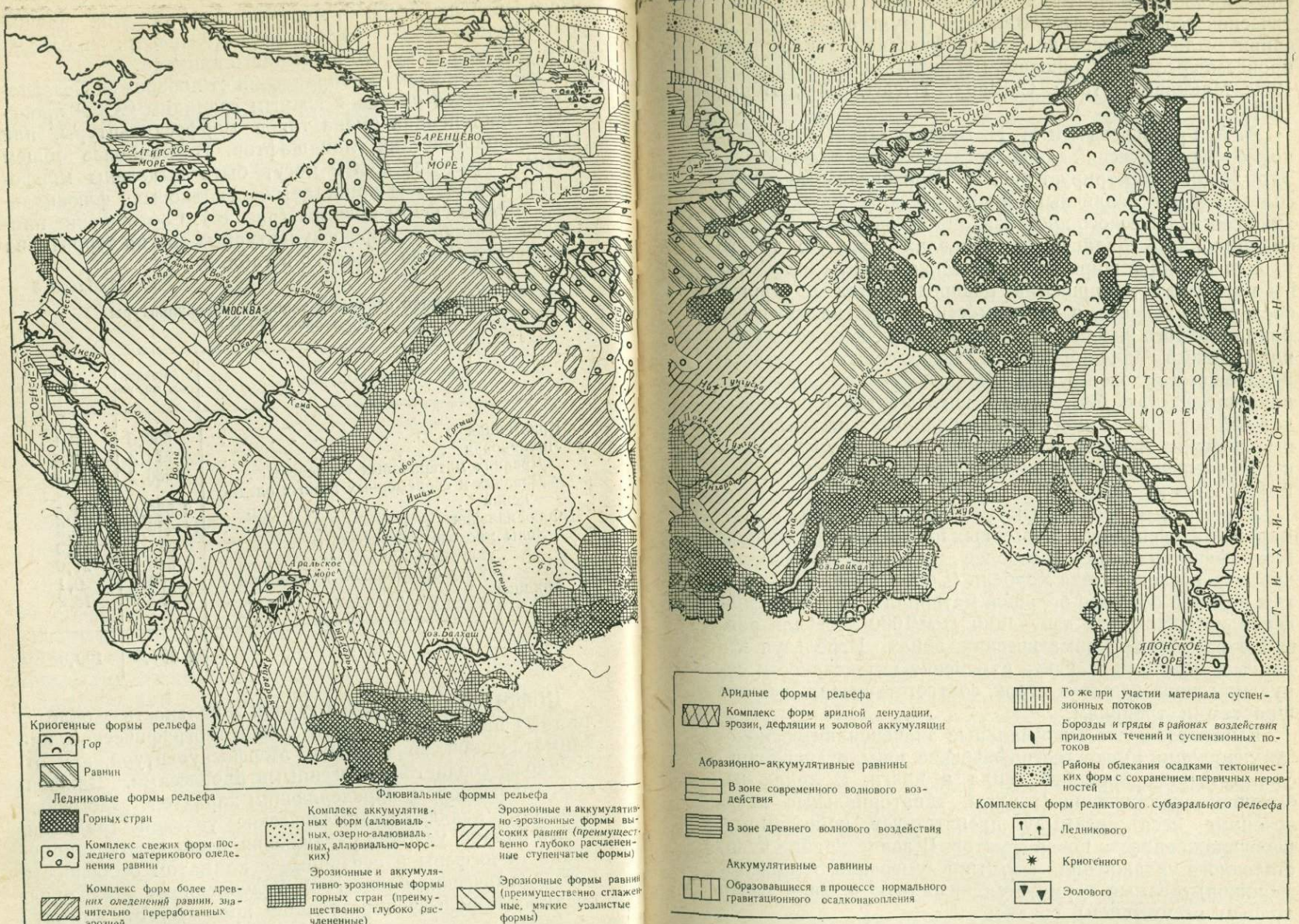


Рис. 15. Морфоскульптура территории СССР и дна прилегающих морей (составили И. Э. Веденская, А. В. Живаго)

способствовало развитие в последние десятилетия климатической геоморфологии. Важным результатом исследований было установление географической зональности процессов рельефообразования (Григорьев, 1966; Cholley, 1950; Маккавеев, 1955; Cailleux, Tricart, 1956; Büdel, 1961).

А. А. Григорьевым и М. И. Будыко (1956) был установлен периодический закон географической зональности. Этот закон иллюстрирует рис. 16. Горизонтальные строки соответствуют различным энергетическим уровням физико-географического процесса, определяемым величиной радиационного баланса. В пределах каждого такого уровня (средние широты, тропические широты и др.) типы природных ландшафтов распределяются в строгой последовательности, в зависимости от так называемого радиационного индекса сухости, отражающего соотношения годового радиационного баланса, скрытой теплоты испарения и годовой суммы осадков. Зоны с наибольшей продуктивностью биотических компонентов в пределах каждой горизонтальной строки приходятся на оптимальные значения индекса сухости (0,8—1). При уменьшении и при увеличении этого индекса годовой прирост биомассы снижается.

В настоящее время имеются скудные сведения о суммарной интенсивности экзогенных процессов в различных географических зонах. Наиболее известна сводка французского исследователя Корбеля (Corbel, 1959), где с единых позиций обобщен большой материал и получены значения интенсивности денудации (мм/1000 лет) для равнин в различных климатических зонах. Используя эти данные, можно проследить изменения интенсивности денудации лишь для двух строк, соответствующих средним широтам и тропикам.

Выясняется, что минимальные значения интенсивности денудации имеют географические зоны, отличающиеся резкой диспропорцией тепла и влаги. В зонах избыточного увлажнения (тундры, экваториальные заболоченные леса) размыву препятствует, по-видимому, переувлажненность почво-грунтов. В зонах крайне недостаточного увлажнения (пустыни умеренного пояса и тропиков) размыв тормозится недостатком (или почти полным отсутствием) осадков.

Максимальной интенсивности денудация достигает в зонах умеренно недостаточного увлажнения. В средних

широтах — это зона степей, в тропических широтах — подзона сухих саванн. Интересно, что на обоих энергетических уровнях — в средних широтах и в тропиках — зона максимальной денудации одинаково смещена по отношению к зоне оптимального увлажнения в сторону сухих зон. Это обусловлено, по-видимому, тем, что зоны оптимального соотношения тепла и влаги отличаются наибольшей годовой продуктивностью природного растительного покрова. Богатая растительность лиственных лесов, лесостепи, светлых экваториальных лесов и лесистых саванн препятствует денудации. Максимум последней смещен в природные зоны, где растительный покров менее развит, но соотношение тепла и влаги еще достаточно гармонично. Таким образом, зоны максимальной интенсивности геоморфологических (экзогенных) процессов не совпадают с зонами, которые, по А. А. Григорьеву, характеризуются наибольшей суммарной интенсивностью общего физико-географического процесса. Заметим, что кривая для средних широт (рис. 16) хорошо иллюстрирует смысл насаждения леса в степи как меры борьбы с эрозией. Теоретически созданием в степи лесостепных условий интенсивность природных процессов размыва почв может быть снижена примерно вдвое.

Кривые изменений интенсивности денудации для средних широт и тропиков весьма сходны. Однако кривая для тропических широт в целом как бы снижена, что указывает на общее ослабление денудации в тропиках по сравнению со средними широтами. Для зон с оптимальным и избыточным увлажнением это обусловлено, видимо, тем, что значительно более пышная растительность в тропиках лучше предохраняет земную поверхность от размыва. Для зон с недостаточным увлажнением пониженная интенсивность денудации отражает экстрааридный характер тропических пустынь.

Итак, экзогенные геоморфологические процессы подчиняются периодическому закону географической зональности. Углубленные исследования этой зависимости с привлечением большого фактического материала позволят установить вид функциональной связи экзогенных процессов с климатическими показателями.

Следует подчеркнуть, однако, что морфоскульптурные зоны территории СССР существенно отличаются от современных географических (климатических) зон. Зональность рельефа (морфоскульптуры) в меньшей степени

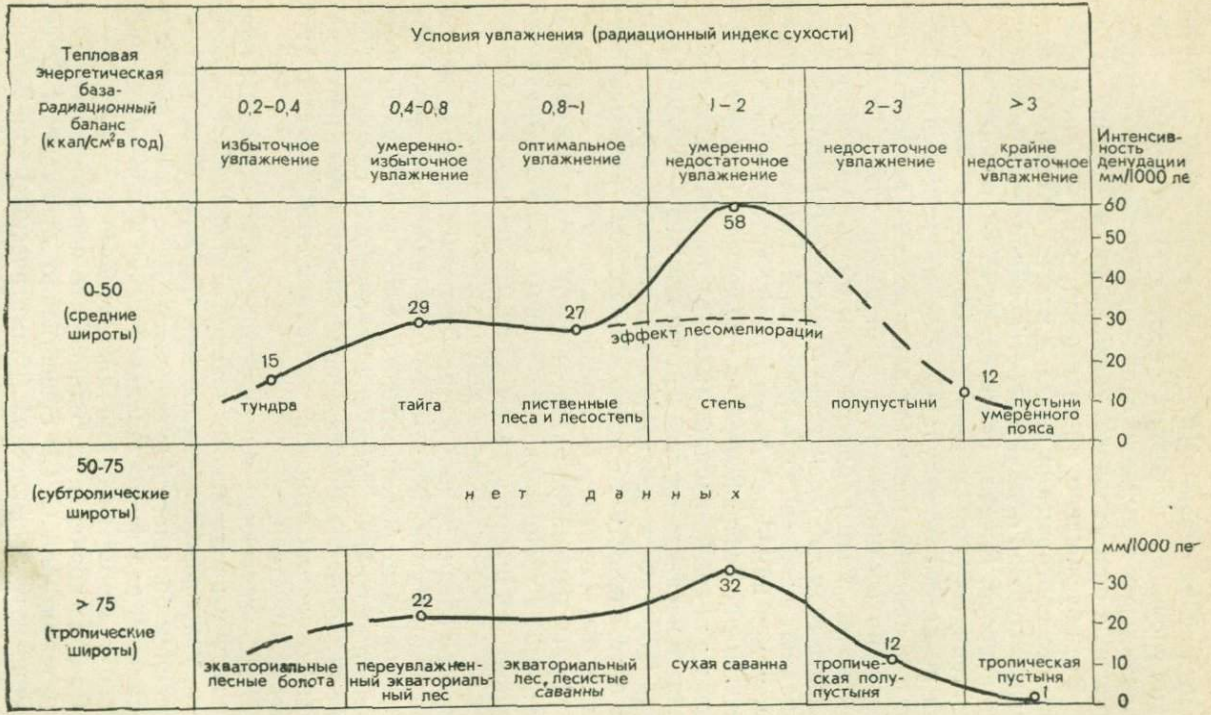


Рис. 16. Интенсивность денудации равнинных территорий в различных географических зонах

подчинена современным климатическим условиям, чем, например, зональность растительности или почв. По сравнению с этими элементами географического ландшафта, довольно быстро приходящими в соответствие с изменениями климата, рельеф значительно более консервативен. Формы рельефа отражают не только современные, но и древние, ныне не существующие климатические условия. В геоморфологическом ландшафте сравнительно долго сохраняются реликтовые, унаследованные от прежних геологических эпох формы рельефа. Во многих районах именно реликтовые формы определяют характерные черты современных геоморфологических ландшафтов. Исключительно большую роль играют, например, реликтовые формы рельефа четвертичного оледенения. Они образуют целую зону ледниковой морфоскульптуры, совершенно не связанную с современными условиями климата и протекающими в настоящее время морфогенетическими процессами.

Итак, во многих геоморфологических ландшафтах сосуществуют две категории форм рельефа. Одну категорию составляют активные, развивающиеся в современных климатических условиях формы рельефа, другую — реликтовые формы, чуждые современным условиям развития рельефа и подвергающиеся постепенному уничтожению под действием современных зональных экзогенных процессов. Например, реликтовые ледниковые формы на Русской равнине постепенно изменяются в результате роста оврагов, подмыва берегов рек и других флювиальных процессов, активно протекающих в современных условиях умеренного гумидного климата. В пустынях Средней Азии в результате деятельности ветра разрушаются или заносятся песками остатки речных долин, чуждые современному аридному ландшафту и унаследованные от эпох более влажного климата.

При выделении типов экзогенного рельефа, при геоморфологическом районировании представляется необходимым учитывать как современные, так и древние формы рельефа и оценивать их соотношения в ландшафте. Например, границу зон ледниковой и флювиальной морфоскульптуры мы проводим не по линии максимального продвижения материковых льдов на Русской равнине, а по линии, разграничивающей области с преобладанием ледниковых и флювиальных форм в современном ландшафте; эта линия в общих чертах соответствует границе

последнего оледенения. Иначе подходят к вопросам климатической геоморфологии западноевропейские ученые (Ю. Будель, Ж. Трикар и др.), учитывающие в основном лишь современные процессы рельефообразования и недооценивающие тот исторический фон, на котором эти процессы протекают. Учет реликтовых форм при морфоскульптурном районировании полностью отвечает утвердившемуся в советской геоморфологии принципу рассмотрения рельефа в историческом (палеогеографическом) освещении.

Морфоскульптурные зоны, последовательно сменяющие одна другую в направлении с севера на юг, прослеживаются главным образом во внутренней, равнинной части СССР. В пределах окраинного горного пояса развита вертикальная поясность морфоскульптуры. Например, в Средней Азии предгорья характеризуются специфической аридной морфоскульптурой, тогда как вершины гор обработаны ледниками и вечными снегами (гляциально-нивальная морфоскульптура). Таким образом, самые общие орографические (морфоструктурные) особенности территории СССР, сложившиеся еще в основном в дочетвертичное время, предопределили главнейшие черты морфоскульптуры, возникшие в четвертичном периоде. Основная противоположность между внутренней равнинной областью и окраинным горным поясом СССР обусловила распределение морфоскульптурных зон и вертикальных поясов.

Влияние морфоструктурных условий на образование скульптуры рельефа весьма многообразно. Например, условия платформенных равнин благоприятствовали развитию мощных материковых льдов, широкому распространению морских трансгрессий, а следовательно, образованию ледниковых морских типов скульптуры. Большое влияние на экзогенное рельефообразование оказывали рельеф коренных пород, их литологический состав. Например, отличия ледникового рельефа Русской и Западно-Сибирской равнин в значительной мере отражают неодинаковую степень расчлененности и приподнятости коренного цоколя, на который «насажены» ледниковые формы. Так, в силу сложившихся морфоструктурных условий зона ледниковой морфоскульптуры (а также и другие зоны) подразделяется на отдельные провинции.

Наряду с пассивным воздействием сложившейся морфоструктуры на экзогенное рельефообразование прояв-

ляется активное влияние морфоструктуры через движения земной коры. Наглядным примером служит поднятие гор в процессе орогенеза. Когда вершины поднимаются выше снеговой линии, горы подвергаются оледенению и возникают формы ледниковой скульптуры — троговые долины, кары, морены.

Изменения рельефа с высотой, обусловленные изменениями климата, И. С. Щукин (1964) предложил называть морфологической поясностью. Морфологическая изменчивость гор в вертикальном направлении может быть обусловлена не только климатическим, но и другими факторами: историей развития рельефа, изменением геологической структуры пород, различным геологическим строением высотных зон и др. Изменения в рельефе склонов гор, связанные с историей геологического развития, с чередованием периодов расчленения и выравнивания поверхности, И. С. Щукин предлагает называть в отличие от климатически обусловленной морфологической поясности ярусностью рельефа. В конкретных условиях различные факторы, вызывающие в горах изменения рельефа с высотой, столь тесно переплетаются и взаимодействуют, что порой весьма трудно разграничивать морфологическую поясность и ярусность рельефа. Закономерные изменения морфологических ландшафтов с высотой мы предлагаем обозначать как ярусность морфоскульптуры.

И. С. Щукин (1964) отмечает закономерное — трехъярусное — строение профилей склонов многих высоких гор. В нижнем ярусе преобладают сравнительно крутые склоны, созданные в основном глубинной эрозией рек. В условиях гумидного климата средних широт склоны обычно заняты горнолесной растительностью. В среднем ярусе развиты сравнительно пологие склоны и мягкие формы рельефа, созданные в ледниковом периоде деятельностью фирна и льда, а ныне занятые субальпийскими и альпийскими лугами. Так называемая альпийская зона лежит между двумя высотными уровнями: уровнем современной снеговой границы и уровнем сниженной снеговой границы времени максимального четвертичного оледенения. Вертикальная ширина этой зоны на западе СССР (Кавказ) превышает 1000 м и значительно уменьшается в горах сухого континентального климата Средней Азии. Морфологический ландшафт альпийской зоны составляют древние троговые долины (по некоторым из которых проникают сверху языки ледников), цирки, кары,

ригели, гряды морен. Широко развиты осыпи, каменистые россыпи, каменные потоки на склонах. Современные склоновые и эрозионные процессы здесь интенсивно перерабатывают *древние ледниковые формы.*

В верхнем (нивальном) ярусе гор снова, как и в нижнем, начинают господствовать крутые и скалистые склоны, образующие при пересечении острые формы альпийского рельефа. Здесь распространены современные ледники, вечные снега, многочисленны следы древнего оледенения. Склоны скалистых гребней и пиков подвергаются интенсивному физическому выветриванию, но из-за их большой крутизны грубые продукты выветривания сразу же скатываются вниз, на снежные, фирновые поля и ледники и с толщами снега движением ледников выносятся в более низкие горизонты гор, под снеговую границу.

Среди типов скульптурного рельефа наиболее тесную связь с морфоструктурными условиями обнаруживает речная сеть. Тектонические движения и созданные ими формы рельефа и структуры в значительной степени определяют общий характер рисунка речной сети, местоположение долин и водоразделов, а нередко и такие более частные особенности, как местные изменения ширины, глубины вреза долин, количества и высот террас, изгибы рек, переломы их продольного профиля.

Речная сеть занимает особое положение среди форм экзогенного рельефа. Речные долины распространены во всех морфоскульптурных зонах СССР (исключением служат экстрааридные области, где имеются только транзитные реки, однако и там сохраняются следы древней речной сети, деятельность которой оказала большое влияние на формирование современного аридного ландшафта). Универсальность распространения и большая зависимость от структурно-тектонических условий заставляют выделить речную сеть (речные долины) в особую категорию рельефа.

Речная сеть играет роль связующего звена между структурными (тектоническими) и скульптурными (климатическими) элементами рельефа. Расчленяя поверхность выраженных в рельефе поднятий и прогибов земной коры, реки оставляют в пределах тектонических форм самые первые следы воздействия экзогенных процессов. Эти неровности рельефа стимулируют затем деятельность других экзогенных агентов (плоскостного

смыва, дефляции, нивации и др.), соответствующих местным климатическим условиям. Так, в ходе длительной эволюции рельефа постепенно образуются зональные (климатически обусловленные) типы морфоскульптуры, как бы накладывающиеся на *азональные морфоструктуры*.

Флювиальная морфоскульптура

Общая характеристика. Среди флювиальных (эрозионно-аккумулятивных) элементов рельефа можно выделить: речные долины различного порядка, обширные аллювиальные равнины, формы эрозионного расчленения склонов и междуречий. Речная сеть распространена почти на всей территории СССР, в разных климатических и палеогеографических зонах; рисунок ее (в плане) и многие другие особенности, как отмечалось, сложились под большим влиянием морфоструктурных условий. Образование аллювиальных равнин тесно связано с историей речной сети, но местоположение этих равнин определяется морфоструктурным фактором; аллювиальные равнины *приурочены к крупным областям погружений земной коры*. В этом смысле аллювиальные равнины — азональные элементы рельефа.

Мелкие речные долины, балки, овраги встречаются во всех климатических зонах, но наиболее широкое развитие получают в условиях гумидного и семиаридного климата лесной, степной и лесостепной зон. Эта полоса, составляющая 52,3% территории СССР, может быть определена как зона флювиальной морфоскульптуры склонов и междуречий (см. рис. 15 и табл. 2). Зона флювиальной морфоскульптуры охватывает внеледниковые районы (вплоть до северной границы аридной зоны) и области древних оледенений, где ледниковые формы рельефа существенно переработаны перигляциальными и эрозионными процессами.

Речная сеть. Основные бассейны и водоразделы. Реки СССР принадлежат бассейнам трех океанов. Наиболее велик по площади (11,7 млн. кв. км) бассейн Северного Ледовитого океана, включающий Северную Двину, Печору, Обь и Иртыш, Енисей, Лену, Индигирку, Колыму. К бассейну Тихого океана (3,2 млн. кв. км) относятся Амур, Анадырь, Пенжина, Камчатка. Бассейн Атлантического океана (1,8 млн. кв. км) включает Западную Дви-

ну, Неман, Днепр, Дунай, Днестр, Дон, Кубань, Риони. Большое пространство (4,9 млн. кв. км) охватывает замкнутая Арало-Каспийская область, не имеющая стока в океан. Кроме рек, впадающих в Каспийское или Аральское моря (Волга, Урал, Эмба, Кура, Кума, Сырдарья, Амударья), в этой бессточной области имеются реки, которые либо теряются в песках, либо впадают в озера (Или, Чу, Сарысу, Теджен, Мургаб, Зеравшан).

Мировой водораздел, ограничивающий бассейн Северного Ледовитого океана, наиболее выдвинут к югу, в глубь материка Евразии, в Азиатской части СССР. Максимальное расстояние от океана до водораздела 3000—3500 км отмечено на меридианах Байкала — Енисея, на этом отрезке линия водораздела выходит за пределы СССР. К западу от Енисея расстояние от водораздела до океана сокращается, и в районе Тургайского плато оно составляет уже 2000 км. Перейдя Урал, линия водораздела сразу резко приближается к побережью; в пределах возвышенности Северные Увалы линия водораздела удалена от побережья всего на 600—800 км (рис. 17).

Почему наибольшей ширины бассейн Ледовитого океана достигает в восточной, приподнятой части СССР? Это связано, по-видимому, с относительно простым устройством ее поверхности. От Алтая до Станового хребта, вдоль южной границы страны, тянется пояс возрожденных гор; к северу от него расположена обширная снижающаяся к океану покатость. Естественно, что пояс гор Южной Сибири играет роль водораздела, а все пространство к северу от него принадлежит бассейну Северного Ледовитого океана.

Иначе построен орогидрографический план западной, относительно пониженной части СССР. Окраинный горный пояс здесь не сплошной, как в Сибири, а прерывистый: цепи молодых гор, тянущиеся от Памира к Карпатам, разобщены глубокими впадинами Каспийского и Черного морей. С формированием впадин этих морей и связано образование внутриконтинентального понижения — области внутреннего стока Евразии. На Русской равнине область внутреннего стока повторяет своими очертаниями вытянутый в меридиональном направлении контур Каспия и оттесняет далеко к северу бассейн Ледовитого океана. Меньшая по размерам впадина Аральского моря окаймлена бассейном меньшей площади, и именно поэтому восточнее Урала мировой водораздел

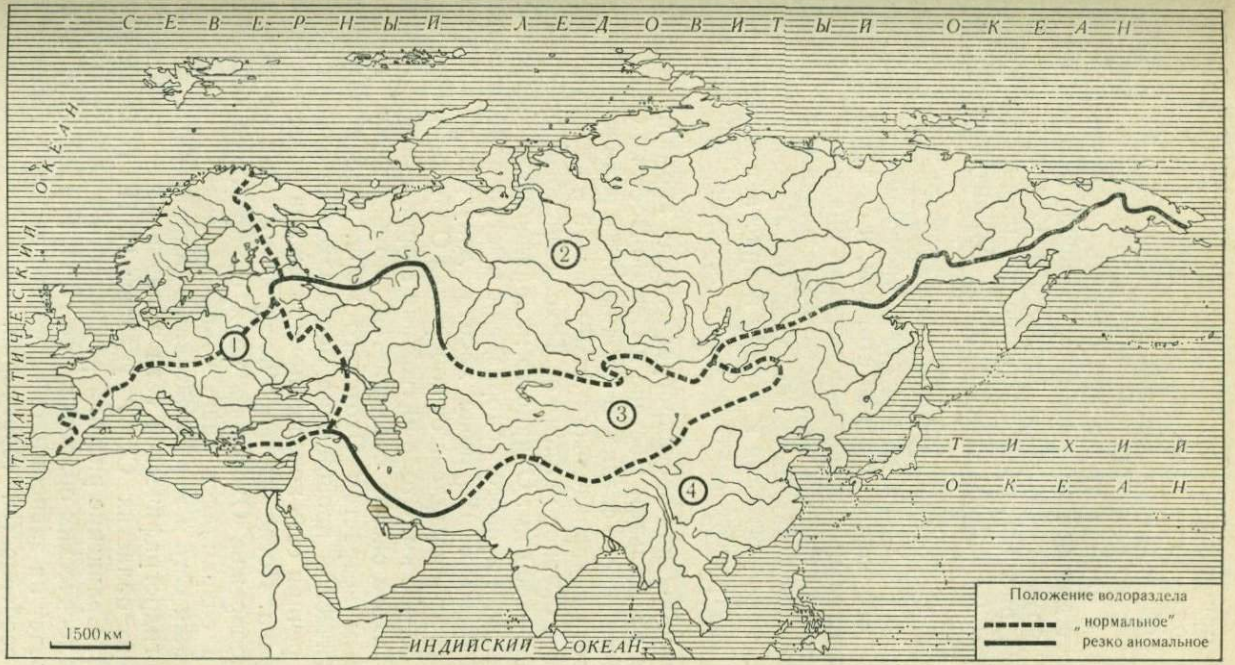


Рис. 17. Основные речные бассейны и мировые водоразделы Евразии

1 — бассейн Атлантического океана; 2 — бассейн Северного Ледовитого океана; 3 — бассейн внутреннего стока; 4 — бассейн Тихого и Индийского океанов

резко смещается к югу. По мере сокращения размеров внутриконтинентальных впадин к востоку от Каспия бессточная область постепенно выклинивается, и все большее пространство занимает бассейн Ледовитого океана. Напротив, к западу от Каспия область внутреннего стока получает дальнейшее развитие, ее продолжением по существу служат бассейны Черного и Средиземного морей (см. рис. 17), превосходящие по площади в Европе бассейны Северного Ледовитого и Атлантического океанов.

Итак, в орогидрографическом плане севера Евразии как бы запечатлена борьба двух бассейнов — Северного Ледовитого океана, с одной стороны, и системы внутриконтинентальных средиземноморских впадин — с другой. В Восточной Сибири господствующее влияние на орогидрографию безраздельно принадлежит Ледовитому океану. По мере движения к западу возрастает влияние бассейна внутриконтинентальных средиземноморских впадин.

Своеобразная орогидрографическая аномалия наблюдается на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР — в бассейне Тихого океана. В Забайкалье в районе Даурского хребта водораздельная линия Тихого и Северного Ледовитого океанов удалена от Тихоокеанского побережья на 1400—2000 км. Однако по направлению на северо-восток линия мирового водораздела быстро приближается к побережью. В районе хребта Джугджур водораздельная линия удалена от побережья Охотского моря всего на 30—50 км. Столь ничтожная ширина «полосы влияния» Тихого океана объясняется, по-видимому, весьма молодым возрастом Охотского моря. Еще в недавнем геологическом прошлом на месте Охотского моря была суша, речная сеть которой принадлежала бассейну Тихого океана. После быстрого погружения суши на нынешнем побережье Охотского моря от прежнего бассейна океана сохранилась лишь узкая кромка.

Речная сеть и морфотектоника. Характерные особенности гидрографической сети в различных морфотектонических областях СССР указаны И. П. Герасимовым (1959). Сравнение рисунка речной сети в различных геоморфологических областях, по И. П. Герасимову, ясно указывает на зависимость гидросети от морфотектонических особенностей территории.

Для молодых гор областей кайнозойской складчато-

сти на востоке (Курило-Камчатская область) и юге СССР (Карпаты, Кавказ, горы Средней Азии) характерен сравнительно простой и четкий план речной сети, хорошо согласованный с орографией и геоструктурой. Примером служит гидрографическая сеть Камчатки, простой и четкий рисунок которой хорошо согласован с морфоструктурными элементами: хребты — антиклинории служат здесь водораздельными возвышенностями, крупные долины рек приурочены к синклинориям. Некоторое осложнение в эту простую орогидрографическую картину вносят лишь активные (растущие) вулканические конусы, которые местами образуют водоразделы на месте структурных впадин или вносят отклонения в основной план речной сети.

По сравнению с современной геосинклинальной областью Дальнего Востока альпийская складчатая (орогеническая) область юга СССР характеризуется некоторым усложнением орогидрографии. Например, в пределах такой более зрелой горной страны, как Кавказ, главный водораздел не на всем своем протяжении строго совпадает с осью Большого Кавказского хребта — новейшего антиклинория. В орогидрографическом плане Кавказа, как и Камчатки, заметную роль играют продольные (по отношению к морфоструктурным элементам) речные долины общекавказского (СЗ — ЮВ) направления (Кура, нижнее течение Риони, Кубани). Вместе с тем значительное распространение на Кавказе получили поперечные речные долины, секущие вкрест простирания крупные морфоструктуры (верхнее течение Кубани, Терека). Замечательный пример поперечной долины дает река Гирдыманчай на Кура-Араксинской низменности, прорезающая своими рукавами молодой, растущий антиклинальный хребет.

Более сложны соотношения гидрографической сети и орографии (морфоструктуры) в горной области мезозойской складчатости Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. В целом здесь имеет место приближенное соответствие речной сети и морфоструктуры; наиболее крупные горные хребты (Верхоянский, Колымский, Сихотэ-Алинь) играют роль главных водоразделов, тектонические впадины (Среднеамурская и др.) заняты речными долинами. Вместе с тем нередки случаи недостаточного соответствия или даже полного несоответствия орографии и гидрографии. Так, река Индигирка берет начало в

пределах Индигирско-Колымской синклинальной зоны, затем пересекает основной антиклинорий нагорья Черского — хребет Сергея Обручева, после чего попадает в Зырянскую впадину, проходит по окраине Колымского срединного массива и, выходя за его пределы, пересекает Полоусный кряж (антиклинорий). Эти сложные соотношения отражают длительный путь развития речной сети. В последние эпохи он проходил в условиях глубокого размыва складчатых структур и постепенного затухания орогенических движений, что способствовало нарастанию агрессии рек, осуществлению перехватов рек одного бассейна реками другого бассейна и образованию сложных, составных речных долин, отдельные отрезки которых имеют разный возраст.

Возрожденные горы областей палеозойской и докембрийской складчатостей характеризуются большой сложностью орогидрографических соотношений. Речная сеть, сформировавшаяся в период пенепленизации первичных (складчатых) гор, после вторичного орогенеза испытывала сложные перестройки, сохраняя, однако, и некоторые прежние черты, которые не всегда согласуются с новым орографическим планом гор. Так, омоложенная горная страна Урал — отчетливо выраженный орографический рубеж — далеко не на всем своем протяжении является рубежом гидрографическим. Водораздел бассейнов Каспийского моря и Северного Ледовитого океана смещен на восток от Урала, в пределы Тургайского плато и равнин Зауралья; главный хребет Южного Урала — Уралтау — не водораздельный. Река Урал прорезает южную часть Уральских гор, причем на участке прорыва речные террасы сводообразно изогнуты. Это свидетельствует о новейшем поднятии гор, однако интенсивность поднятия оказалась недостаточной, чтобы отклонить течение реки. Разительная орогидрографическая аномалия наблюдается в Забайкалье и на Становом хребте. Положение водораздела между Тихим и Северным Ледовитым океанами здесь совершенно не согласуется с современной орографией, линия водораздела, как правило, проходит в стороне от наиболее высоких хребтов.

Речная сеть молодых платформенных равнин Западной Сибири и Турана характеризуется значительной согласованностью с морфоструктурным планом. Главные реки Туранской равнины — Амударья и Сырдарья — приурочены к участкам, наиболее погруженным в струк-

турном и орографическом отношениях. Рисунок речной сети Западно-Сибирской равнины определяется лежащей в ее центре Ханты-Мансийской впадиной, к которой стекаются главные речные артерии. Именно в этой впадине происходит слияние Оби и Иртыша, Иртыша и Тобола, Конды и многих других рек. Наряду с устойчивым развитием речных артерий, согласованных с орографическим (морфоструктурным) планом, в пределах молодых платформ отмечаются следы значительных перестроек гидросети. Например, на Обь-Иртышском и Обь-Енисейском водоразделах в Западной Сибири известны древние долины, которые лишь частично освоены современной гидросетью. Следы перестроек речной сети имеются и на Туранской равнине (древняя ложбина Узбоя и другие староречья). Причиной перестроек речной сети были как тектонические движения, так и перемены климата, изменения очертаний и уровня морей.

Вопрос о соотношениях речной сети и морфотектоники древних платформенных равнин рассматривал К. И. Геренчук (1960), который пришел к выводу, что речные системы Русской равнины всегда расположены в отрицательных геоструктурах (синеклизах, впадинах), а положительные структуры соответствуют водораздельным областям. В доказательство приводятся: система Среднего Днепра, точно укладывающаяся в контуры Днепровско-Донецкой синеклизы; система Верхней Волги, соответствующая контурам Московской синеклизы; система Печоры, идеально согласующаяся с контурами Печорской синеклизы. Аналогичные примеры имеются и в Средней Сибири, где прямая связь речных систем с тектоническими впадинами находит отражение в самих названиях структурных элементов: Вилюйская синеклиза, Ангаро-Ленский прогиб.

Заостряя внимание на прямой связи речных систем с тектоническими структурами, К. И. Геренчук несколько недооценивает, на наш взгляд, случаи несоответствия между речной сетью и древней тектоникой. Наиболее яркий пример такого несоответствия — положение главного водораздела северных и южных морей на Русской равнине. Этот водораздел на значительном отрезке проходит по возвышенности Северные Увалы, которая, как отмечалось, является наложенной (инверсионной) морфоструктурой и соответствует не выступу фундамента, а древней тектонической впадине — синеклизе. В ходе

развития платформы еще в конце мезозоя произошла перестройка тектонического режима и возникла обращенная морфоструктура Северных Увалов, которая стала играть роль водораздела.

Таким образом, речные системы обнаруживают прямую связь не столько с древней тектоникой (геоструктурой), как считает К. И. Геренчук, сколько с морфоструктурой, т. е. с новой тектоникой, сложившейся в геоморфологическом этапе развития Земли. Вместе с тем надо признать, что элементы речной сети отличаются большой консервативностью — устойчивостью местоположения на протяжении нескольких геологических эпох. Вероятно, именно с этой особенностью развития речной сети связана основная орогидрографическая аномалия Русской равнины. Парадоксально, что наиболее высокие возвышенности (Среднерусская, Приволжская), расположенные в южной части равнины, не являются главными водораздельными рубежами, а уступают эту роль маловыразительным, сравнительно невысоким Северным Увалам. Разгадка, по-видимому, кроется в том, что Среднерусская и Приволжская возвышенности возникли лишь в новейшее (неоген-четвертичное) время, когда Северные Увалы уже существовали и были водоразделом бассейнов северных и южных морей. Консервативность, свойственная развитию гидросети, помогла Северным Увалам сохранить свое водораздельное значение с позднего мела вплоть до современной эпохи.

Различные несоответствия орографии (морфоструктуры) и речной сети обнаружены и в пределах древней платформы Средней Сибири. В целом у древних платформ, прошедших более продолжительный путь развития, орогидрографический план сложнее, чем у молодых платформенных равнин. При этом в случаях орогидрографических аномалий речная сеть нередко имеет более древний возраст, чем крупные формы современного рельефа, созданные новыми и новейшими движениями земной коры.

Причина устойчивости планового положения речных долин на протяжении нескольких геологических периодов кроется, по-видимому, в тектонической обусловленности долин. Как показывают новейшие данные бурения и геофизических исследований, речные долины очень часто приурочены к так называемым шовным зонам — разломам, флексурам, границам блоков земной коры с различ-

ной направленностью вертикальных (а возможно, и горизонтальных) движений. Постоянное подновление этих структур в результате повторных тектонических движений способствует устойчивому сохранению речных стволов. Таким образом, возрождается в новом толковании тектоническая гипотеза происхождения речных долин, замененная во второй половине XIX в. концепцией эрозионного происхождения долин. Не отрицая, разумеется, ведущей роли флювиальных процессов в выработке самих долин, необходимо признать глубокую предопределенность местоположения долин, их общей ориентировки морфоструктурными условиями.

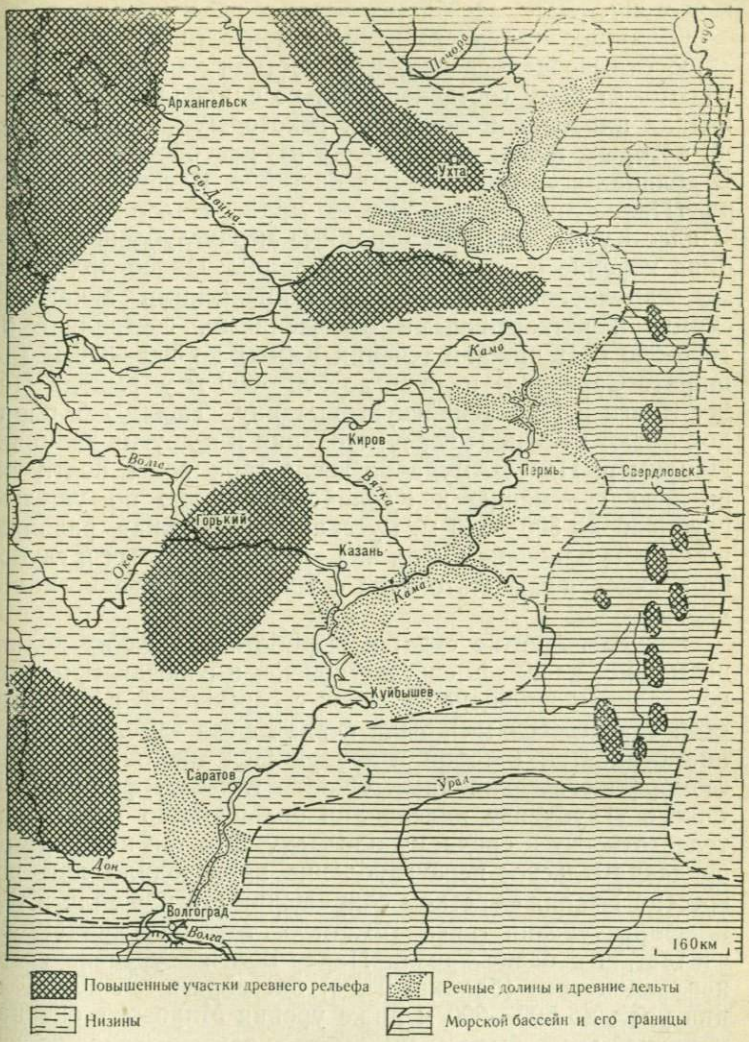
Из истории речной сети. Состояние изученности пока не позволяет дать общую картину истории речной сети территории СССР. Однако результаты исследований речных долин в связи с гидротехническим строительством и поисками полезных ископаемых позволяют наметить особенности развития речной сети крупных регионов и сделать некоторые выводы общего характера. Таков, прежде всего, вывод о большой древности многих элементов современной гидросети и унаследованном развитии долин. По данным бурения, на территории СССР прослеживаются погребенные речные долины, относящиеся к весьма удаленным периодам геологической истории. Г. И. Горецкий (1964) предлагает называть ископаемые реки докембрия эореками, реки палеозойской эры протореками, реки, существовавшие в мезозое и кайнозое (в дочетвертичное время), — палеореками и, наконец, ископаемые реки четвертичного периода — прареками.

На материалах исследований бассейна Верхней Волги Б. Л. Личков (1942, стр. 87) сформулировал вывод «если не о постоянстве, то о значительной устойчивости направления речных долин». Этот вывод подтвердился затем в других регионах. Чрезвычайно интересные результаты дало изучение Волжско-Камского бассейна. Вначале были вскрыты глубокие эрозионные ложбины Палео-Волги или, точнее, Волго-Камы, выполненные плиоценовыми отложениями (Розанов, 1949; Каштанов, 1956; Чернышева, 1962, и др.). Эта крупная палеорека выше района Казани примерно совпадала с долиной Камы, а ниже повторяла очертания современной Волги, будучи расположена значительно восточнее последней. Долины кинельской и акчагыльской Палео-Волги, за-

тем более молодой апшеронской Палео-Волги и затем раннечетвертичной Пра-Волги последовательно смещались вправо, к западу, все ближе к современному положению долины Волги.

В последнее время выяснилось существование Волго-Камы в еще более ранние эпохи, вплоть до каменноугольного периода (Марковский, 1964). В ранневизейское время большая часть Русской платформы представляла собой гумидную низменную равнину, поверхность которой разнообразили отдельные возвышенности и долины многоводных рек (рис. 18). Среди них была Прото-Волго-Кама — полное подобие третичной Волго-Камы. Южнее выделяется приуроченная к Пачелмскому прогибу долина, которую можно назвать Прото-Ергень-рекой, или Прото-Доном. Эта древняя река, как и Волга, постепенно смещалась к западу. В карбоне она располагалась между Саратовом и Волгоградом, в плиоцене сместилась вправо, в область Тамбовской низины (Ергень-река), в четвертичное время заняла еще более западное положение (Дон). Прото-Волга-Кама, Прото-Дон и другие реки каменноугольного периода, впадая в морской бассейн, образовывали большие дельты (см. рис. 18). Мощные (свыше 300 м), богатые песчаными фракциями отложения древних дельт, по Н. И. Марковскому (1964), благоприятны для накопления богатых залежей нефти и газа. Поэтому прослеживание древних долин, выявление их древних дельт могут оказать помощь при поисках нефтегазовых месторождений. Древние глубокие долины, выполненные песчаными толщами, представляют также большой практический интерес как вместилища подземных вод. Участки, где древние долины, выполненные водонепроницаемыми глинистыми толщами, пересекаются современными долинами, благоприятны для возведения плотин гидростанций. В таких геоморфологических условиях в долинах Палео-Уфы и Палео-Волги расположены плотины Уфимской ГЭС и Волжской ГЭС имени В. И. Ленина.

Новые данные указывают на древность заложения великих рек Сибири и Средней Азии — Енисея, Лены, Амударьи, Сырдарьи. Отмечается унаследованность общего направления и примерного местоположения Лены с позднего мела или даже с ранней юры. В Средней Азии выявлена плиоценовая Халдар-река, расположенная параллельно Амударье, западнее последней. Подобно Вол-



Р и с. 18. Палеогеоморфологическая обстановка каменноугольного периода (ранневизейское время) на Русской равнине (по Н. И. Марковскому, 1964)

ге и Дону Амударья в ходе своей эволюции смещалась к востоку.

О ранних этапах развития речной сети имеются пока лишь отрывочные сведения. Целостная картина истории рек может быть составлена только с конца миоцена — начала плиоцена и лишь для некоторых регионов, среди которых, пожалуй, наиболее изучен бассейн Каспия. В долинах всех крупных рек бассейна Каспийского моря (Палео-Волго-Кама, Палео-Урал, Палео-Амударья, Палео-Кура) известны огромные переуглубления. Глубина коренного ложа древней долины Палео-Волго-Камы, заполненной третичными (кинельскими акчагыльскими) и четвертичными отложениями, составляет от 100—200 м (в нижнем течении Камы) до 300—350 м (на широте Саратова) и даже до 500—600 м у выхода Палео-Волги в Прикаспийскую впадину. Такой же порядок имеют величины переуглубления и в других долинах. Например, Палео-Амударья несла свои воды почти через всю Туркмению к Каспийскому морю по ущелью глубиной до 500—700 м. Русская и Туранская равнины в среднем плиоцене имели вид высоко поднятых и глубоко расчлененных плато типа современного Среднесибирского.

Общее поднятие суши и выработка глубоких долин, возможно, начались еще в миоцене, а в позднем миоцене — раннем плиоцене (в связи с сарматской и понтической трансгрессиями) была первая фаза заполнения долин осадками, которой и завершился мио-плиоценовый геоморфологический цикл. Однако главную фазу эрозионного углубления палеодолин большинство исследователей относит к среднему плиоцену. Это так называемое предакчагыльское переуглубление происходило при регрессии Каспия — резком сокращении его площади и понижении уровня (рис. 19). Е. Е. Милановский (1963) считает, что базис эрозии Палео-Волги — уровень среднеплиоценового (балаханского) бассейна в Южном Каспии упал до 500—600 м ниже уровня Мирового океана; причиной этого было очень быстрое тектоническое прогибание Южнокаспийской ванны, вызвавшее стягивание туда вод Каспия. В этот отрезок времени Палео-Волга достигала своей дельтой современного Апшеронского полуострова; мощные дельтовые отложения так называемой продуктивной свиты содержат ныне богатейшие залежи нефти.

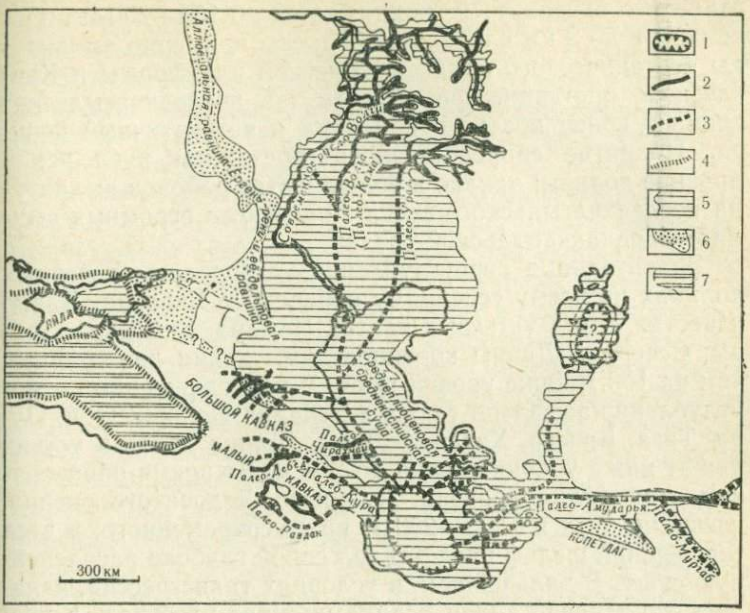


Рис. 19. Палеогеоморфологическая схема Каспийского и Черноморского бассейнов для среднего и начала позднего плиоцена (акчагыл)
(по Е. Е. Милановскому, 1963):

1 — среднеплиоценовые Каспийский и Аральский бассейны; 2 — глубоко врезанные среднеплиоценовые долины Каспийского бассейна; 3 — то же, предполагаемые; 4 — среднеплиоценовый Черноморский бассейн; 5 — акчагыльский бассейн; 6 — аллювиальные и дельтовые равнины; 7 — гипотетический Черноморский бассейн, одновозрастный акчагыльскому

В позднем плиоцене начался постепенный подъем уровня Каспия — акчагыльская трансгрессия. Возможно, что на определенном ее этапе воды Каспия, достигшие или даже превысившие уровень Мирового океана, через Манычский пролив соединились с водами Черноморского бассейна. В условиях повышения базиса эрозии глубокие долины оказались подпруженными и стали заполняться аккумулятивными толщами акчагыльского, а затем апшеронского возраста. Волнами акчагыльского бассейна по его краям была выработана абразионно-аккумулятивная поверхность выравнивания. Так закончился плиоценовый геоморфологический цикл.

Акчагыльская поверхность выравнивания, сформированная 5—7 млн. лет назад на уровне, близком к уровню

Мирового океана, ныне поднимается до 150—200 м в Поволжье и до 2 км на Кавказе. Таковы примерно амплитуды тектонического поднятия Русской платформы и Кавказской орогенической области за послеакчагыльское время — конец позднего плиоцена и четвертичный период. Поднятие сопровождалось врезанием русл рек в древние долины; однако в большинстве районов амплитуда послеакчагыльского вреза не достигла огромных амплитуд предакчагыльской эрозии.

Значительные переуглубления установлены в речных долинах по всему северному побережью Евразии. Давно известно, что в устьевых частях Немана, Западной Двины, Северной Двины коренное ложе долин лежит более чем на 100 м ниже уровня моря. В последнее время переуглубление выявлено также в долинах Печоры, Оби, Пура, Таза, Енисея, Хатанги, Лены. Днища долин в устьях лежат ниже уровня океана до 200 м. Во время образования этих долин уровень Северного Ледовитого океана, очевидно, был на 200—250 м ниже современного, и весь теперешний шельф представлял собой глубоко расчлененную сушу. В дальнейшем, в условиях трансгрессии, началось заполнение долин осадками; море вторглось в пределы северной окраины континента, образуя по долинам рек рукавообразные (ингрессионные) заливы (Обская губа, Енисейский, Хатангский заливы).

Переуглубление долин северного побережья Евразии обычно датируется началом четвертичного периода; заполнение долин связывается с трансгрессией, максимум которой приходится на среднечетвертичное время. Однако еще А. П. Карпинский выдвинул идею о параллелизации событий новейшей истории Севера и Юга СССР. Следуя этому взгляду, надо относить переуглубление речных долин севера Евразии к среднему плиоцену — к предакчагыльской фазе врезания рек, а последовавшую затем трансгрессию сопоставлять с акчагыльской. Это получает подтверждение в некоторых новых определениях возраста отложений, выполняющих переуглубленные долины Западной Двины, Оби, Енисея (Николаев, 1968).

Причину чередования главных фаз врезания и аккумуляции в речных долинах большинство исследователей видит в колебательных (эпейрогенических) движениях земной коры — поднятиях и опусканиях, охватывавших весь материк Евразии или его значительные части.

Е. Е. Милановский (1963), И. Л. Кузин (1961) придают главное значение колебаниям уровней Каспия и Северного Ледовитого океана; эти колебания они считают эвстатическими, т. е. обусловленными изменениями емкости морских и океанических впадин или изменениями объема водных масс (за счет образования или таяния ледниковых покровов). Этот сложный вопрос не получил еще окончательного решения.

Речные террасы. На рис. 20 изображен участок долины реки Мархи в Якутии, в районе россыпных месторождений золота «Верхние острова». На склонах долины выделяются относительно ровные ступени террас; всего насчитывается четыре уровня террас и пойма—современная терраса. Верхние террасы, цокольные, т. е. выработанные в коренных породах, несут маломощный покров речных аллювиальных отложений. Первая надпойменная терраса, аккумулятивная, целиком сложена аллювиальными отложениями. Россыпные месторождения приурочены к аллювию террас, поймы и русла реки.

Изучение речных террас — одна из важных задач геоморфологических исследований СССР. Сведения об особенностях морфологии и строения террас, об их возрасте необходимы для раскрытия истории рельефообразования, движений земной коры и континентального осадконакопления, для решения практических задач — поисков полезных ископаемых, выбора мест гидротехнического и иного строительства.

В долинах различных рек СССР насчитывается от 1—2 до 10—12 и даже 15—17 разновозрастных террасовых уровней, образующих так называемую лестницу террас. Пойменный уровень (современная терраса), как правило, датируется голоценом; наиболее высокие и ранние по времени образования террасы обычно не старше плиоцена — раннечетвертичного времени. В областях древней суши (Урал, Забайкалье), возможно, сохранились фрагменты раннетретичных и даже мезозойских террас (Борисевич, 1960). Напротив, в областях интенсивного послеледникового поднятия (изостатического характера) вся лестница террас, насчитывающая до 5—6 и более уровней, имеет голоценовый возраст.

Каждая терраса была некогда поймой и перестала быть ею после углубления русла (врезания реки). Лестница террас — летопись неоднократного чередования фаз врезания русла и фаз его относительной стабильности.

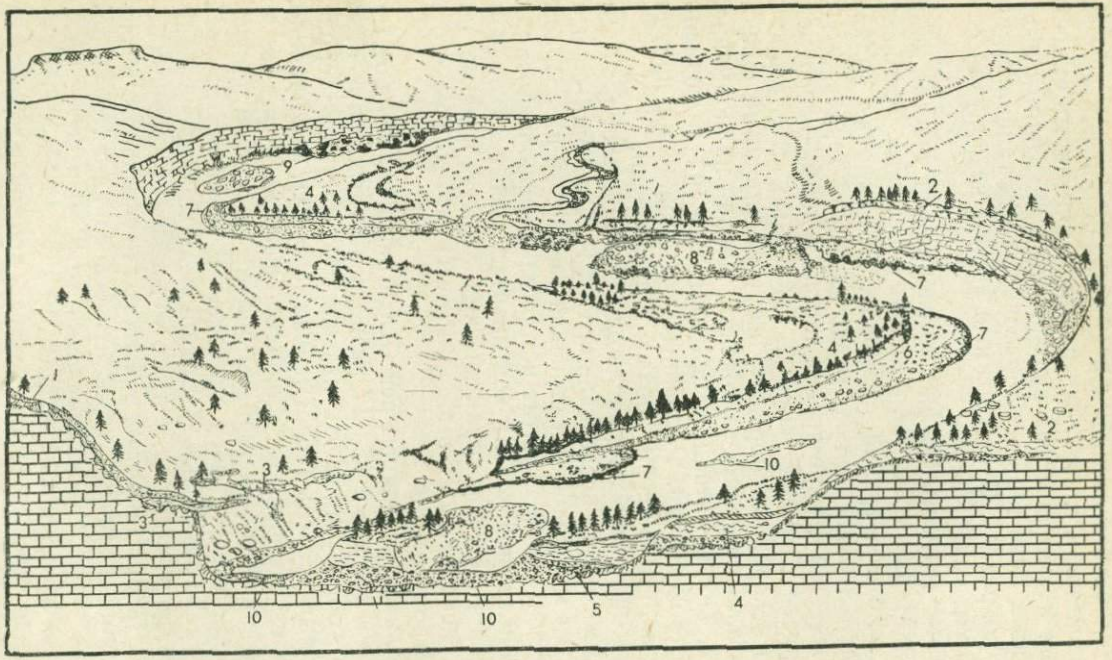


Рис. 20. Долина реки Мархи в районе россыпи «Верхние острова» (по З. А. Сваричевской)

Террасовые россыпи: 1 — V терраса; 2 — IV терраса; 3—III терраса; 4 — II терраса; 5 — I терраса
Долинные россыпи: 6 — пойменные; 7—береговых отмелей, береговых валов, бечевников; 8 — шлейфовые размытых террасовых останцов; 9 — намывных кос, островов, отмелей; 10 — собственно русловые

Чем обусловлена смена этих фаз в истории реки? Распространено представление, что процесс образования лестниц террас в долинах контролируется колебательными движениями земной коры, чередованием поднятий и опусканий с преобладанием поднятий (Белоусов, 1962). Несомненно, что на ход террасообразования оказывали влияние также колебания климата, изменения уровня морей и озер, служивших базисами эрозии, рек (Асеев, 1963; Горецкий, 1964). Наиболее вероятной представляется схема, согласно которой процесс выработки площадок террас и накопления аллювия приходится на эпохи общих погружений земной коры, трансгрессий и межледниковья. Врезание рек и образование уступов террас связываются с фазами поднятия и регрессий или с климатическими условиями ледниковых эпох.

Анализ богатых материалов изысканий Гидропроекта в речных долинах привел Г. И. Горецкого (1964) к выводам о сложных соотношениях фаз образования террас с теми или иными палеогеографическими событиями. Для разных рек в разные периоды их истории характер такой связи был неодинаков. Все же «сильнейшее влияние тектонического фактора представляется мне наиболее вероятным»,— пишет Г. И. Горецкий (1964, стр. 389). Влияние тектонических движений было решающим как при первичном заложении речных долин, так и при образовании террасовых лестниц.

Роль тектонического фактора отчетливо выступает при сопоставлении морфологии долин крупных регионов. В пределах Русской равнины общее количество террас в долинах крупных рек не превышает обычно 3—4 при высотах террас до 40—50 м. В долинах рек Западно-Сибирской равнины число террас уменьшается до 2—3, а высота до 20—40 м, что отражает замедленный темп новейшего поднятия этой территории. Тектонически подвижная область Восточной Сибири выделяется большим количеством террас: их насчитывается в долинах от 6—8 до 10—12 при высоте до 100—150 м. В горных (орогенических) областях наблюдается также большое число террас (рис. 21).

При отсутствии дифференциальных тектонических движений относительные высоты террас постепенно возрастают вниз по течению реки. Новейшие движения локальных структур вызывают разнообразные деформации террас: резкое повышение уровня и расщепление террас



Рис. 21. Террасы в долине горной реки

Фото Ш. Токомбаева

в районах поднятия, снижение уровня и даже погребение террас в районах опускания. Прослеживание деформаций террас — эффективный путь выявления локальных структур (куполов, антиклиналей), с которыми нередко связаны месторождения нефти, газа и других полезных ископаемых. Анализ террас имеет особенно важное значение при поисках россыпных месторождений золота, алмазов, циркона, касситерита и других ценных минералов. Нередко наиболее богатые месторождения того или иного минерала связаны с определенной террасой, и прослеживание последней служит важнейшим поисковым методом.

Изучение речных террас и долин в целом — важная задача при изысканиях и строительстве гидроэлектростанций.

Поймы и низкие террасы рек используются в сельском хозяйстве как ценнейшие угодья с плодородными землями. Например, знаменитая Волго-Ахтубинская пойма представляет собой настоящий цветущий оазис среди окружающих безжизненных полупустынных и пустынных пространств. Причины плодородия пойменных земель — достаточное увлажнение близко залегающими грунтовы-

ми водами, наращивание гумусированного наилка во время паводков.

Площади пойменных земель ограничены, и потери их невосполнимы. Однако в последние годы много ценнейших пойменных земель затоплено водохранилищами ГЭС. Только в Европейской части Советского Союза за 15 лет (1953—1968 гг.) под искусственные моря было отведено свыше 2,5 млн. га пойменных и припойменных земель.

Ландшафты аллювиальных равнин. С развитием речной сети и накоплением аллювия и других типов континентальных отложений связано образование аллювиальных равнин с присущей им аккумулятивной морфоскульптурой. Последняя характерна, например, для полосы полесий Русской равнины, включающей Припятское Полесье, Мещерскую, Балахнинскую, Ветлужскую низины. Плоские или слегка волнистые, заболоченные равнины, где малоразличающиеся по высоте уровни представляют собой речные террасы шириной в десятки километров,— таков геоморфологический ландшафт полесий. Его разнообразят порой гривы и ложбины, унаследованные от рельефа поймы, небольшие дюнные всхолмления, западины и другие мелкие формы рельефа.

Грандиозную по площади аллювиальную равнину — наибольшую не только в Советском Союзе, но и одну из самых крупных в мире — представляет собой центральная часть Западной Сибири. К аллювиальным равнинам относятся низменности Турана (область Каракумов и др.), Вилюйская, Яно-Индигирская низменности, Зейско-Буреинская, Уссурийская равнины. Многие межгорные котловины (Минусинская, Ферганская) также представляют собой аллювиальные (аллювиально-пролювиальные) равнины. Аллювиальные равнины весьма удобны для развития земледелия. Так, Зейско-Буреинская аллювиальная равнина — основной сельскохозяйственный район Дальнего Востока с большими перспективами для дальнейшего развития земледелия. Однако широкое освоение земель аллювиальных равнин нередко требует проведения мелиоративных работ (Припятское Полесье, Мещера); проектирование их в значительной мере опирается на результаты геоморфологических исследований.

Что известно о происхождении и времени образования аллювиальных равнин? Понятие о великих аллювиаль-

ных равнинах было внесено в геоморфологию Б. Л. Личковым (1931), в работах которого впервые рассматривались во взаимной связи эволюция речной сети, четвертичные оледенения и движения земной коры равнинных стран. По Б. Л. Личкову, существует тесная генетическая связь аллювиальных равнин с материковыми и горными оледенениями. В процессе деградации и таяния ледников за пределы ледниковой области поступали огромные массы вод, выносились большие объемы обломочного материала. Аккумуляция их происходила в пределах низменностей, котловин внеледниковой области. Широкие разливы (приледниковые озера), блуждание русл рек приледниковых областей обеспечивали облекание аллювиальным (озерно-аллювиальным) материалом больших территорий. Генетическую связь с оледенением подтверждает сам характер размещения аллювиальных равнин: полоса полесий Русской равнины и аллювиальные низменности Западной Сибири как бы окаймляют границы среднечетвертичных покровных оледенений. За счет аккумуляции полноводных древних рек, стекавших с гор Тянь-Шаня, Памира, Копетдага и получавших питание от грандиозных ледников, возникли аллювиальные равнины Турана. Сеть староречий, субаэральных дельт напоминает здесь об интенсивной деятельности древних водных потоков.

Б. Л. Личков придавал большое значение опусканиям земной коры в областях полесий, считая эти опускания гляциоизостатическими, т. е. вызванными ледниковой нагрузкой на земную кору. Как унаследованные тектонические, так и гляциоизостатические опускания, несомненно, способствовали накоплению мощных толщ осадков и образованию аккумулятивных равнин. Однако в некоторых случаях соотношения эндогенных и экзогенных факторов оказывались более сложными. Например, выясняется, что в четвертичной истории Припятского Полесья роль опусканий была ограниченной (Маринич, 1963). Условия для широкого блуждания рек и аккумуляции аллювия были здесь созданы самой морфоструктурой — унаследованной от доледниковой эпохи платформенной впадиной.

Сильно возросший в ледниковый период объем осадконакопления превышал эффект слабого неустойчивого опускания, т. е. здесь имела место перекомпенсация эндогенных процессов экзогенными.

Аллювиальные равнины, генетически и исторически связанные с четвертичным оледенением, в современную эпоху являются в значительной мере реликтовыми образованиями. После своего формирования почти все они испытали поднятие и подверглись эрозионному расчленению, чаще всего, однако, незначительному, зачаточному. Масштабы современной аллювиальной аккумуляции по сравнению с ледниковой эпохой существенно сократились: осадконакопление происходит теперь не на всей площади аллювиальных равнин, а лишь в пределах пойм и дельт крупных рек. Зональные (климатические) условия послеледникового времени наложили свой отпечаток на морфоскульптуру аллювиальных равнин. Так, например, процессы аридного рельефообразования коренным образом изменили облик древней аллювиальной равнины Пра-Амударьи, превратив ее в песчаную пустыню Каракумы.

Эрозионное расчленение и вопросы борьбы с эрозией. Подобно тому как опускание земной поверхности обычно сопровождается (и в той или иной степени компенсируется) аккумуляцией осадков, поднятие суши активизирует процессы эрозии. Общая тенденция к поднятию территории СССР в четвертичном периоде способствовала эрозионному расчленению поверхности, которое проявилось в той или иной степени почти на всей территории страны.

Зачаточные формы эрозионного расчленения — борозды размыва, промоины — неглубокие, и продольный профиль их днищ повторяет профиль склона, который они прорезают. Развитие линейной эрозии приводит к формированию оврагов — глубоких рытвин, созданных деятельностью временных потоков, с крутыми, часто обнаженными, незадернованными склонами. Продольный профиль днища оврага обычно крутой, форма его отличается от профиля склона, прорезаемого оврагом. Когда глубинная эрозия затухает, дно оврага выстилается аллювием, склоны зарастают и выполаживаются, овраг превращается в балку (суходол).

Важное значение при этом приобретают так называемые склоновые процессы — медленное сползание почвогрунтов (Герасимов, 1941).

Как показал впервые В. В. Докучаев (1878), эрозионные формы образуют эволюционный ряд, начальным звеном которого служит овраг, промежуточным — балка, а

конечным — речная долина. Это не означает, что любой овраг превратится когда-нибудь в долину реки или что всякая долина была когда-то оврагом. Эволюционная связь выражается в том, что имеется множество форм, переходных от оврага к балке, от балки к речной долине.

В образовании оврагов главная роль принадлежит донному врезу (глубинной эрозии). При переходе к стадии балки углубление днища сочетается с его расширением, так как начинает сказываться боковая эрозия. В формировании долины равнинной реки роль меандрирования (блуждания русла) и расширения дна долины еще более велика. Учитывая эти соотношения, А. А. Величко предложил для характеристики эрозионных форм использовать коэффициент

$$K = \frac{L}{H},$$

где L — ширина днища, H — глубина формы рельефа.

В средней полосе Европейской части СССР для оврагов коэффициент K всегда меньше единицы, поскольку ширина днища их мала по сравнению с глубиной. Например, на правобережье Дона (к югу от Воронежа) овраги имеют глубину до 40 м, ширину днища до 5 м; соответственно $K = \frac{5}{40} = 0{,}12$. Для балок коэффициент K равен или несколько больше единицы. Примером служат балки в том же районе с шириной днища до 150 м и глубиной до 60 м; $K = \frac{150}{60} = 2{,}5$. Для долин равнинных рек коэффициент K значительно больше, порядка нескольких десятков единиц. В рассматриваемом районе ширина поймы Дона достигает 3 км при глубине долины около 80 м;

$$K = \frac{3000}{80} = 37{,}5.$$

Различают донные овраги, прорезающие днища балок, логов, и склоновые (береговые) овраги, разъедающие склоны водоразделов, борта долин и балок (рис. 22). Морфология, скорость роста оврагов в значительной мере определяются характером размываемых пород. В суг-

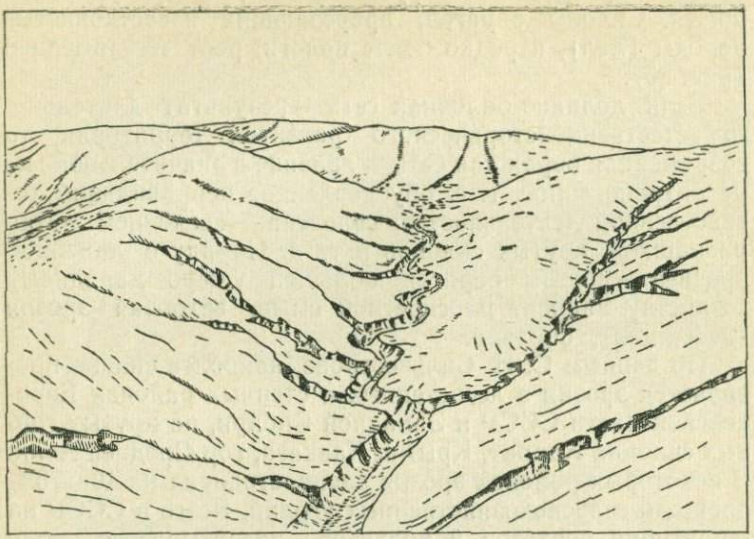
линках овраги обычно крутосклонные, быстро удлиняющиеся. Склоны оврагов, прорезающих известковистые породы (мел), нередко более пологи, рост их замедлен (рис. 23).

Если долинно-балочная сеть — результат длительного естественноисторического развития территории, то современная овражная сеть — явление в значительной мере антропогенное, т. е. обусловленное неправильной хозяйственной деятельностью человека — сведением лесов, распашкой крутых склонов и т. д. Наряду с линейной эрозией — ростом оврагов большой ущерб народному хозяйству наносят плоскостной смыв, ветровая эрозия (дефляция), оползни.

По данным С. И. Сильвестрова, наиболее сильно проявляется эрозия в лесостепных и степных районах Европейской части СССР и Западной Сибири, на крутых горных склонах Карпат, Крыма, Кавказа, гор Средней Азии. В некоторых районах эрозия распространена на 40—70% площади сельскохозяйственных угодий. Всего в СССР на территории совхозов и колхозов насчитывается около 52,6 млн. га эродированных земель, в том числе пашни и многолетних насаждений 33 млн. га, пастбищ 15 млн. га; общая площадь оврагов оценивается в 4,6 млн. га. Водная и ветровая эрозия выводят ежегодно из оборота 100—150 тыс. га ценных земель. Разрушая почву, эрозия ежегодно выносит из нее 9 млн. т питательных веществ в переводе на минеральные удобрения (1965). За первые 8 лет распашки целинных земель (1954—1961 гг.) почва подверглась развеванию и засыпанию песком почти на 10 млн. га.

Борьба с эрозией почв — важная задача народного хозяйства СССР. В настоящее время установлено, что эффективная борьба с эрозией и дефляцией возможна только путем применения комплекса противоэрозионных мероприятий, куда входят специальные меры по улучшению агротехники, насаждение лесов и приовражных лесных полос, террасирование крутых горных склонов, обвалование оврагов и др. Надо заметить при этом, что неправильное размещение лесных полос, валов, водоотводных каналов, искусственных террас на склонах может привести не к ослаблению, а, наоборот, к усилению эрозии. В связи с этим необходимо проводить специальные геоморфологические исследования для изучения причин эрозии и разработки мер борьбы с нею, основанной на

1



2

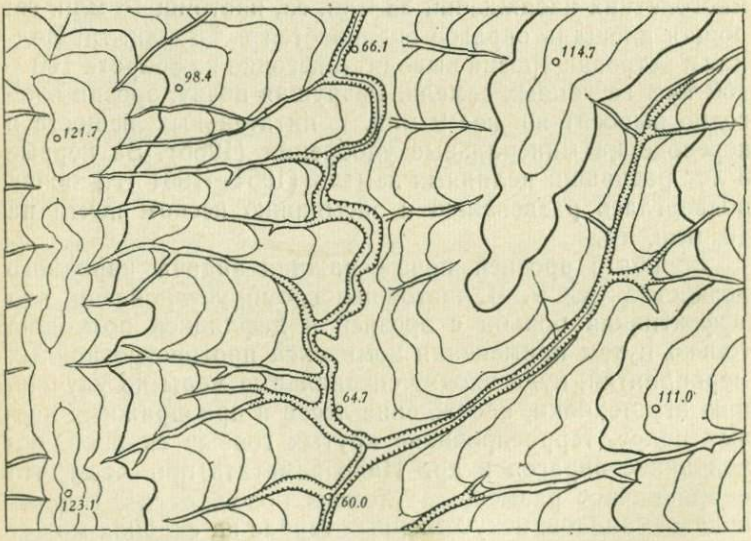
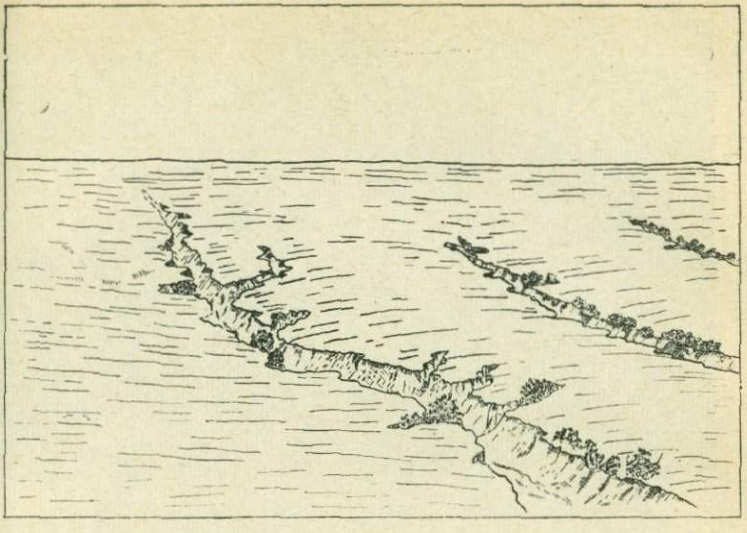


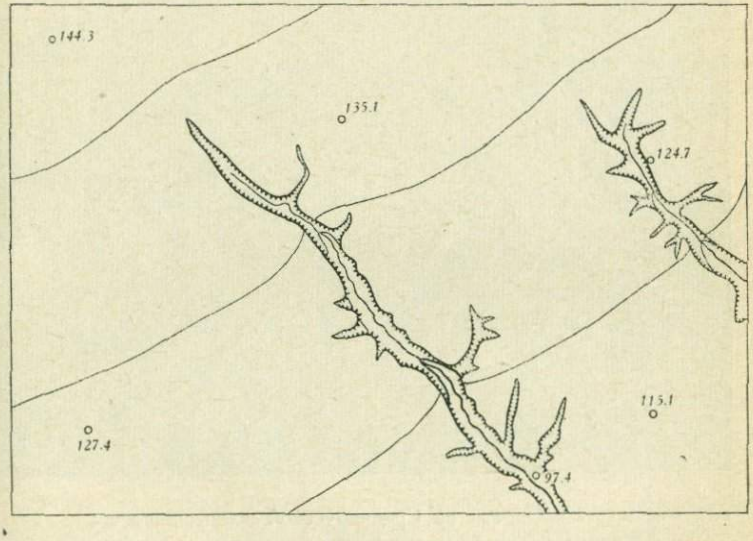
Рис. 22. Типы оврагов (по З. А. Макееву):

1 — донный овраг в древней балке и склоновые (береговые) овраги, распространившиеся на водораздельные участки; 2 — то же, план; 3 — редкие, мало разветвленные склоновые овраги, не выходящие на водораздельные пространства; 4 — то же, план

3



4



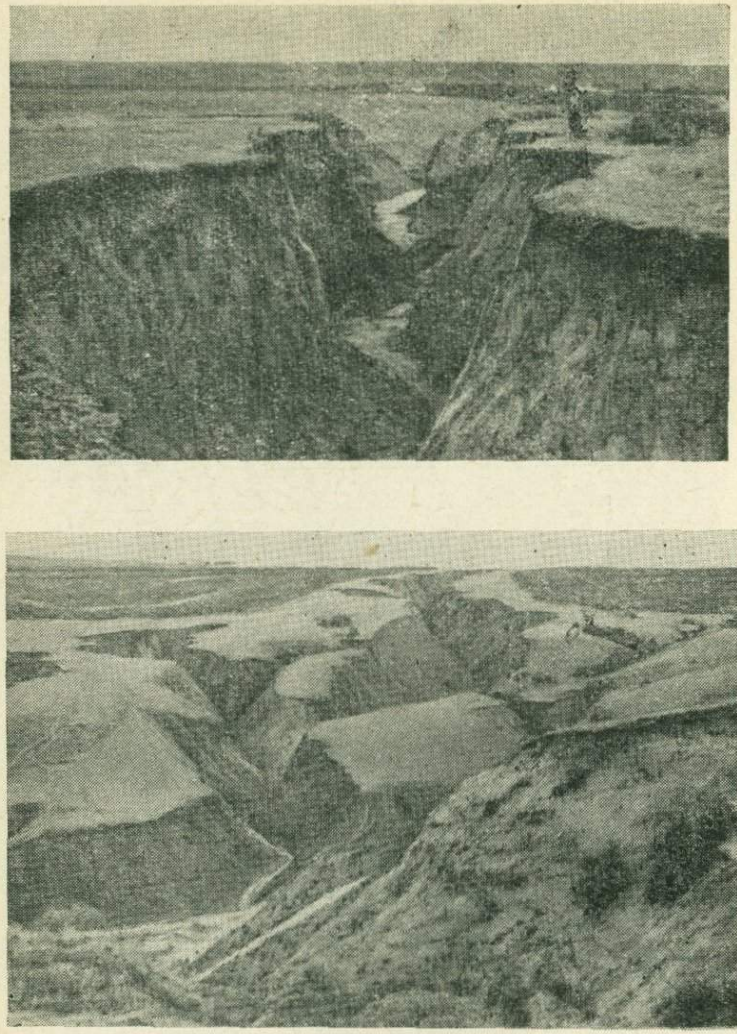


Рис. 23. Овраги на Среднерусской возвышенности:
овраги в меловых породах (вверху), в суглинках (внизу)
Фото С. К. Горелова



Р и с. 24. Аэрофотоснимок овражного района Среднерусской возвышенности

знании законов водно-эрозионных и дефляционных процессов.

В методическом отношении представляют интерес исследования, проведенные Институтом географии АН СССР в одном из овражных районов центральной части Приволжской возвышенности (Сетунская, 1963). Было установлено, что активность роста оврагов A определяется суммой факторов, среди которых в данном районе выделяются четыре главнейших: U — характер хозяйственного использования территории, состав угодий на водосборной площади оврага; S — длина линии стока, или расстояние от водораздела до вершины оврага; i — угол наклона земной поверхности выше оврага; L — литологический состав размываемых пород. Каждый из указанных факторов оврагообразования оценивался в баллах (см. табл. 4).

Таблица 4

Факторы оврагообразования и их оценка в баллах для центральной части Приволжской возвышенности
(по Л. Е. Сетунской)

1. Угодья U		2. Длины линий стока S	
Характер угодий	Баллы	Метры	Баллы
Лес	1	<150	1
Целина, старая залежь	2	151—300	2
Пашня, выгон	3	301—450	3
Пашня с четко выработанными водоподводящими ложбинами; дороги, идущие к верховьям оврага	4	451—600	4
		601—750	5
		>750	6

3. Угол наклона поверхности i		4. Литология L	
Градусы	Баллы	Породы	Баллы
<1	0,6	Опоки, песчаники, писчий мел	0,6
1—2	1,2		
2—3	1,8	Пески, супеси	1,2
>3	2,4	Суглинки, глины	1,8

Шкала балльности построена таким образом, что количество баллов возрастает пропорционально усилению активности роста оврагов.

Для различных пунктов местности баллы (по всем четырем признакам) суммировались, и определялся показатель активности оврагообразования A (в баллах):

$$A = U + S + i + L.$$

Было установлено, что на участках, где A меньше 5,5 балла, овраги отсутствуют. На участках, где A от 5,5 до 7 баллов, появляются слабоактивные овраги (со скоростью роста вершины до 0,2 м/год). При A от 7 до 9 баллов распространены овраги средней активности (скорость роста до 1 м/год). Наконец, при A больше 9 баллов распространены очень активные овраги со скоростью роста свыше 1 м/год. Таким образом, величина A — чуткий показатель активности оврагообразования; использование метода баллов позволяет «привести к общему знамена-

телю» разнородные факторы и оценить их общее влияние. Пользуясь указанной методикой, можно выделить участки с наиболее активными оврагами или участки, потенциально наиболее опасные в отношении эрозии, где в первую очередь следует осуществлять противоэрозионные мероприятия.

Эрозионные ландшафты равнин и гор. Флювиальные (эрозионно-аккумулятивные) процессы приводят не только к разработке речных долин, но и к моделировке междуречных пространств — образованию промоин, оврагов, балок, изменению профиля склонов и общей формы междуречных пространств. Все эти изменения сказываются тем сильнее (при прочих равных условиях), чем продолжительнее время действия флювиальных процессов.

В областях, которые сравнительно недавно освободились от морских вод или от ледниковых покровов, рельеф обычно еще мало изменен эрозионными и склоновыми процессами. Например, область северного Прикаспия хвалынское море оставило всего около 12—14 тыс. лет назад. За этот весьма короткий в геологическом смысле срок поверхность северного Прикаспия сохранила черты своего первичного рельефа — дна хвалынского моря. На больших пространствах это ровная, почти как стол, степь с небольшими западинами, сурчинами. Долины немногочисленных рек врезаны неглубоко и имеют вид искусственных каналов: в направлении от междуречий к бортам долин еще не сформировались скаты. Долины рек возникают внезапно, как формы, чуждые ландшафту степи. Слабое эрозионное освоение Прикаспийской степи, кроме ее геологической молодости, несомненно, обусловлено и аридностью климата, и равнинностью первичного рельефа.

Сравнительно мало освоена эрозией поверхность северо-запада Русской равнины, освободившегося от ледникового покрова всего 12—15 тыс. лет назад. Холмисто-озерный ландшафт, созданный ледником, сохраняет свою свежесть. Даже крупные реки представляют собой цепочки озер, соединенных водотоком.

Выдающийся советский геоморфолог А. А. Борзов в 1934 г. установил закономерность, состоящую в том, что развитие эрозионного рельефа на равнинах неизбежно приводит к асимметричному строению междуречных пространств и асимметричный профиль тем типичнее выра-

жен, чем старше стадия развития данной поверхности Эта закономерность как бы расширяет известный закон Бэра-Бабинэ, согласно которому из-за вращения Земли реки северного полушария постепенно отклоняют русло вправо, вследствие чего их правый берег становится круче, чем левый, и долина со временем приобретает ярко выраженное асимметричное строение.

Правильность этих положений убедительно показал С. С. Воскресенский (1947). На составленной им карте видно, что в пределах Русской равнины при движении с севера на юг возрастает число асимметричных долин. В южной половине равнины, в пределах возвышенной полосы, которая не подвергалась четвертичному оледенению и по крайней мере с палеогена не заливалась морскими водами, а также обладает достаточно влажным климатом, сформировался зрелый эрозионный рельеф. Количество долин с нагорным правым берегом превышает 90%; в ландшафте доминирует густое долинно-балочно-овражное расчленение. Таким образом, между зонами ледниковой и аридной морфоскульптуры прослеживается зона эрозионной скульптуры.

Из южной половины Русской равнины зона эрозионной скульптуры продолжается в пределы Урала, охватывает южную (внеледниковую) часть Западно-Сибирской равнины, распространяется на Среднесибирское плато и горы Южной Сибири, Дальний Восток и значительную часть Северо-Востока СССР. Во всей этой обширной области образование зрелого эрозионного рельефа отражает совместное влияние трех факторов: большой продолжительности континентального развития, значительной приподнятости над уровнем моря и достаточной (для развития эрозионных и склоновых процессов) влажности климата. Таким образом, зона эрозионной морфоскульптуры возникла, как и другие морфоскульптурные зоны, при определенном сочетании историко-геологических, морфоструктурных и климатических условий.

Эрозионный рельеф господствует также во многих частях полосы гор, протянувшейся на запад от Тянь-Шаня и ограниченной с севера пустынной зоной аридной морфоскульптуры. Формирование здесь эрозионного рельефа произошло при решающем воздействии морфоструктурного (орографического) фактора и должно считаться проявлением не горизонтальной зональности, а вертикальной поясности.

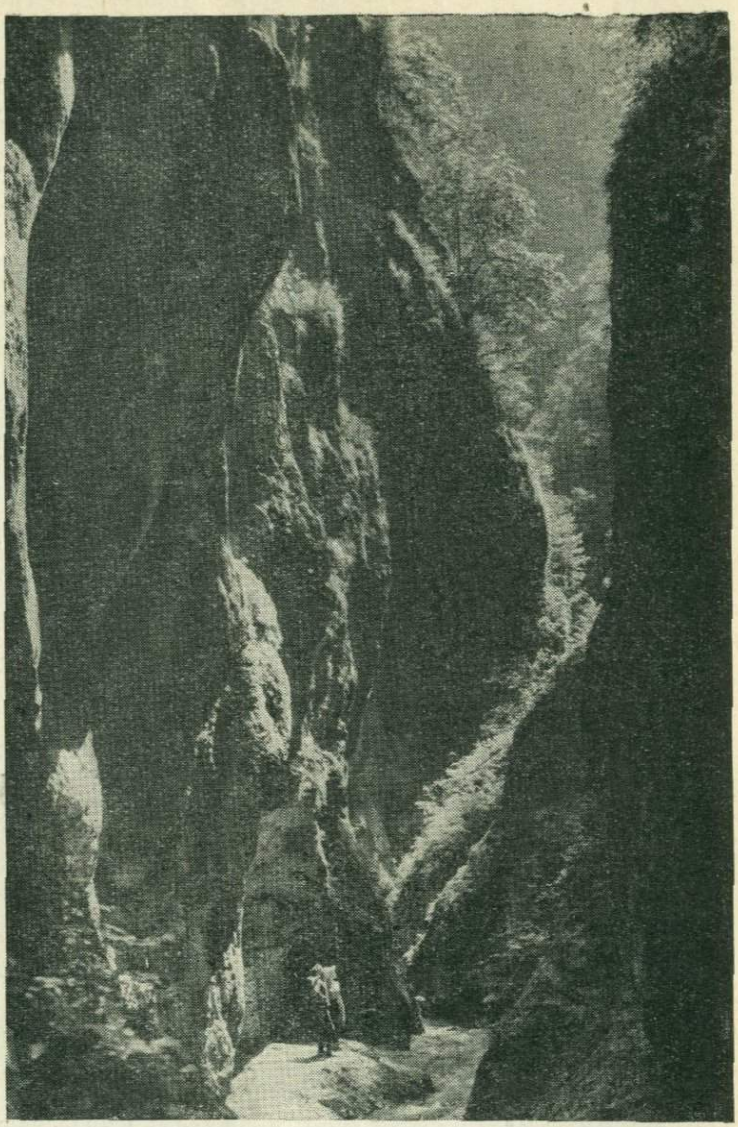


Рис. 25. Ущелье реки Чегем (Кавказ)

В пределах зоны эрозионной морфоскульптуры встречаются разнообразные типы расчленения поверхности. Существенно различаются формы расчленения низких и высоких равнин. Западно-Сибирской и Русской равнинам свойственны преимущественно увалистые или грядово-увалистые формы водоразделов, густое, но неглубокое долинно-балочное расчленение, осложненное сетью оврагов. Высокое Среднесибирское плато выделяется ступенчатым профилем междуречий, отражающим переслаивание осадочных и вулканических пород. Глубокие (до 500 м) долины имеют горный облик. Выходы вулканических пород (траппов) создают причудливые формы рельефа — крутосклонные останцы, конические сопки, гряды, уступы.

В горах основными формами эрозионного расчленения являются речные долины. Выделяются узкие глубокие долины с очень крутыми или даже почти отвесными стенками — ущелья (рис. 25); распространение ущелий связано с выходами особо устойчивых к размыву пород и быстрыми интенсивными поднятиями земной коры. Широко распространены в горах речные долины, имеющие V-образный, U-образный профили (рис. 26, 27). Формы эрозионного расчленения наблюдаются в горах почти повсеместно, сочетаясь с формами ледникового, нивального, карстового, гравитационного происхождения (рис. 28, 29).

Наиболее глубоко расчлененные части горных стран отвечают областям наибольших поднятий земной коры, но и в таких областях могут сохраняться реликты древних поверхностей выравнивания (сырты Тянь-Шаня). Эрозионные врезы как бы компенсируют тектонические поднятия, поэтому глубина расчленения в целом пропорциональна абсолютным высотам гор (см. табл. 2). Однако эта зависимость затушевывается литологическими, климатическими и другими местными влияниями. С климатическими различиями в определенной степени связаны, например, особенности рельефа Западного и Восточного Памира. Западный Памир, получающий большое количество осадков, резко расчленен глубокими ущельями рек. Засушливый Восточный Памир представляет собой плоскогорье (нагорье), сохраняющее древний рельеф с мягкими, сглаженными формами.

Эрозионный рельеф горных областей в современную эпоху продолжает интенсивно формироваться; многие

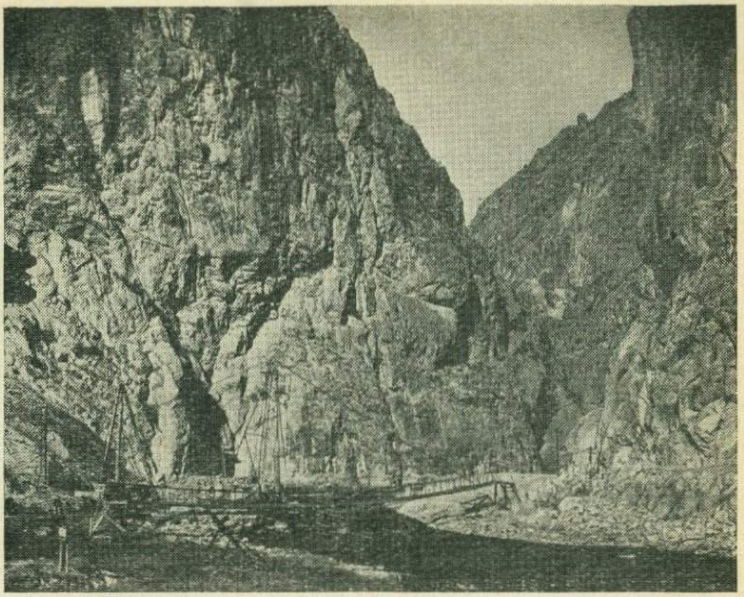


Рис. 26. V-образная долина реки Нарын
Фото Института географии АН СССР



Рис. 27. Рельеф типа бедленд (район Боамского ущелья, Тянь-Шань)

Фото З. Алиева

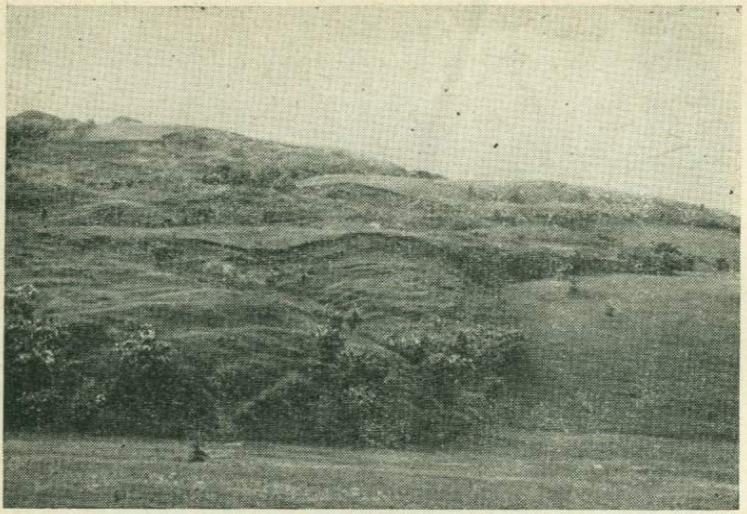


Рис. 28. Свежий оползень на Ставропольской возвышенности

Фото С. К. Горелова

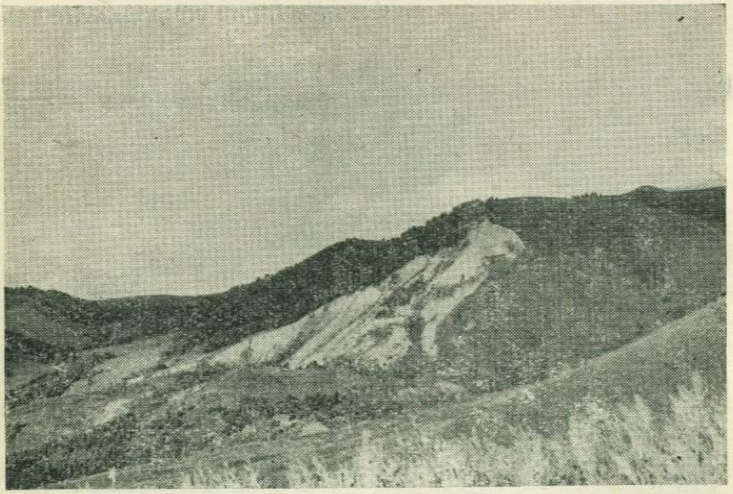


Рис. 29. Известняковый обвал, вызванный землетрясением, на склоне хребта Кунгей Алатау на Тянь-Шане

Фото З. Алиева

современные геоморфологические процессы в горах представляют собой угрозу населенным пунктам, полям, дорогам и должны учитываться при освоении горных стран и использовании их естественных ресурсов. Особенно необходимо учитывать склоновые процессы, которые в горах выражаются чаще не медленным смещением почвогрунтов, а обвалами, оползнями, селями. Сели, или селевые потоки, возникают на склонах гор преимущественно во время дождей. Стремительно несущиеся потоки вод увлекают с собой огромное количество обломочного материала. Обрушиваясь на подножия гор, грязе-каменные селевые потоки причиняют большой ущерб.

Несколько лет назад мощный сель образовался близ Алма-Аты. Зародившийся на вершинах гор селевой поток, увлекая за собой глыбы камней, большие деревья, достиг озера Иссык и переполнил его котловину. Бурный поток разрушил дороги, уничтожил электростанцию, снес мосты и дома в поселке в 20 км от озера.

В селеопасной зоне находится весь город Алма-Ата, а также ряд других городов и селений горных областей СССР. Наряду с организацией службы наблюдения и предупреждения (в районах опасных оползней и селей) необходимо проводить специальные меры борьбы с этими грозными явлениями. Например, в районе Алма-Аты сооружена специальная плотина — селеулавливатель, расчищаются русла речек, которые могут стать путями отвода селевых потоков. Размещение всех таких сооружений должно проводиться на основе результатов специальных геоморфологических исследований, позволяющих выяснить места зарождения селей, пути их движения и условия возникновения.

Горный рельеф значительно более труден для освоения, чем равнинный. В Грузинской ССР горные территории, занимая $^2/_3$ площади республики, дают лишь небольшую часть валовой продукции сельского хозяйства и промышленности. В Грузии на душу населения приходится площади пашни почти в 6 раз меньше, чем в среднем по СССР. Горные склоны сильно подвержены эрозии. В пределах Армянской ССР в той или иной степени эродированно 75% территории, при этом на смытых почвах недобор урожая зерновых составляет от 38 до 83% (Л. А. Валесян, Г. Г. Гвелесиани и др.).

Ледниковый период и связанные с ним формы рельефа. Оледенение, охватившее огромные пространства суши в четвертичном периоде, было весьма ярким и настолько характерным событием, что синонимом четвертичного периода многие исследователи считают термин «ледниковый период». О причинах оледенения высказаны многочисленные гипотезы. Наиболее полное, на наш взгляд, освещение эта проблема получает лишь в самое последнее время, в работах М. И. Будыко (1962—1969) по теории климата. По М. И. Будыко, в мезозое климатические различия между полярными и экваториальными областями Земли были сравнительно невелики; на всей Земле господствовал относительно теплый и влажный океанический климат. Это было связано отчасти с общей выровненностью рельефа континентов, представлявших собой невысокую сушу, а также с существованием обширных проливов, связывавших Полярный бассейн северного полушария с тропическими морями. Так, в течение всего мезозоя на месте Западно-Сибирской равнины существовал морской бассейн, соединявший Полярный бассейн с теплым океаном Тетиса в области современных гор альпийско-гималайского пояса.

С начала третичного времени (палеоген) стал возрастать климатический контраст между полярными и экваториальными областями. Это было связано с общим поднятием материков, с ростом гор, с замыканием Тетиса, а затем и Западно-Сибирского пролива. К концу неогена образовался обширный континент Евразия, в пределах его выросли горы, что привело к резкому возрастанию жесткости (континентальности) климата и общему похолоданию. Наибольшего развития эти процессы достигли в плейстоцене, вызвав обширное оледенение суши.

Как считает М. И. Будыко (1969), важный импульс к похолоданию и оледенению Земли дали вулканические извержения, сопровождавшие горообразование в новейшее время. Этот на первый взгляд парадоксальный вывод обосновывается тем, что при извержениях вулканов в атмосферу и стратосферу поступали громадные объемы вулканической пыли. Прозрачность атмосферы уменьшилась, и количество солнечной радиации, приходящей к поверхности Земли, сократилось. М. И. Будыко показал, что при

снижении радиации всего на 1,5% средняя температура Земли упадет на 9°, и ледовый покров переместится к экватору от его современного положения на 10—18° широты, т. е. на расстояние, приблизительно соответствующее распространению четвертичных оледенений.

Таким образом, в свете изложенных представлений эндогенная динамика (эпейрогенические поднятия, горообразования, вулканическая активность) оказала решающее влияние на климатические изменения Земли в новейшее время.

Климатический режим, установившийся к плейстоцену, имел неустойчивый характер и был подвержен пульсациям. С ними связано чередование отдельных ледниковых и межледниковых эпох. Выделяются следующие основные оледенения (возраст в тыс. лет до нашего времени, по В. А. Зубакову, 1968):

Вюрмское, или валдайское (поздний плейстоцен)	10—70
Рисское (средний плейстоцен)	100—210
Рисс II (московское оледенение)	100—115
Рисс I (днепровское оледенение)	175—210
Миндельское или окское (ранний плейстоцен)	370—610
Гюнцское (?) (поздний плиоцен) . . .	700—1 000
Дунайское (?) (поздний плиоцен) . .	1 000—1 400 (?)

Наибольшим по охвату территории было максимальное днепровское (рисское) оледенение. Однако, как подчеркнул А. А. Величко (1968), самая сильная волна похолодания в плейстоцене приходится на вторую половину валдайского (вюрмского) оледенения, когда на суше ледники сильно сократились в размерах. Этот период, когда произошел сдвиг в сторону мощного похолодания и иссушения климата, А. А. Величко назвал главным климатическим рубежом плейстоцена. Причиной его было великое оледенение океана, распространившееся, по данным А. П. Лисицина, из высоких широт в средние (рис. 30). Планету Земля по соотношению суши и моря правильнее было бы называть планетой Океан, и не удивительно, что резкое изменение физического состояния поверхности океана привело к резкому изменению климата всей Земли.

А. А. Величко (1968) обратил внимание на то, что современная граница вечной мерзлоты довольно близко под-

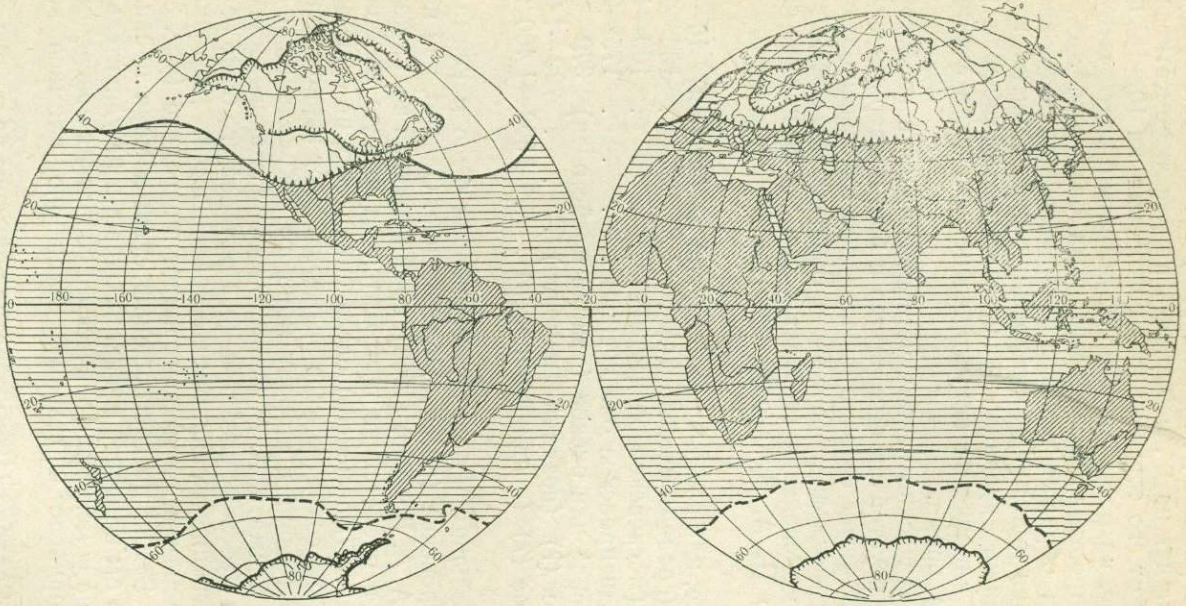


Рис. 30. Оледенение суши и моря в позднем плейстоцене (А. А. Величко, 1968). Граница морских льдов для южного полушария показана пунктиром как менее четкая

ходит к границам полярных льдов. Он заключил, что в период наиболее сильного похолодания, в позднем плейстоцене, граница мерзлоты опускалась значительно ближе к экватору, чем в современную эпоху, смыкаясь, как и теперь, с границей океанических льдов. Этот вывод подтверждается многочисленными наблюдениями древних мерзлотных образований во внеледниковой (перигляциальной) зоне Евразии и Северной Америки.

Исследования польского ученого Я. Дылика (J. Dylik), А. И. Москвитина, С. П. Качурина и других показали, что древняя мерзлота оказала большое влияние на ход рельефообразования внеледниковой (перигляциальной) зоны. А. А. Величко с использованием материалов аэрофотосъемки установил, что характерный мерзлотный (полигональный) рельеф на равнине Европейской части СССР распространялся до Северного Кавказа. Многие современные овраги, балки заложены по границам древних мерзлотных блоков (см. раздел «Криогенная морфоскульптура»).

Примерно 10 тыс. лет назад началось потепление, ознаменовавшее окончание плейстоцена и переход к эпохе голоцена. Сильно сократились ледяные щиты на равнинах, ледники в горах, поднялась к северу граница океанических льдов. Вместе с нею отодвинулась граница мерзлоты на суше. Наиболее резко отодвинулась граница мерзлоты в западной половине Евразии (к западу от Енисея).

Некоторые исследователи считают вечную мерзлоту целиком наследием ледниковой эпохи (М. И. Сумгин). Согласно другой точке зрения, мерзлота является следствием современных суровых климатических условий. А. А. Величко (1968) показал, что область мерзлоты соответствует территории, где морозный период продолжается свыше 275 дней в году. Вместе с тем А. А. Величко подчеркивает двойственность природы вечной мерзлоты: будучи унаследованной от холодной эпохи плейстоцена, в своих теперешних границах вечная мерзлота — это современное образование, поддерживаемое существующими климатическими условиями.

Формы рельефа, созданные древними ледниками и потоками талых ледниковых вод (гляциальные и флювиогляциальные формы), по своей распространенности на территории СССР занимают, как отмечалось, второе место после флювиальных (эрозионно-аккумулятивных)

форм. Существенно различаются ледниковые формы горных и равнинных областей. Эти различия отражают своеобразие древних оледенений (обширные ледниковые покровы на равнинах и долинные ледники в горах), а также особенности их развития. На равнинах развитие оледенений протекало преимущественно под влиянием общеклиматических изменений, а в горах исключительно большое влияние оказывали морфоструктурные условия — крупные черты орографии и движения земной коры.

«Классическая» четвертичная геология (западноевропейская альпийская школа), как отмечает К. К. Марков, совершенно не рассматривала влияние новейших тектонических движений на историю оледенения. В настоящее время (главным образом благодаря работам советских исследователей) выявлены километровые поднятия и опускания суши в четвертичном периоде. Поднятия не могли не вызывать серьезных изменений климата гор и привели в конечном счете к похолоданию, аридизации их климата и развитию оледенения. На равнинах роль движений земной коры была значительно меньше и оледенение протекало почти исключительно под влиянием общеклиматических изменений. Исходя из этого, К. К. Марков считает, что история оледенения равнин и гор протекала различно.

Зона древнеледниковой морфоскульптуры равнин подразделяется на три подзоны: 1) северную со свежими формами рельефа последнего оледенения; 2) среднюю с формами рельефа предпоследнего оледенения, подвергшимися переработке эрозионными и перигляциальными процессами; 3) южную, где формы рельефа максимального оледенения существенно переработаны, и в ландшафте доминируют эрозионные образования.

Свежие ледниковые ландшафты области последнего оледенения равнин. Область распространения последнего, позднечетвертичного оледенения (валдайского — в Европейской части СССР, зырянского — в Сибири) в свою очередь подразделяется на области ледникового сноса (экзарации) и ледниковой аккумуляции.

Области ледникового сноса — возвышенные части земной поверхности, где зарождались и откуда медленно двигались ледники. В центрах оледенения — скандинавском, уральском, новоземельском, таймырском, путоранском — активные ледниковые покровы выпахивали, сглаживали коренное ложе, перерабатывали формы его рель-

ефа. Роль абразива выполнял при этом, по-видимому, обломочный материал донной морены. Характерные формы ледниковой экзарации — бараньи лбы. Это скалистые выступы коренных пород, один склон которых (обращенный в сторону надвигавшегося ледника) гладко отшлифован и имеет характерный сглаженный профиль, а противоположный склон крутой и неровный. Скопления мелких бараньих лбов называют курчавыми скалами. Эти формы рельефа распространены на всем Балтийском щите, а в пределах СССР — на Кольском полуострове, в Карелии. Следы ледниковой экзарации заметны также в рельефе плато Путорана, Таймыра. В области ледниковой аккумуляции рельеф коренных пород, скрытый под покровом моренных отложений, также, возможно, несет следы экзарационной деятельности ледников.

Вопрос о роли экзарации в образовании рельефа ложа ледников дискуссионный. Многие исследователи придают экзарации большое значение, связывая с нею, например, образование глубоких ложбин (долин) в рельефе коренных пород. Другие считают роль экзарации сильно преувеличенной. В обоснование этого взгляда приводятся, например, факты сохранности древних (доледниковых) кор выветривания на Балтийском щите (Сидоренко, 1958). Эти противоречивые взгляды, возможно, отражают большую неравномерность экзарации в разных районах, поскольку интенсивность ее зависит от мощности льда и скорости его движения, от неровности доледникового рельефа, устойчивости коренных пород и многих других факторов.

Область ледниковой аккумуляции позднечетвертичного времени охватывает северо-запад и север Русской равнины, северную часть Западной Сибири, Хатангскую (Северо-Сибирскую) низменность, прилегающую к возвышенности Путорана часть Среднесибирского плато. Деятельность ледников проявилась здесь в образовании покрова моренных отложений (преимущественно валунных глин) и характерных форм рельефа конечных морен, друмлинов, озов, камов. Конечные морены — это цепи холмов, иногда расположенные рядами; конечные морены образовались при остановках или задержках движения ледника вдоль края последнего. Анализ карт конечноморенных гряд или аэрофотоснимков позволяет наметить границы продвижения ледника, стадии его отступания. Пространство позади гряд конечных морен

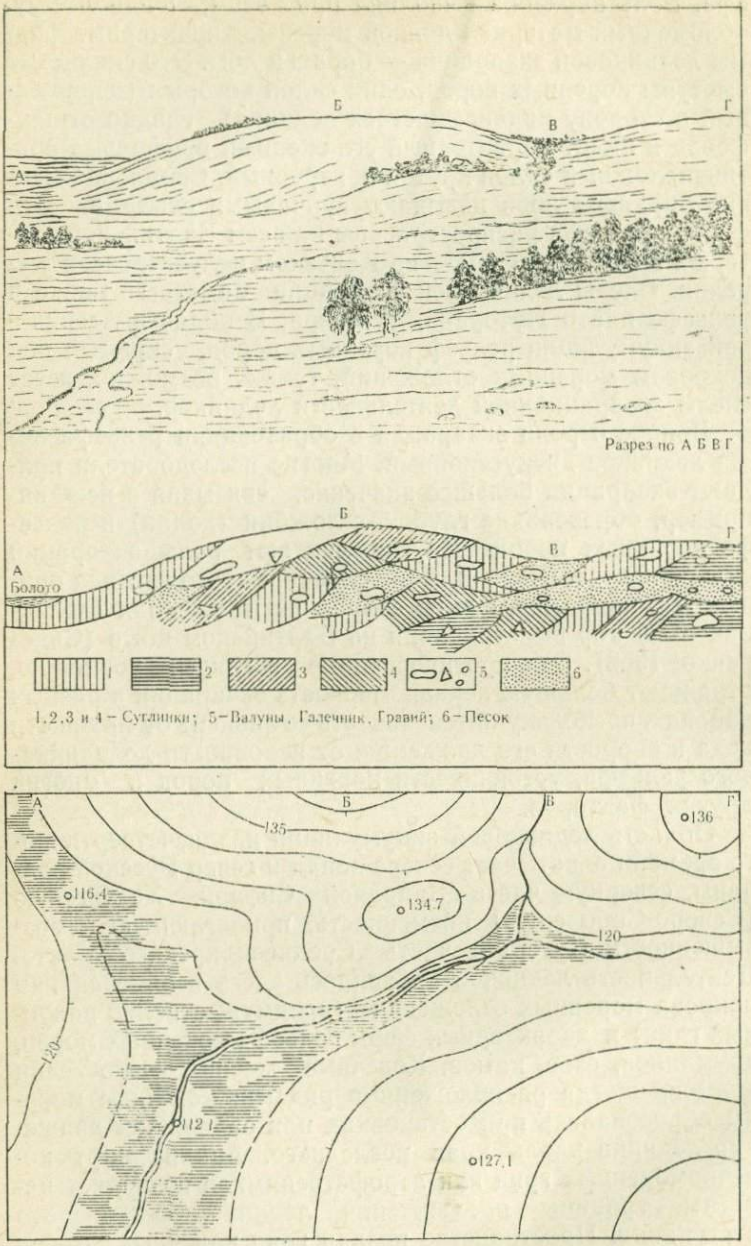
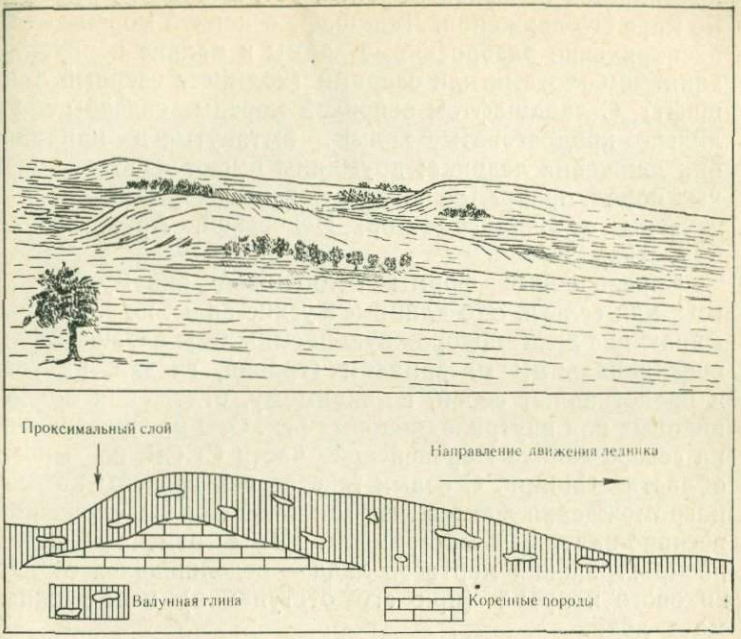
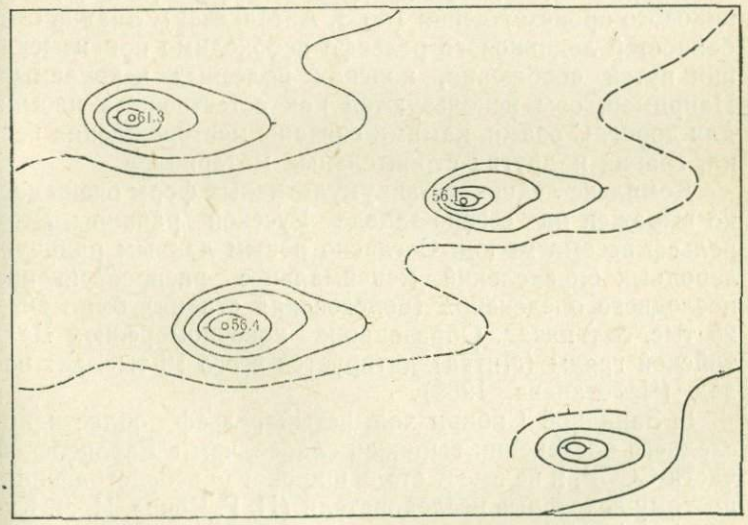


Рис. 31. Моренные холмы (внешний вид, разрез и план)





Р и с. 32. Друмлины (внешний вид, разрез и план)

выстилается основной мореной, отлагавшейся ледником по мере его движения. Ландшафт основной морены — это беспорядочно разбросанные холмы и мелкие понижения, занятые болотами или озерами (холмисто-озерный ландшафт). С ландшафтом основной морены связаны друмлины — продолговатые холмы, вытянутые в направлении движения ледника; друмлины имеют ядро из коренных пород, прикрытое чехлом морены. Друмлины хорошо изучены в Ленинградской, Псковской, Архангельской областях.

Своеобразные формы ледниковой аккумуляции — озы, или сельги. Это длинные и узкие валы, по виду напоминающие железнодорожную насыпь. Озы сложены флювиогляциальным материалом (гравий, галька, валуны) и представляют собой, по-видимому, отложения подледниковых или внутриледниковых рек. Озы распространены на северо-западе Европейской части СССР, во многих областях Сибири. С озами генетически связаны камы — нагромождения холмов неправильной формы, сложенных песчано-валунным материалом. Камы отмечают места распространения мертвого льда — отделившихся от ледникового покрова (при его отступании) неподвижных масс льда.

На рис. 31, 32, 33, 34 показаны формы рельефа ледникового происхождения (по З. А. Макееву). Знание особенностей ледникового рельефа необходимо при изыскании путей сообщения, поисках полезных ископаемых. Например, озы используются как естественные насыпи для дорог. С озами, камами связаны месторождения песка, гравия и других строительных материалов.

Комплекс ледниково-аккумулятивных форм очень четко выражен на северо-западе Русской равнины. Этот рельеф весьма молод. Согласно новым данным радиоуглеродных определений, максимальное распространение последнего оледенения (бологовская стадия) было 20—25 тыс. лет назад. Образование конечноморенной Балтийской гряды (Литва) датируется всего 16 тыс. лет назад (Чеботарева, 1965).

В Западной Сибири холмистый рельеф области последнего оледенения выражен слабее, чем в Европейской части СССР, и не имеет столь широкого распространения, поэтому некоторые исследователи (Н. Г. Чочиа, И. Л. Кузин и др.) вообще отрицают покровное оледенение Западной Сибири. В пределах Среднесибирского плато оледе-

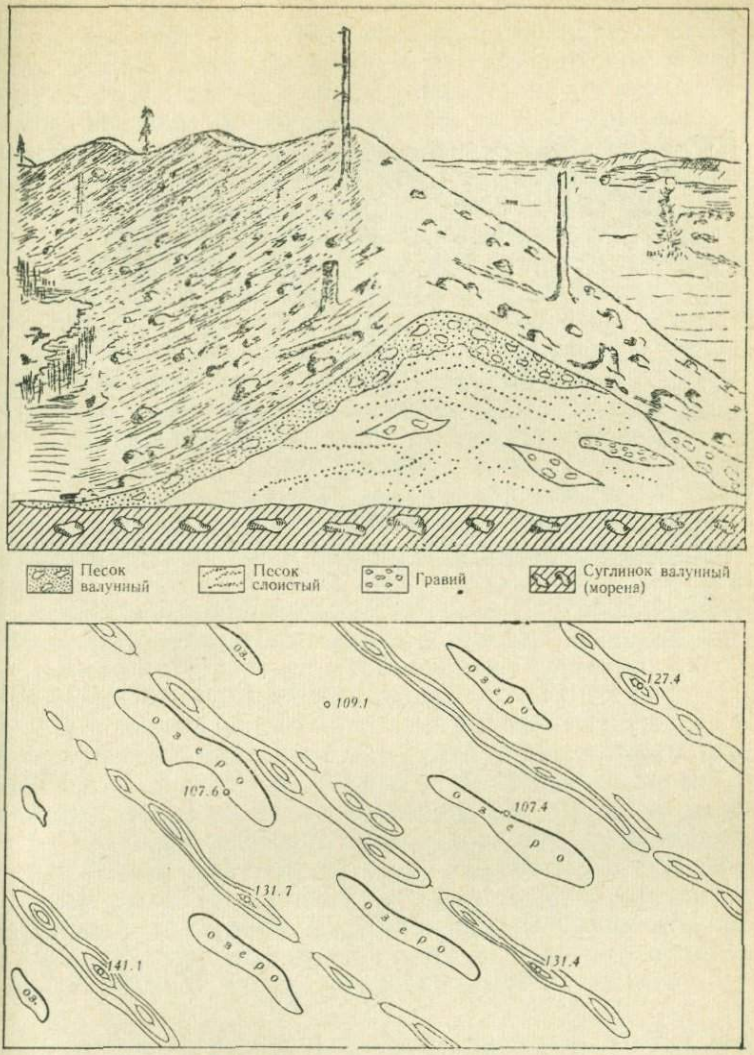
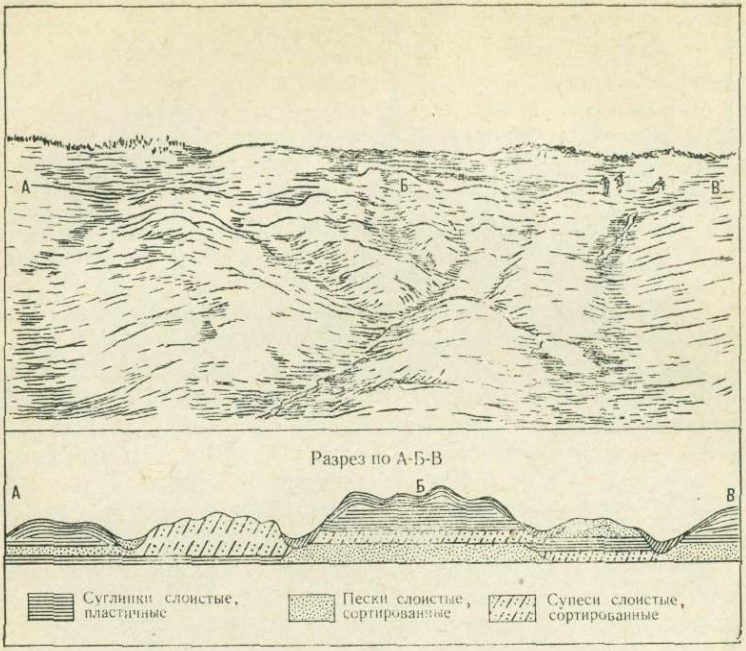
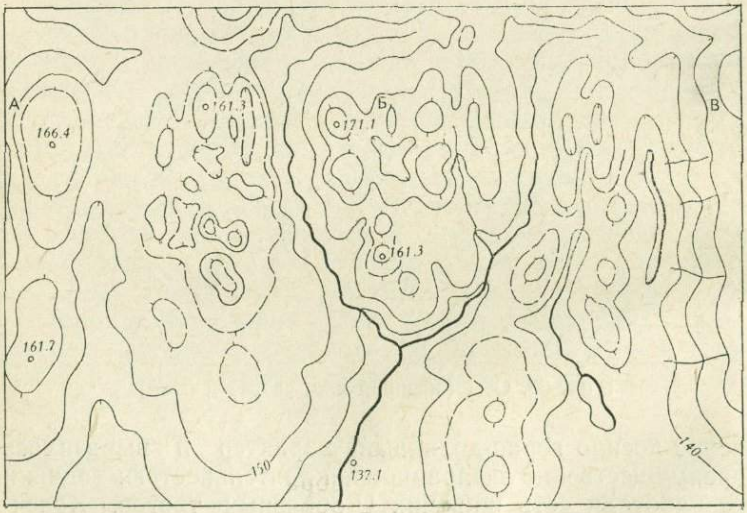


Рис. 33. Озы (внешний вид, разрез и план)

нение носило горно-долинный характер и выразилось преимущественно экзарационной деятельностью: ледники разработали сеть широких U-образных трогов. Конечные морены в днищах трогов намечают места задержки или остановки продвижения ледников.





Р и с. 34. Камы (внешний вид, разрез и план)

С чем связаны изменения морфоскульптуры в пределах полосы последнего оледенения равнин? Они, несомненно, отражают прежде всего нарастание континентальности климата по направлению на восток. Наибольшей площади и мощности ледниковый покров достигал в Европейской части СССР. В Сибири, вероятно, существовало несколько менее мощных и разобщенных покровов льда. Соответственно рельефообразующая деятельность ледника в Сибири была слабее, чем в Европейской части СССР. Велика роль орографического (морфоструктурного) фактора. Приподнятость коренного цоколя Русской равнины способствовала четкости «насаженных» ледниковых форм; большая высота Средней Сибири обусловила горно-долинный тип оледенения.

Относительно пониженное гипсометрическое положение Западно-Сибирской равнины, тенденция ее к погружению обусловили здесь развитие морских трансгрессий в ледниковом периоде и образование специфических ледниково-морских форм рельефа и отложений. Идея о ледниково-морском генезисе морфоскульптуры Западной Сибири была выдвинута А. И. Поповым в 1949 г.; в настоящее время это представление обосновано большим фактическим материалом и в той или иной форме разделяется почти всеми исследователями.

В холодном морском бассейне на севере Западной Сибири перенос моренного материала осуществлялся плавающими льдами — айсбергами. В зонах задержки и таяния айсбергов на дне мелководного бассейна выпадал моренный материал и формировался пологохолмистый рельеф. Как отмечает К. К. Марков (1965, стр. 236), новые факты заставляют исследователей вернуться ко взглядам Ч. Дарвина, Дж. Гейки и П. А. Кропоткина, которые считали, что льды континентальные переходили во льды морские и континентальная морена в морскую морену.

Возможно, что эти палеогеографические события ледникового периода были связаны с проявлением гляциоизостатических деформаций земной коры. Образование обширных ледниковых щитов мощностью 2—3 км и более создавало большую нагрузку на земную кору, вследствие чего под ледником земная кора прогибалась, образуя гляциоизостатическую депрессию. Механизм ее возникновения связан с выдавливанием (оттоком) подкорового вещества из астеносферы (слоя пониженной

вязкости) под действием ледниковой нагрузки. Как показал Е. В. Артюшков (1969), выдавленные из-под области ледника массы подкорового вещества, перемещаясь от ледника на расстояние до 100—200 км, должны были образовать поднятие земной поверхности. Согласно расчетам, при мощности ледника 2—3 км на расстоянии от его края 100—200 км возникает поднятие амплитудой 100—200 м, которое могло стать водоразделом, а в понижении между ледником и вновь возникшим водораздельным поднятием могли возникнуть обширные приледниковые водоемы. С этого времени начиналось быстрое разрушение ледника путем образования айсбергов. Край ледника быстро отступал, освобождая ото льда подледниковую (гляциоизостатическую) депрессию. В подобных условиях возможны были морские трансгрессии. Эта теоретическая схема, видимо, применима в известной мере к объяснению событий ледникового периода в Западной Сибири и некоторых районах Европейской части СССР.

После исчезновения ледника начинается восстановление изостатического равновесия путем поднятия земной коры. Темп поднятия, вначале очень быстрый (до нескольких сантиметров в год, т. е. значительно превышающий обычные скорости тектонических движений земной коры на платформах), в дальнейшем ослабевает. Изостатическое равновесие постепенно восстанавливается, и гляциоизостатические движения уступают место обычным тектоническим. Скорости последних ослабевают до нескольких миллиметров в год. Некоторые исследователи рассматривают современное поднятие Фенноскандии и северо-запада Русской равнины как гляциоизостатическое. Однако расчеты показывают, что к современной эпохе гляциоизостатический фактор здесь почти утратил свое значение и наблюдаются обычные процессы тектонического характера.

Переработанные ледниковые ландшафты равнин. Полоса четко выраженных грядово-холмистых форм рельефа, созданных активным или мертвым льдом, обозначает границу последнего оледенения. К югу от нее в области предпоследнего оледенения (московского — в Европейской части СССР, тазовского — в Сибири) характер морфоскульптуры сразу меняется: начинают преобладать плоские или волнистые моренные равнины с отдельными участками сглаженного холмистого рельефа. Рельеф области предпоследнего оледенения пережил сложную эво-

люцию: он подвергся переработке в эпоху валдайского (зырянского) оледенения, а затем в послеледниковое время.

Степень сохранности и переработки древнеледникового рельефа связана также с первично неравномерным его распространением в областях оледенений разного возраста и составом отложений слагающих формы. Рельефообразующая активность материкового льда в краевой зоне днепровского и отчасти московского оледенений в фазу их максимального распространения и на первых этапах деградации была значительно меньше, чем в краевой зоне валдайского оледенения, что объясняется палеогеографическими (палеоклиматическими) различиями этих оледенений. Это отразилось в более редком первичном распространении холмисто-грядового рельефа в периферических областях среднеплейстоценовых оледенений. Влияние литологического фактора на выраженность форм проявлялось в лучшей сохранности рельефа, сложенного песчано-гравийным материалом по сравнению с формами из валунных суглинков.

Микулинское (валдайско-московское) оледенение сопровождалось небольшой трансгрессией Балтийского моря, а валдайское оледенение на северо-западе Русской равнины протекало в континентальных условиях.

Проблема переработки ледникового рельефа была поставлена А. А. Борзовым, выделившим две стадии на пути преобразования ледникового ландшафта в эрозионный. На первой стадии происходит сглаживание холмистого моренного рельефа путем денудации холмов и заполнения осадками котловин; ведущими факторами на этой стадии выступают плоскостной смыв, солифлюкция. На второй стадии основную роль в переработке рельефа приобретают процессы линейной эрозии: врезаются русла рек, их верховья и притоки проникают в глубь междуречий, отдельные изолированные котловины включаются в бассейны рек.

В последнее время обращено внимание на большую роль приледникового (перигляциального) климата в развитии рельефа. Именно с перигляциальной обстановкой следует связывать первую стадию переработки ледникового рельефа. Суровый перигляциальный климат способствовал физическому выветриванию и усиленной денудации. В условиях вечной мерзлоты интенсивно протекала солифлюкция (течение грунта), приводившая к выпола-

живанию склонов. Следами перигляциальных склоновых процессов остались характерные смятия слоев — криотурбации.

В развитии рельефа областей оледенений важную роль сыграли талые ледниковые воды, приледниковые озерные бассейны, их абразионная и эрозионно-аккумулятивная деятельность. С работой талых ледниковых вод, развернувшейся в перигляциальных условиях, среди массивов мертвых льдов, И. П. Герасимов (1959) связывает отложение «холодных» (приледниковых) лёссов. К проблеме образования мощных толщ лёссовых образований мы еще вернемся при характеристике аридной морфоскульптуры.

Южная подзона ледникового рельефа соответствует территории, покрывавшейся максимальным оледенением (днепровским — в Европейской части СССР, самаровским — в Сибири). Граница этих оледенений почти не выражена в рельефе. Древняя ледниковая морфоскульптура подверглась здесь длительной глубокой переработке и почти повсеместно заменена эрозионной морфоскульптурой. Следами оледенения остались лишь покров моренных отложений и ложбины стока талых ледниковых вод, не всегда используемые современной речной сетью.

Оледенения, более древние, чем днепровское и самаровское, относимые к среднечетвертичному времени, не оставили каких-либо следов в рельефе равнин и плато. По-видимому, с конца плиоцена — начала четвертичного периода размеры оледенений постепенно увеличивались вплоть до днепровско-самаровского этапа. Затем с середины четвертичного периода размеры оледенений стали сокращаться, о чем и свидетельствует видимый ныне рельеф.

Даже для второй, более надежно документированной половины ледникового периода историческая последовательность палеогеографических событий выяснена пока недостаточно. Различные исследователи выделяют неодинаковое количество ледниковых и межледниковых эпох, стадий надвигания и отступания ледников, по-разному проводят границы оледенений. Так, И. П. Герасимов, Н. С. Чеботарева и другие исследователи считают, что после московского оледенения и микулинской межледниковой эпохи, в позднечетвертичное время, на территории Русской равнины было только одно валдайское оледенение (правда, включавшее две стадии). А. И. Москви-

тин (1965) выделяет два позднечетвертичных оледенения, разделенных молого-шекснинским межледниковьем. С. А. Яковлев (1956) видел признаки трех позднечетвертичных оледенений, разделенных мгинским и молого-шекснинским межледниковьями. По-видимому, одна из причин этих разногласий в том, что нет четких, согласованных критериев для разграничения самостоятельных ледниковых эпох и отдельных стадий в сложном процессе развития оледенений.

Сложную палеогеографическую проблему представляет собой корреляция материковых оледенений Восточной Европы и Сибири с трансгрессиями и регрессиями Черного, Каспийского морей и Северного Ледовитого океана, а также сопоставление оледенений Северо-Востока и Дальнего Востока СССР с колебаниями уровня бассейна Тихого океана. Несомненно, эти соотношения были весьма сложными и своеобразными в каждом регионе. Так, горно-долинные оледенения Приамурья и западного Приохотья А. П. Жузе, Ю. Ф. Чемеков сопоставляют с регрессиями. Напротив, для Западной Сибири не вызывает сомнения связь оледенений с трансгрессиями, хотя и здесь эта связь оказывается сложной. По данным Г. И. Лазукова (1965), максимальное оледенение Западной Сибири совпало по времени с максимальной трансгрессией, но следующее, зырянское оледенение пришлось на конец казанцевской трансгрессии.

Схемы чередования оледенений, межледниковых эпох и других палеогеографических событий, установленные для какого-либо одного региона, некоторые исследователи механически переносят на другие регионы. Опыт показывает ошибочность такого подхода, невозможность строгой синхронизации многих палеогеографических событий на всей территории СССР. В чем причина такой метахронности событий ледникового периода? По К. К. Маркову (1965), максимумы оледенений не могли быть одновременно в Европе и Восточной Сибири, поскольку повсеместное одновременное понижение температуры вызывало усиление циклонической деятельности и развитие ледниковых покровов в Европе и, наоборот, усугубляло антициклонический режим и приводило к сокращению льдов в Восточной Сибири. Таким образом, представление о метахронности этапов рельефообразования, плодотворное при анализе крупных (морфоструктурных) черт рельефа и движений земной коры (см. гл. 1),

оказывается столь же ценным при рассмотрении истории морфоскульптуры.

Ландшафты древнего и современного оледенения гор. Горы, подвергшиеся оледенению, имеют своеобразный облик. Для них характерны острые, резкие формы так называемого альпийского рельефа. Гребни гор зубчатые, острые; склоны бороздят цирки, или кары, — углубления, напоминающие по форме внутренность кресла; впадины каров нередко заняты озерами. Кары — результат морозного выветривания склонов гор небольшими ледниками или снежниками. Уровень расположения каров указывает на положение снеговой границы в горах в период оледенения. Крупные долинные ледники спускались значительно ниже этой границы. Двигаясь по долине и выпахивая ее борта и днища, ледники образовали троги — горные долины корытообразной формы. Предел продвижения ледника и стадии его отступления намечают конечные морены в днище трога. В устьях долин, в предгорьях, при таянии ледников образуются скопления флювиогляциального материала в виде конусов выноса.

В горах, испытавших оледенение, можно столкнуться с интересными аномалиями в морфологии долин. Как известно, обычно речные долины, выработанные водной эрозией, постепенно расширяются вниз по течению. В районах древнего горно-долинного оледенения (например, в Восточном Саяне), напротив, в нижнем отрезке — от устья и до границы продвижения ледника — долина узкая, слабо разработанная эрозией. В верхнем же отрезке, где был ледник, долина сразу расширяется, приобретает характерное для трога разработанное днище. Другой примечательный след былого горно-долинного оледенения — висячие долины. Днища боковых долин обрываются уступом к днищу главного трога, это обусловлено неодинаковой интенсивностью углубления долин ледниками главных и боковых трогов.

Различают два основных типа оледенений гор: горно-долинный, или альпийский, тип характерен для высоко поднятых и сильно расчлененных молодых гор (Кавказ, Памир); покровный, или норвежский, тип занимает промежуточное положение между собственно горными и материковыми оледенениями. Ледник в виде сплошного покрова занимает вершинные поверхности выравнивания и спускается по краям короткими широкими лопастями.

Этот тип оледенения получает наибольшее распространение в пределах возрожденных гор (Алтай, Саяны, Байкальская горная область). Таким образом, тип оледенения во многом определяется морфоструктурными особенностями рельефа гор, историей их развития. Отметим, что во многих районах возрожденных гор Сибири и Северо-Востока СССР более раннее оледенение было покровным, а более позднее, менее интенсивное, — долинным.

Особенности древнего оледенения различных районов СССР в значительной мере определялись климатической обстановкой, которая характеризуется положением снеговой границы. В наиболее общей схеме на территории СССР снеговая граница повышается к югу. В современную эпоху на островах в Северном Ледовитом океане она лежит на высотах 100—600 м, в горных системах Кав-



Рис. 35. Профиль через восточную часть СССР во время зырянского оледенения (С. А. Стрелков, 1965)

Пунктирная линия, повышающаяся на восток, — граница хионосферы (снеговая граница); сплошная линия — профиль земной поверхности; заштрихованы участки, покрытые ледниками

каза — 2700—3900 м, а на Памире достигает высоты 4600—5200 м. Снеговая граница также повышается от побережья в глубь материка по мере нарастания континентальности климата.

В эпохи оледенений происходило общее снижение снеговой границы по сравнению с современными условиями, но главные закономерности изменения высоты снеговой границы на территории СССР сохранялись. На рис. 35, по С. А. Стрелкову, реконструировано положение снеговой границы в Сибири в эпоху зырянского оледенения. В направлении от Урала к Верхоянскому хребту интенсивность оледенения сокращалась вместе с уменьшением количества осадков и нарастанием континентальности климата. В том же направлении повышался уровень снеговой границы. В связи с этим эпохи общего похолодания при равной высоте гор могли сопровождаться оледенением в

более западных районах и не вызывать оледенения более восточных районов Сибири. Так, Ю. П. Баранова (1967) указывает, что в горах Северо-Восточной Сибири раннечетвертичное похолодание не вызвало зарождения ледников, поскольку вершины гор мало поднимались над высоко расположенной снеговой границей.

Тектонические движения, поднимая горные вершины высоко над уровнем снеговой границы, могут привести к оледенению гор. Неравномерные тектонические поднятия, вероятно, послужили основной причиной неодинакового хода оледенения разных горных систем. По Н. В. Думитрашко, П. Г. Григоренко и Н. П. Ладохину, на Кавказе наиболее ясные следы оставили позднеплиоцен-раннечетвертичное и позднечетвертичное оледенения, слабее признаки среднечетвертичного оледенения. Близкая картина установлена для Прибайкалья. В пределах Тянь-Шаня, напротив, среднечетвертичное оледенение было интенсивным, таким же было и позднечетвертичное, а раннечетвертичные морены и флювиогляциальные отложения выражены слабо.

Отмеченные факты метахронности горных оледенений истолковываются так, что на Кавказе, в Прибайкалье и на Тянь-Шане в позднеплиоцен-раннечетвертичное и в позднечетвертичное время происходили интенсивные поднятия, вызвавшие значительное горное оледенение. В среднечетвертичное время на Кавказе и в Прибайкалье происходили менее значительные поднятия, а на Тянь-Шане — весьма интенсивные. Н. В. Думитрашко и другие исследователи считают, что оледенение горных систем Юга СССР происходило в условиях интенсивных поднятий и на вершинах гор ледники сохранялись и в межледниковые эпохи. Поэтому ледниковый период в горах представляется единым, хотя он включает значительные колебания границ ледников и их подвижки.

Сопоставление оледенений гор и равнин представляет собой сложную проблему. По-видимому, были значительные несоответствия в масштабах и некоторые несовпадения во времени оледенений. Ю. А. Скворцов предполагал, например, что максимальное оледенение Русской равнины отвечало сравнительно небольшому оледенению гор Средней Азии. Таким образом, если эта далекая корреляция справедлива, то можно считать, что имела место метахронность в развитии оледенения гор Средней Азии и Русской равнины.

Древнее оледенение — фактор, который необходимо учитывать при поисках россыпных месторождений в Восточной Сибири и на Северо-Востоке СССР. По И. С. Рожкову (1970), к началу покровного (ранне- или среднечетвертичного оледенения) эти области имели сравнительно слабо расчлененный рельеф. В межледниковую эпоху произошли значительные поднятия и сформировалась гидрографическая сеть с глубоко врезанными долинами. Главные промышленные россыпи образовались именно в эту эпоху в ходе интенсивной эрозии. В наступившую затем новую ледниковую эпоху главными путями движения ледников стали речные долины. Под ледниковыми отложениями оказались погребенными многие участки долин. В Ленском, Средневитимском, Колымском районах погребенные межледниковые россыпи наиболее богатые. Однако обнаружение их представляет собой более трудную задачу, чем выявление россыпей террас. Совершенствование методов геоморфологического анализа позволит открыть богатые погребенные россыпи золота и других ценных элементов в Сибири и на Северо-Востоке СССР.

Криогенная морфоскульптура

Общая характеристика. В западной половине СССР криогенные формы рельефа распространены в сравнительно неширокой полосе вдоль побережья Северного Ледовитого океана, в основном в пределах тундры и лесотундры. К востоку от Енисея зона, где доминирует криогенная морфоскульптура, расширяется. Она не только включает тундровые области Таймыра, Северо-Сибирской низменности и других низменных равнин Северного побережья, но и внедряется в лесную (таежную) зону, охватывая Лено-Вилюйскую равнину, горы Северо-Востока СССР. Криогенные формы составляют также заметный элемент морфологического ландшафта Байкальской, Алтае-Саянской горных областей.

Развитие криогенной морфоскульптуры тесно связано с распространением мощных толщ вечной мерзлоты — многолетнемерзлых грунтов или горных пород, содержащих лед. Мощность мерзлых толщ в зоне их сплошного распространения в Сибири достигает нескольких сотен метров; в Европейской части СССР она не превышает 100, реже 200 м. Ареалы распространения криогенной



Рис. 36. Мощные ледяные жилы в береговом обрыве сибирской реки

Фото А. А. Величко

морфоскульптуры и сплошной мощной вечной мерзлоты в Европейской части СССР и Западной Сибири весьма близки, в Восточной Сибири они более значительно расходятся, причем ареал распространения криогенных форм меньше по площади ареала вечной мерзлоты. Причина этого несоответствия в том, что условием для образования криогенного рельефа служит не только вечная мерзлота, но также достаточная влажность и относительная мягкость современного климата, поскольку термокарст и другие криогенные явления возникают в результате неравномерного протаивания вечной мерзлоты при общем повышении среднегодовых температур. В условиях же сухого, резко континентального климата вечная мерзлота консервируется и не всегда проявляется специфическими формами поверхности.

Термокарстовые ландшафты. Формы криогенного рельефа во многом зависят от морфоструктурных условий и прежде всего неодинаковы на равнинах и в горах. На аккумулятивных равнинах развиты морфологические

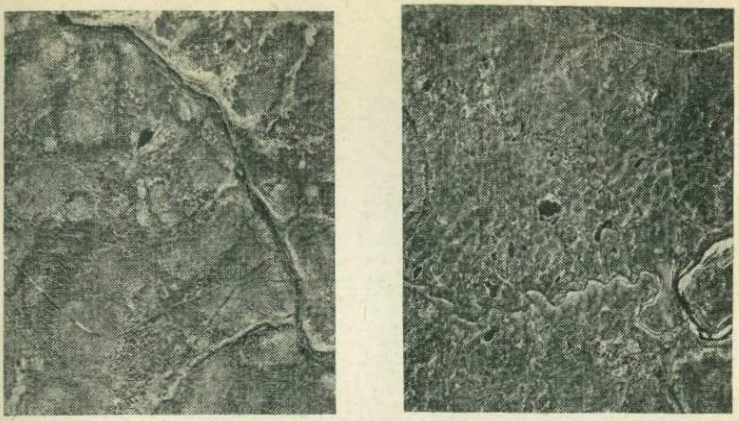
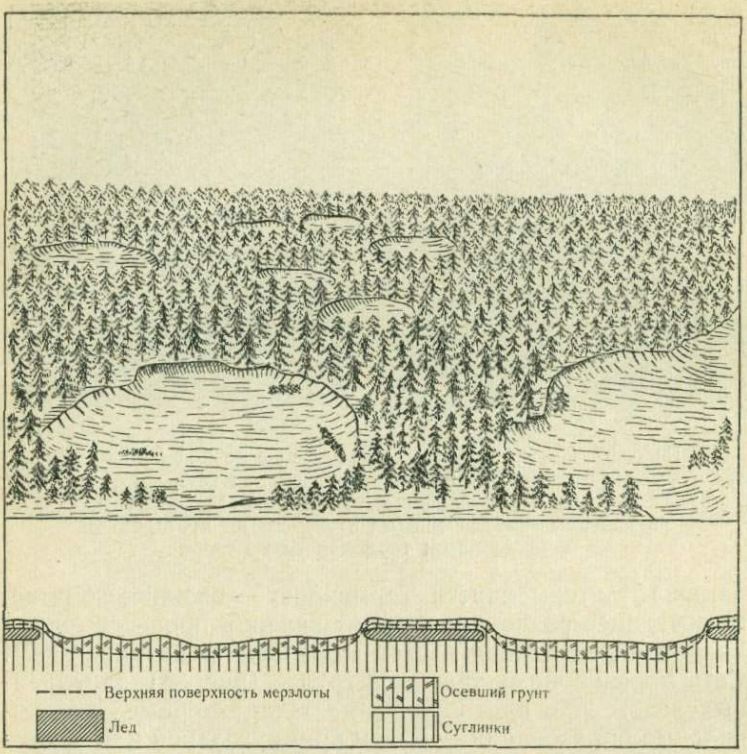


Рис. 37. Полигональный рельеф в зоне вечной мерзлоты (аэрофотоснимок). Видна ортогональная сеть трещин; округлые, почти лишенные растительности полигоны, разделенные заболоченными и заросшими кустарником понижениями; термокарстовые озера

ландшафты термокарста. Термокарст — сложное понятие, включающее разнообразные проявления процесса протаивания и деградации вечной мерзлоты (Качурин, 1961). Сеть морозобойных трещин в грунте (рис. 36), заполненных льдом, при протаивании дает характерные полигональные образования — блоки прямоугольной или многоугольной (в плане) формы, ограниченные узкими полосами ложбин или полосами бугристого микрорельефа на месте трещин. Такие полигоны имеют размеры от 1—2 до 15—20 м, иногда достигая 50—80 м и более. При смягчении климата и деградации мерзлоты среди полигонального рельефа возникают мелкие и крупные термокарстовые озера — западины. При этом нередко сеть полигональных трещин придает всему морфологическому ландшафту геометрически правильные черты (рис. 37).

К числу наиболее крупных криогенных форм относятся аласы и булгунняхи. Аласы (рис. 38) — округлые в плане понижения провального характера, возникающие вследствие таяния подземного льда. Размеры аласов от нескольких десятков метров до 1—2 км в поперечнике. Иногда несколько аласов сливаются в цепь. В межаласных повышениях поверхность вечной мерзлоты залегает обычно неглубоко, значительно ниже она расположена на бугристом дне аласов.



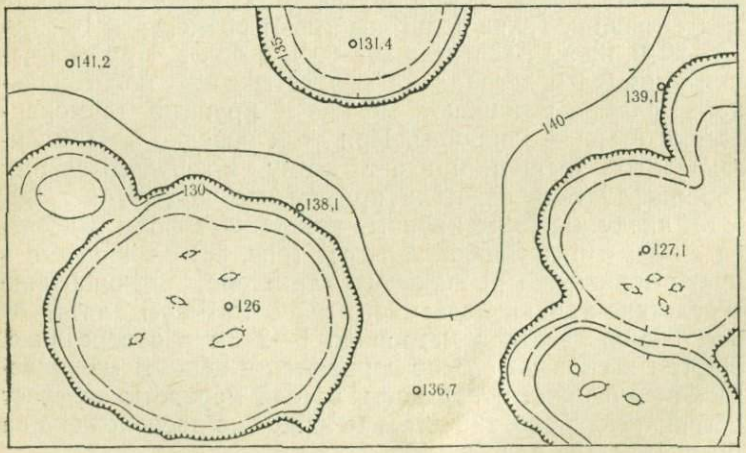
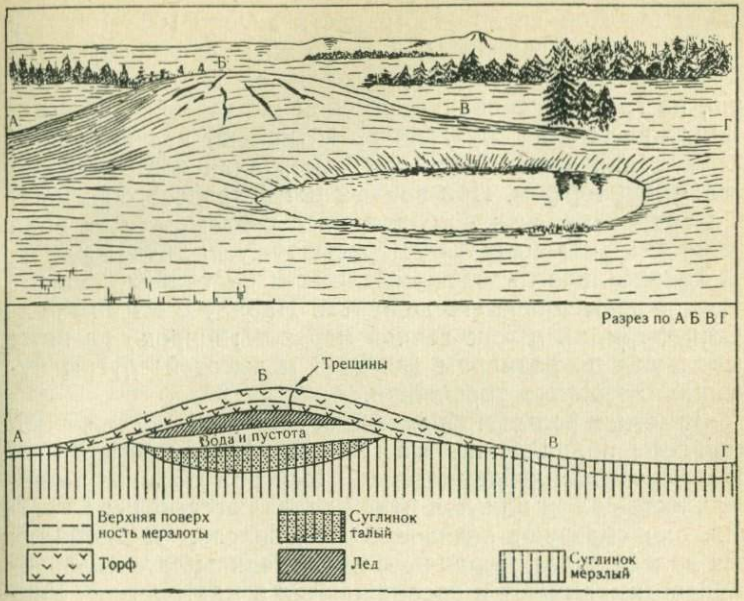


Рис. 38. Аласы — внешний вид, разрез и план (по З. А. Макееву)



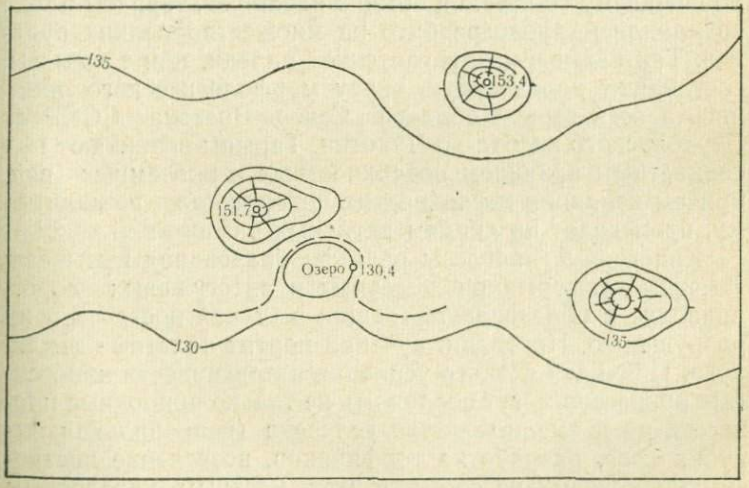


Рис. 39. Булгуннях и провальное озеро — внешний вид, разрез и план (по З. А. Макееву)

Булгунняхи, или гидролакколиты (рис. 39), — бугры высотой до 30—40 м, достигающие 100—150 м в диаметре. Булгунняхи обычно развиты среди поросших торфяниками заболоченных озерно-аллювиальных равнин, на грунтах, скованных вечной мерзлотой и включающих линзы льда. Булгунняхи возникают как результат вспучивания поверхности при замерзании воды, находящейся под торфом. При вовлечении в процесс образования гидролакколита больших масс подземных вод вода начинает фонтанировать, выбрасывая куски грунта и льда.

Таяние линз льда, включенных в булгуннях, может вызвать проседание его вершины. Наряду с этими крупными формами в зоне вечной мерзлоты широко развиты небольшие по размерам (до 2—3 м высотой) бугры пучения, бугристые торфяники.

Заметная рельефообразующая роль в областях вечной мерзлоты принадлежит наледям. При промерзании русла реки или подземного водоносного горизонта на поверхность земли или под почву изливаются воды; замерзая, они образуют ледяное тело — наледь. В долинах рек наледи часто сохраняются до середины лета, а нередко перезимовывают и превращаются в многолетние. Участок долины реки, где была наледь, легко распознается по внешнему облику: он обычно расширен, террасы плохо сохранились, русло разбито на множество мелких рукавов. Так называемые гигантские наледи, или тарыны, составляют характерную черту морфологического ландшафта всей горной области Северо-Востока СССР от Верхоянского хребта до Чукотки. Тарыны возникают под совместным влиянием поверхностных и подземных вод, причем излияния последних на поверхность, по-видимому, происходят по линиям активных разломов.

Криогенные процессы рельефообразования вызывают заметные деформации железных и автогужевых дорог, приводят к образованию трещин в стенах построек и их разрушению. Просадки, пучения портят пахотные земли, луга. Причиной резкого усиления интенсивности криогенных процессов могут послужить не только природные процессы, но и вмешательство человека (неправильная вырубка леса, разработка торфяников, возведение построек, тип которых не соответствует местным мерзлотным условиям). Геоморфологические исследования могут вскрыть закономерности образования криогенных форм рельефа и причины их ускоренного развития.

Геоморфологические данные вместе с материалами других специальных исследований позволяют дать прогноз дальнейшего развития криогенных процессов и выработать рекомендации по рациональному использованию территории.

Гольцовые ландшафты. В пределах гор и возвышенностей криогенное рельефообразование получает наиболее типичное выражение в гольцовых морфологических ландшафтах. Последние широко распространены на Северном и Полярном Урале, в Восточной Сибири, на Колыме, в Саянах и Забайкалье. Основными агентами образования этих своеобразных ландшафтов являются морозное (физическое) выветривание и солифлюкция. Поднимающиеся выше границы леса вершины — гольцы — имеют сглаженные очертания. Поверхность гольцов покрыта полигональными грунтами, курумами — россыпями каменных обломков, плащеобразно окутывающими вершины и пологие склоны гольцов. При насыщении водой глинистого материала в основании курума обломочный материал получает импульс к движению и начинает медленно спускаться вниз под действием силы тяжести, по ложбинам на склонах гор, образуя каменные реки.

Характерный элемент морфоскульптуры гольцов составляют нагорные террасы — слабо наклоненные площадки, ступенями спускающиеся по склонам гор. Ширина площадок от нескольких метров до нескольких километров; высота уступов, ограничивающих площадки, от 1—2 до 10—20 м.

С поверхности площадки террас сложены крупными обломками горных пород, щебнем, мелкоземом. Согласно наиболее известной гипотезе происхождения нагорных террас, выдвинутой С. Г. Бочем и И. И. Красновым (1951), гольцовое выравнивание обусловлено двумя факторами: 1) морозным выветриванием, наиболее интенсивным у подножий уступов нагорных террас, в результате чего происходит отступание уступов и расширение площадок террас, и 2) солифлюкцией, перемещающей продукты выветривания вниз по склону и выравнивающей поверхность террас.

Гольцовое выравнивание по своему механизму несколько напоминает процесс образования педиментов, сущность которого состоит в параллельном отступании склонов в условиях аридного и семиаридного климата.

Нагорные террасы — как бы перигляциальный (криогенный) вариант педиментов. Заметим, что в последнее время высказываются положения, что в районах, где в течение ледникового периода и в послеледниковое время шло гольцовое выравнивание, в рельефе гор не могли сохраниться древние (доледниковые) поверхности выравнивания. На наш взгляд, это явная переоценка роли гольцовых процессов, которые в большинстве случаев могли существенно изменить морфоскульптуру гор, но не затронули их крупных морфоструктурных особенностей, куда относятся и поверхности выравнивания. Таким образом, смешиваются элементы рельефа и процессы совершенно разного масштаба — морфоструктурные и морфоскульптурные.

Мягкие сглаженные формы гольцового рельефа, внешне полная противоположность альпийского ледникового рельефа, по времени и общим условиям образования тесно с ним связаны.

Гольцовый рельеф можно считать своеобразным *вариантом альпийской морфоскульптуры* гор в суровых, резко континентальных климатических условиях, препятствовавших образованию ледников. В. С. Преображенский показал, как в Забайкалье в пределах относительно увлажненных участков, где возникало оледенение, сформировался альпийский рельеф (хребет Кодар). Соседние участки, из-за орографических условий менее увлажненные и не подвергшиеся оледенению, имеют характерную гольцовую морфоскульптуру (хребет Удокан).

И. П. Герасимов (1959) отмечает, что образование щебнево-каменного покрова гольцов Сибири происходило в доледниковое время, как оно происходит и сейчас. Однако несомненно, что главный этап развития гольцовой морфоскульптуры и образования щебневых продуктов скально-морозного выветривания приходится на ледниковый период. К тому же есть основания считать, что сартанское оледенение в Сибири закончилось позднее, чем последнее оледенение в Европейской части СССР, охватив историческое время (В. Н. Сакс, 1953). Благодаря этому в Восточной Сибири как бы сильно затянулось позднеледниковье (Колосов, 1947; Герасимов, 1959), и в современную эпоху здесь можно наблюдать весьма интенсивные процессы перигляциального рельефообразования.

Как было отмечено, в Европейской части СССР к об-

ластям ледниково-аккумулятивной скульптуры примыкают области распространения лёссовых отложений. В Сибири также распространены покровы лёссов, которые здесь связаны с районами развития ископаемых льдов, вечной мерзлоты и криогенной морфоскульптуры.

Аридная морфоскульптура

Общая характеристика. К зоне аридной морфоскульптуры относятся Прикаспийская низменность, Туранская равнина, область Казахского мелкосопочника, предгорья и низкогорья Средней Азии. Во всей этой обширной зоне преобладают черты рельефа, отражающие длительное его развитие в условиях аридного (пустынного, степного) климата, когда ведущая роль в формировании земной поверхности принадлежала эоловым процессам (деятельности ветра) и физическому выветриванию (растрескиванию пород и накоплению щебнистых обломков).

Аридный климат в рассматриваемой области установился задолго до начала четвертичного периода. Однако наряду с эоловыми и другими чисто аридными формами рельефа (барханы, дюны песчаных пустынь и др.) в пределах современной области пустынь и полупустынь СССР сохраняются древние формы рельефа и отложения, созданные деятельностью текучих вод — флювиальными процессами (древние речные долины, оползни и др.). Эти реликтовые формы свидетельствуют, что на протяжении четвертичного периода типично аридные процессы рельефообразования сменялись процессами менее аридного типа. Такие эпохи получили в Западной Европе и Северной Африке название плювиальных (дождливых). В Средней Азии название «плювиальная эпоха» можно употреблять лишь условно, связывая его со сменой наиболее сухих и теплых (ксеротермических) эпох менее сухими, относительно влажными эпохами. На ксеротермические эпохи падали фазы усиления развевания песков и образования эоловых форм рельефа, максимумы накопления лёссов; реки превращались в эти эпохи в цепочки соленых озер. В плювиальные эпохи происходило некоторое обводнение гидрографической сети, усиливалась эрозия, накапливались мощные толщи аллювия, повышался уровень водоемов, сокращалось развевание и образование эоловых форм (Герасимов, 1937; Яншин, 1953).

Чередование ксеротермических и плювиальных эпох в рассматриваемых областях СССР, несомненно, было связано с общими климатическими колебаниями, приводившими к чередованию оледенений и межледниковых эпох. Исследования в Западной Европе и Северной Африке позволили установить, что плювиальные эпохи соответствовали эпохам оледенений. Многие специалисты признали подобную синхронность оледенений и плювиалов закономерностью, общей для всей аридной зоны северного полушария. Однако новые данные углубленных исследований показали, что во внутриконтинентальных пустынях Азии соотношения плювиальных фаз и оледенений были сложнее. Согласно исследованиям Э. И. Равского (1965), в эпохи североевропейских оледенений в пустынях Азии господствовал холодный и сухой континентальный климат. Плювиальные эпохи в пустынях соответствовали наиболее влажным фазам межледниковий или начальным стадиям оледенений. С учетом этих новых фактов Э. И. Равский сделал вывод о метахронности плювиальных и межплювиальных эпох в Европе и Центральной Азии.

И. П. Герасимов (1959) отметил, что возникновение и развитие всех форм рельефа аридного типа, как и других типов экзогенного рельефа, были тесно связаны с особенностями морфоструктуры различных регионов. Наиболее существенные различия обнаруживают крупные возвышенности с ландшафтами аридной денудации и относительно пониженные области с ландшафтами аридной аккумуляции.

А. В. Сидоренко (1950) выделил два основных типа пустынь Средней Азии — денудационные и аккумулятивные. Аккумулятивные пустыни (туркменские Каракумы, Кызылкум, Муюнкум и др.) соответствуют тектоническим впадинам, где длительное опускание земной коры сопровождалось накоплением осадков. Денудационные пустыни (Красноводское плато, Мангышлак, Устюрт, останцовые горы Кызылкумов, предгорья Западного Копетдага) отвечают структурно-поднятым элементам земной коры. Аридные геоморфологические ландшафты возникли путем переработки в условиях сухого и жаркого климата, первичного аккумулятивного рельефа впадин и эрозионного рельефа структурно-поднятых областей.

Ландшафты аридной денудации. Характерную особенность многих платформенно-равнинных районов юго-

востока Европейской части СССР, Казахстана, Средней Азии составляет столово-останцовый рельеф. Обособленные возвышенности, нередко с плоской поверхностью и крутыми склонами, весьма многочисленные в Приаралье, на Тургайском плато, на окраинах Устюрта, носят название терткулей; на юго-востоке Европейской части СССР (Приуралье, Общий Сырт) останцовые возвышенности называют шиханами. По И. П. Герасимову (1959), ландшафты останцовых возвышенностей возникли в результате длительного пути развития. Основу столово-останцового рельефа составляет древний эрозионный рельеф, созданный в относительно гумидных условиях. В дальнейшем этот рельеф подвергся значительным изменениям в условиях аридного климата. Эти изменения затронули как речные долины, так и водораздельные возвышенности.

Среди аридных процессов денудации важная роль принадлежит педиментации — параллельному отступанию крутых склонов с формированием у их подножий пологонаклонных ровных поверхностей — педиментов. Эти процессы, протекающие под влиянием дождевых (ливневых) вод и плоскостного смыва, физического выветривания и эоловой деятельности, привели к расширению ровных пространств между древними водораздельными возвышенностями, придали большую крутизну их склонам, превратив их в столово-останцовые возвышенности. Заметную роль в удалении продуктов разрушения возвышенностей играла эоловая деятельность — выдувание частиц горных пород и перенос их ветром нередко на сотни и тысячи километров. Слово «останцовые» указывает, что такие возвышенности являются остатками некогда обширных водораздельных массивов. Что касается речных долин, то в аридных условиях деятельность текучих вод в них прекращается, древние русла заполняются аллювиально-пролювиальными осадками временных водотоков. Некогда целостные долины превращаются в цепь замкнутых котловин. В результате рельеф утрачивает характерную для эрозионных геоморфологических ландшафтов закономерную взаимосвязь всех пониженных элементов, и следы доаридного (флювиального) этапа рельефообразования вскрываются здесь только при углубленном геоморфологическом анализе.

Наряду с положительными формами рельефа в аридных ландшафтах значительное место занимают отрица-

тельные формы — замкнутые впадины, бессточные котловины. По вопросу об их происхождении выдвигаются различные гипотезы, что отражает, по-видимому, реальные различия в генезисе котловин. Сравнительно небольшие понижения имеют, вероятно, суффозионно-провальное и дефляционное происхождение. Более крупные котловины относятся к эрозионно-тектоническим образованиям, подчеркнутым дефляцией и педиментацией.

Характерная особенность аридно-денудационного рельефа — его необычайная структурность. В рельефе денудационных пустынь с исключительной четкостью отражаются не только крупные тектонические структуры (антиклинали, мульды, крупные разломы и др.), но и все мелкие складки, самые небольшие дизъюнктивные нарушения. По отношению к такому рельефу нередко говорят о препарировке элементов тектонической структуры. Эта особенность денудационных пустынь позволяет особенно успешно использовать геоморфологический метод в целях расшифровки тектоники и поисков структур, благоприятных для накопления залежей нефти, газа и других полезных ископаемых.

В зоне аридной морфоскульптуры сохранность выраженных в рельефе структурных форм, а также многих элементов древнего эрозионного рельефа (в частности, древних речных долин) обусловлена наличием так называемых защитных кор (пустынного загара), бронирующих структурные и эрозионные поверхности и предохраняющих их от размыва и дефляции. В условиях жаркого сухого климата интенсивно протекает вытягивание солей из горных пород; скапливаясь на поверхности, они образуют защитные коры. Последнее в значительной мере способствует сохранению реликтовых форм рельефа плювиальных эпох, консервации элементов первичных равнин морской, континентальной аккумуляции, составляющих ныне либо поверхности обширных плато, либо плоские вершины столово-останцовых возвышенностей.

Весьма своеобразны эрозионные формы рельефа предгорий и нижних ярусов горных массивов, развивающиеся в условиях аридного климата. Здесь распространены б е д л е н д ы — участки, расчлененные необыкновенно густой, сильно ветвящейся сетью глубоких оврагов, ущелий. Такое расчленение возникает в результате действия ливневых дождей на грунт, не защищенный от размыва растительным покровом. В переводе с английского «бедлен-

ды» — дурные земли; эти участки труднопроходимы, они почти непригодны для использования в сельском хозяйстве (рис. 27).

Ландшафты аридной аккумуляции. Наиболее характерные ландшафты этого типа — песчаные пустыни. Обширные безводные пустыни Средней Азии с бесконечными грядами, буграми сыпучего или слабо закрепленного песка, казалось бы, не имеют ничего общего с аллювиальными, морскими равнинами. Однако анализ истории развития рельефа показывает, что песчаные массивы пустынь образовались путем преобразования аккумулятивного рельефа аллювиальных, морских, пролювиальных равнин в результате развевания и перевевания отложений этих равнин.

Молодые (голоценовые, позднечетвертичные) аллювиальные равнины, сохраняя многие черты своего первоначального облика, приобрели ряд специфических особенностей. Для них характерна широкая сеть сухих, слабо углубленных русл, староречий. В староречьях, а также в понижениях дефляционного происхождения образуются солончаки. В местах былых разливов рек (полоях) возникают такыры. Такыр — это участок с ровной поверхностью, сложенной глинистыми осадками. Такыры образуются после испарения дождевых вод, когда ил на дне превращается в твердую корку. Последняя нередко растрескивается, образуя полигональные отдельности, напоминающие полигоны в областях вечной мерзлоты. В результате дефляции отдельных участков равнин возникают массивы перевеваемых песков. Так, аллювиальная равнина с присущим ей флювиально-аккумулятивным рельефом постепенно трансформируется в песчаную (или глинистую) пустыню. По Б. А. Федоровичу (1960), чем древнее геологический возраст аридных аллювиальных равнин, тем меньше на них остается следов речной деятельности и тем интенсивнее их поверхность преобразуется ветром, формирующим ландшафт пустыни.

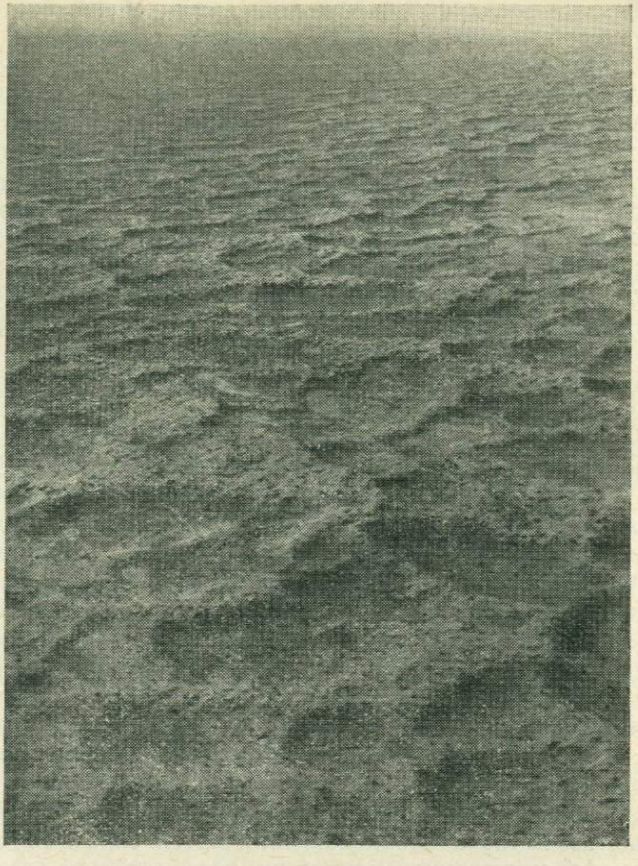
Аллювиальные равнины среднечетвертичного и более раннего возрастов почти полностью утратили черты своего первичного рельефа и превратились в песчаные пустыни. Таковы пустыни Каракумы, Кызылкум, соответствующие, в основных чертах, аллювиальным равнинам ранне- и среднечетвертичного возраста. Некоторые песчаные пустыни образовались на месте морских аккумуля-

тивных равнин. Так, часть Кызылкумов, пески Большие Барсуки, Приаральские Каракумы возникли в результате развевания песчаных морских отложений палеогена.

Закономерности рельефа аллювиальных равнин, отражающие деятельность текучих вод, в песчаных пустынях сменяются иными закономерностями, отражающими эоловую деятельность. В расположении песчаных форм рельефа в пустынях запечатлены атмосферные процессы — общее направление господствующих ветров, местные отклонения воздушных потоков, обусловленные орографическими и иными преградами. По Б. А. Федоровичу (1948, 1960), основными формами песчаного рельефа являются продольные ветру гряды. В условиях устойчивого поступательного режима ветров формируются обширные массивы грядовых песков. В районах, где преобладает циклонический режим воздушных течений, возникают ячеисто-грядовые (рис. 40), бугристые пески.

При колебательном режиме ветров нередко возникают формы рельефа, поперечные направлению ветров. К ним относятся барханы — холмы сыпучего песка, имеющие в плане характерные серповидные очертания с длинным пологим наветренным склоном и коротким крутым подветренным склоном, переходящим в вытянутые «рога». Высота барханов от полуметра до нескольких метров. В районах сплошных песков одиночные барханы нередко сливаются, образуя сложные барханы — барханные цепи. Барханы часто служат вместилищами пресных вод в пустынях. Не закрепленные растительностью барханы, как и другие формы эолового рельефа, могут перемещаться, подчас с большой скоростью. Надвигание песчаных покровов — эоловая трансгрессия, по Б. А. Федоровичу, — угрожает населенным пунктам, оросительным каналам, полям. Разработка мер борьбы с этими процессами требует всестороннего анализа местных геоморфологических и аэродинамических условий.

Лёссовые покровы и проблема их происхождения. Характерной особенностью зоны аридной морфоскульптуры являются лёссовые покровы, охватывающие большие пространства и достигающие значительной мощности. Лёсс — это супесчаная, реже суглинистая порода палево-желтого цвета, обычно неслоистая, известковистая, сложенная из мелких частиц (0,05—0,01 мм). Наряду с «теплыми» лёссами аридных областей выделяются «хо-



Р и с. 40. Ландшафты песчаных пустынь Турана — перспективный аэрофотоснимок ячеистых песков

лодные» лёссы, свойственные приледниковым районам древнего материкового оледенения (Герасимов, 1959).

Вопрос о происхождении лёсса остается предметом дискуссий. И. В. Мушкетов, В. А. Обручев считали лёсс эоловым образованием, А. П. Павлов — делювиальным накоплением, Л. С. Берг выдвинул почвенную гипотезу происхождения лёсса. Наиболее плодотворной представляется комплексная концепция происхождения лёсса, учитывающая различные стороны сложного происхождения этой породы; она разрабатывается в последнее время И. П. Герасимовым.

В свете современных представлений о происхождении лёсса необходимо различать агенты переноса исходного минерального материала и агенты накопления лёссовых толщ. Большая мощность лёссовых покровов, их распространение на разнородных в геоморфологическом отношении элементах рельефа (равнины, плато, предгорья, горы) указывают, что поступление материала для накопления лёссов осуществлялось эоловым фактором. В условиях сухого и жаркого климата аридных областей (а также в условиях сухого и холодного климата приледниковых областей) энергично проявлялась дефляция и взвешенный материал переносился воздушными течениями на значительные расстояния.

Однако, указывает И. П. Герасимов (1959), вывод о значительной роли эолового фактора в доставке материала для лёссовых толщ не означает признания эолового генезиса лёсса. Напротив, анализ лёссовых толщ в Средней Азии, Казахстане показывает, что они обычно слагают аккумулятивные формы рельефа (речные террасы, делювиальные чехлы на склонах, пролювиальные конусы выноса и др.), закономерно образованные в ходе геоморфологической эволюции современного рельефа. Осаждавшиеся из воздуха минеральные частицы вовлекались в орбиту действия местных экзогенных агентов, смешивались с местными осадками и становились компонентами делювиальных, пролювиальных, аллювиальных накоплений. Массовое выпадение из воздуха минеральных частиц лишь сильно повышало интенсивность «нормальных» процессов осадконакопления и придавало формирующимся толщам некоторые специфические черты. Таким образом, с позиций изложенной концепции толщи лёсса — результат интенсивного осадконакопления на «дне» воздушного океана.

Прочие типы морфоскульптуры и антропогенный рельеф

Наряду с рассмотренными выше зональными типами морфоскульптуры можно выделить морфоскульптурные типы, не связанные или малосвязанные с современной и древней географической (климатической) зональностью. Азональные типы морфоскульптуры нередко связаны с литологическими особенностями субстрата. Характерным примером служит карст. Карстовые формы развива-

ются в легкорастворимых, преимущественно карбонатных, породах, выходящих на дневную поверхность или неглубоко залегающих. Современные и древние формы карста чрезвычайно широко распространены на территории СССР, где карстующимися породами (включая погребенные толщи) занято до 40% площади (Максимович, 1962). Наибольшей интенсивности развития процессы карстообразования достигают в гумидных условиях, причем карстовые формы обычно связаны здесь с эрозионными. Размещение карстовых, как и эрозионных, форм нередко контролируется трещиноватостью пород и разрывными нарушениями. Карстовые образования (воронки, поноры, исчезающие реки и ручьи, пещеры) изучены в пределах Русской равнины, Среднесибирского плато, в горах Урала, Крыма, Кавказа, Памира (Гвоздецкий, 1954). Установлено также, что карст развивается и местами получает широкое распространение и в аридных районах (Устюрт, горы Средней Азии).

С литологическими особенностями пород в значительной мере связано развитие о п о л з н е й, распространение которых, впрочем, также контролируется и глубиной расчленения рельефа, и климатическими условиями. Оползни широко распространены в средней полосе Русской равнины (Поволжье), в молдавских Кодрах и других районах, отличающихся глубоким расчленением и достаточным увлажнением при определенных условиях геологического строения.

Своеобразный тип азональной морфоскульптуры составляют области морской аккумуляции. Морские аккумулятивные (абразионно-аккумулятивные) равнины образовались в связи с трансгрессиями в ледниковом периоде и отчасти в поздне- и послеледниковое время. Таковы обширные низменные равнины северного Прикаспия, Причерноморья, равнины бореальной трансгрессии севера Европейской части СССР, низменности северного побережья Сибири. В рельефе некоторых районов СССР отчетливо сохранились абразионные уступы, возникшие в эпохи плиоценовых и четвертичных трансгрессий окраинных морей (Поволжье, Северный Кавказ, Большеземельская тундра и др.). Морские равнины азональны, но служат основой для развития современных зональных типов морфоскульптуры: на севере — криогенных (термокарстовых) форм, на юге — аридных (дефляционных, эолово-аккумулятивных).

В качестве особого генетического типа выделяется антропогенный рельеф. В современных условиях деятельность человека становится вполне соизмеримой с работой природных агентов денудации и аккумуляции. На значительных территориях природный рельеф существенно изменен деятельностью человеческого общества.

Выделяются антропогенные геоморфологические ландшафты нескольких видов (Бондарчук, 1949).

1. Сельскохозяйственные ландшафты должны представлять собой (при условии применения правильной агротехники и своевременной борьбы с эрозией) участки, где в результате длительной распашки были смягчены очертания неровностей и произошло выполаживание рельефа. Ускоренное развитие процессов линейной эрозии, плоскостного смыва, дефляции, образование подвижных песков — все эти нежелательные, вредные явления свидетельствуют по большей части о недостаточном применении противоэрозионных мероприятий или об отступлении от некоторых важнейших агротехнических правил использования земель.

2. Ирригационные ландшафты включают оросительные, мелиоративные системы, устройство которых нередко существенно изменяет расположение природной гидрографической сети. Сюда же можно отнести искусственные водопады плотин, искусственные озера — водохранилища. Сооружение систем каналов, плотин, водохранилищ требует предварительного проведения глубоких геоморфологических исследований, поскольку нежелательными последствиями строительства могут быть: сильная абразия берегов водохранилищ, возникновение ирригационно-овражного рельефа и др.

3. Горнопромышленные ландшафты, возникающие в районах разработки месторождений полезных ископаемых, включают разнообразные искусственные формы рельефа, которые иногда совершенно изменяют природный рельеф. К отрицательным формам рельефа относятся: глубокие выемки карьеров, углубления для железнодорожных путей, провальные воронки на месте старых шахт. Среди положительных форм наиболее распространены: горы отвалов, терриконы (рис. 41), железнодорожные насыпи. Существенное влияние на рельеф земной поверхности оказывают иногда подземные выработки; вызывая оседание вышележащих пластов, они приводят к деформациям зданий, искривлению профиля дорог.

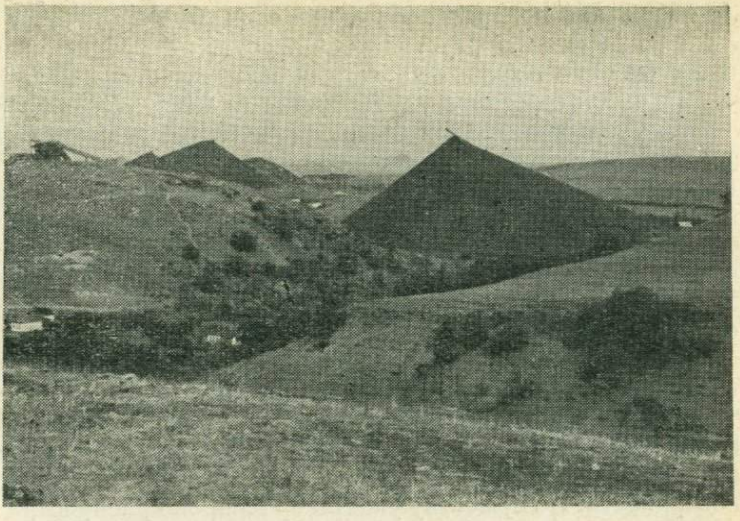


Рис. 41. Крупные антропогенные формы рельефа — терриконы (Донбасс)

Фото В. А. Филькина

Сброс промышленных вод в реки вызывает подчас заиление русла, заболачивание поймы (река Грузская в Донбассе), подтопление сельскохозяйственных земель на водоразделах.

Рельеф, как известно, является одним из ведущих компонентов природных ландшафтов, определяя собой многие черты местного климата, растительности, почвенного покрова и т. д. Масштабы горнопромышленных работ в настоящее время становятся таковыми, что могут привести к столь значительным изменениям рельефа, что способны повлечь за собой цепь неожиданных и неблагоприятных изменений в характере микроклимата и других сложившихся природных условий. Несколько лет назад, например, вызывала опасения судьба замечательного климатического курорта СССР — Кисловодска. Этот курорт расположен в котловине, надежно защищенной горами от холодных и влажных северных ветров. Единственный проход для их проникновения представляет собой узкая долина реки Подкумок. Одно время долина этой реки интенсивно расширялась в связи с разработкой и добычей там строительных материалов. Бы-

ло высказано предположение, что если будет разрушен один из отрогов Боргустанского хребта, то проникновение туманов в Кисловодск весьма облегчится, что повлечет за собой серьезное ухудшение его климатических условий. Опасения ученых были приняты во внимание, и разработка строительных материалов, а следовательно, и расширение долины реки Подкумок в настоящее время прекращены. На этом примере видна необходимость всесторонней своевременной оценки возможных изменений природных условий при преобразованиях рельефа земной поверхности мощными современными техническими средствами.

С течением времени, несомненно, воздействие человека на рельеф будет возрастать. Английскому писателю-футурологу Артуру Кларку представляется, что в будущем могут быть даже срезаны нацело вершины гор и превращены в удобные для расселения и хозяйства ровные поверхности. По существу уже теперь широко распространены *техногенные ландшафты, органически сочетающие* природные и искусственные элементы рельефа земной поверхности. Важно научиться правильно рассчитывать возможные последствия преобразования рельефа и создания антропогенных форм так, чтобы получить максимум *пользы и не допустить активизации вредных процессов*. В ходе решительного преобразования рельефа земной поверхности нельзя забывать о замечательных природных ландшафтах и формах рельефа, которые должны остаться нетронутыми. Речь идет о таких, например, прекрасных творениях природы, как Красноярские столбы, горы Жигули, Варгольские скалы на Среднерусской возвышенности и многие другие. Между тем судьба многих подобных ландшафтов, которые должны были бы стать заповедными, вызывает беспокойство. Например, под угрозой разрушения находятся Красноярские столбы. Как писала 5 октября 1969 г. газета «Правда» в статье «Волжские жемчужины», скалы Жигулей, высоко взметнувшиеся над Волгой, также находились под угрозой; здесь до недавнего времени интенсивно велись разработки камня. Лишь недавно по настойчивому требованию общественности была запрещена разработка известняков и доломитов в карьерах Жигулей. В районе Жигулей прекращается отвод земель под новые предприятия; здесь создается природный парк республиканского значения «Жигули».

А. В. Сидоренко в книге «Человек, техника, Земля» (1967) обратил внимание на то, что объектом воздействия человека становится теперь не только земная поверхность, но и земная кора в целом. Человек глубоко проникает в недра, что приводит к существенным изменениям и на поверхности, и в глубинах. Далеко не всегда эти изменения целесообразны. Например, в Донбассе и других горнопромышленных районах широко распространены терриконы, которые занимают обширные площади пахотных земель. Целесообразнее было бы вместо сооружения этих безобразных искусственных гор заполнять породой, извлекаемой из шахт, некоторые отрицательные формы рельефа, прежде всего овраги, и тем создать из неудобных земель участки, более благоприятные для освоения. Геоморфологи могли бы указать наиболее подходящие «емкости» для заполнения их пустой породой, рассчитать их объемы и т. д.

Хозяйственная деятельность человека в недрах земной коры вызывает значительные смещения земной поверхности; по своей интенсивности эти антропогенные явления нередко в 10—100 раз превышают природные тектонические процессы. Например, добыча в больших масштабах нефти, газа и подземных вод на Апшеронском полуострове вызывает местные опускания земной поверхности; скорость их (в среднем за последние 10—15 лет) достигала 30—50 мм/год. Всего за последние 50 лет некоторые участки нефтеносных площадей на Апшероне опустились на 2,5 м (Лилиенберг, Мещерский, 1969). Чтобы предотвратить деформацию земной поверхности, специалисты рекомендуют закачивать в образующиеся пустоты воду. Многие большие города оседают под действием собственной тяжести. Например, хорошо изучен этот процесс в Таллине. Иногда в крупных городах как результат постоянного большого движения транспорта опускаются отдельные улицы, особенно набережные. Так, некоторые участки набережных в Москве понижаются на 2—4 мм ежегодно.

Геоморфологи, к сожалению, пока еще мало изучают антропогенные формы рельефа и связанные с хозяйственной деятельностью человека деформации земной поверхности (псевдотектонические). Недостаточное внимание проявляется к анализу особенностей экзогенных процессов, активизированных или вызванных человеком. Геоморфологи мало участвуют в разработке мер борьбы с

вредными антропогенными явлениями, недостаточен их вклад в разработку проектов планировки, реконструкции промышленных объектов, населенных пунктов. Этот запущенный участок современной геоморфологии требует самого пристального внимания. Несомненно, глубокий анализ антропогенного рельефообразования даст результаты, интересные в научном отношении и крайне важные для народного хозяйства.

Глава 3

РЕЛЬЕФ ДНА МОРЕЙ СССР[1]
(морфоструктура и морфоскульптура)

Дно морское из числа
земной поверхности... выключить
не можем...

М. В. Ломоносов

Воды морей Советского Союза скрывают исключительно разнообразный рельеф, основу которого создают морфоструктуры, т. е. крупные элементы дна, созданные тектоникой и вулканизмом. В пределах шельфа и переходной зоны (*материковая отмель, материковый* склон и островные дуги) сохраняется значительная связь с морфоструктурами суши, поскольку земная кора здесь близка по своему строению коре материков. В области ложа океанов и морей эта связь почти утрачивается: здесь, на пространстве тонкой океанической коры, лишенной гранитного слоя, развиты морфоструктуры (подводные хребты, валы, котловины), не встречающие аналогов на материках (исключение составляют рифтовые зоны, *продолжающиеся на суше*). *Возникновение и эволюция* морфоструктур океанического ложа во многом предопределяются процессами в мантии Земли.

На крупные формы структурного рельефа накладываются формы меньшего размера — элементы морфоскульптуры, созданные различными агентами экзогенных сил: течениями, волнением, накоплением частиц осадков, выпадающих из морской воды, суспензионными потоками и т. д. Для подводных экзогенных процессов *характерно преобладание аккумулятивного выравнивания* над размывом. На дне постоянно откладываются массы осадков (биогенных, терригенных, вулканогенных и др.). Поэтому на бóльшей площади дна морей и океанов смягчаются контрасты рельефа, созданные эндоген-

[1] Глава написана А. В. Живаго и Ю. А. Мещеряковым.

ными силами. Лишь в некоторых местах, где постоянно действуют придонные течения или суспензионные потоки, образуются глубокие ложбины, борозды и валы, способствующие общему расчленению поверхности дна. Скульптурные неровности образуются также при оползании крупных масс осадков по крутым склонам, накоплении частиц суспензионных потоков у оснований склонов в виде конусов выноса и т. д. Значительную роль в морфологическом облике дна морей СССР играют реликтовые субаэральные формы, оказавшиеся под водой благодаря трансгрессиям поздне- и послеледникового времени. Все скульптурные формы не меняют, однако, общих контуров дна, предопределенных внутренними силами, а лишь маскируют отдельные элементы морфоструктур.

Берега Советского Союза омывают воды двенадцати морей, принадлежащих бассейнам трех океанов: Северного Ледовитого, Тихого и Атлантического. Кроме того, два моря — Каспийское и Аральское — представляют собой внутренние водоемы — озера.

МОРЯ БАССЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

К бассейну Северного Ледовитого океана относятся окраинные моря: Баренцево, Белое, Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, лежащие почти исключительно в пределах материковой отмели с глубинами в среднем около 180 м. К югу от Кольского полуострова в сушу вдается внутреннее Белое море — придаточный водоем Баренцева моря. Оно расположено на месте прогиба Балтийского щита и кристаллического фундамента Русской платформы, осложненного глубокими разломами и сбросами. Лед, заполнявший впадину Белого моря во время последнего оледенения, оставил на дне многочисленные следы в виде размытых моренных гряд, холмов, небольших островов и ложбин, разбросанных на волнистой поверхности аккумулятивной равнины. Максимальная глубина (330 м) находится в Кандалакшском заливе, служившем долгое время ложем одного из языков Скандинавского ледника. Наиболее выровнено дно в центре моря, где глубины несколько превышают 100 м. Благодаря сильным приливным течениям в горле Белого моря обнажаются коренные породы. В южной мелководной части моря приливы, а также волновая деятельность соз-

дали множество мелей и банок, известных под названием «северных кошек».

Как показал М. Г. Гросвальд, в плейстоцене оледенению подвергалась не только акватория Белого моря, но и все огромное пространство Баренцевоморского шельфа. Ледниковый щит, перекрывавший шельфовую равнину, смыкался с материковым ледниковым щитом Русской равнины и Балтийского щита. Под тяжестью ледникового покрова земная кора значительно прогнулась. После стаивания ледника образовавшаяся впадина была заполнена морскими водами. Так возникли Баренцево и Белое моря. В настоящее время острова и, по-видимому, дно Баренцева моря испытывают интенсивное поднятие гляциоизостатического характера, т. е. связанное с освобождением земной коры от ледниковой нагрузки.

Платформенные структуры окраинных морей Северного Ледовитого океана, нашедшие отражение в рельефе подводных абразионно-аккумулятивных равнин, имеют возраст от докембрийских (Баренцево и Карское моря) до мезо-кайнозойских (море Лаптевых, Восточно-Сибирское, часть Чукотского моря). Благодаря дифференциальным тектоническим движениям отдельные участки платформ в пределах шельфа оказались приподнятыми или погруженными, образовав пологие возвышенности и банки (Шпицбергенско-Медвежинское мелководье, шельфы архипелагов Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Новосибирских островов) или широкие понижения, так называемые желоба, вытянутые преимущественно в меридиональном направлении (Св. Анны, Новоземельский, Воронина, Чукотский, Новосибирская котловина и др.). Как отмечалось в главе 1, в связи с общей приподнятостью восточной половины территории СССР, находящейся в Тихоокеанском секторе земной коры, к востоку от Енисея шельфовые равнины в целом расположены на меньшей глубине, чем к западу от Енисея.

Материковый склон (переходная зона) Северного Ледовитого океана располагается в интервале глубин 180—3000 м. Простирание склона, в общем совпадающее с северной границей морей, приблизительно повторяет очертания окраины материка Евразии. Лишь в море Лаптевых участок больших глубин вдается далеко на юг, и северная граница этого моря лежит по существу уже в пределах ложа океана (3300 м). Для рельефа материкового склона характерно развитие наклонных ступенчатых

равнин, расположенных на различных глубинах и обрамленных более крутыми сбросовыми уступами. Сложность рельефа материкового склона усугубляется многочисленными формами мелкого дробления пород в виде глыб, порогов, узких, часто замкнутых депрессий. Большинство подводных каньонов (наиболее крупные из них находятся в морях Карском и Лаптевых) имеет тектоническое происхождение.

Ложе Северного Ледовитого океана имеет кору переходного и океанического типов. Главные морфоструктуры здесь — *абиссальные котловины и подводные хребты*. В пределах первых дно опущено до глубин 5140 м (котловина Нансена) и 3900 м (котловина Макарова), однако равнины распространены здесь на сравнительно небольших участках. Преобладает холмистый и глыбовый рельеф, лишь слабо смягченный покровом донных отложений.

Большой интерес представляют подводные хребты Северного Ледовитого океана, открытые в последние десятилетия советскими и американскими учеными-полярниками. Раньше всего (в 1948 г.) был открыт огромный хребет Ломоносова длиной 1800 км при ширине 60—200 км. Хребет имеет выровненную вершину. Минимальные глубины океана над хребтом до 960 м (Белов, Дибнер, 1968). В дальнейшем (к 1965 г.) был обнаружен другой хребет, названный именем Менделеева; продолжением его можно считать подводное поднятие Альфа. В самое последнее время был открыт еще один крупный хребет, служащий продолжением Срединно-Атлантического рифтового хребта; он был назван хребтом Гаккеля в честь замечательного советского ученого-полярника Я. Я. Гаккеля (1901—1965), под руководством которого были изучены все эти три трансарктических хребта. Подобно Срединно-Атлантическому и другим срединным *хребтам океанов хребет Гаккеля осложнен в своей осевой* части впадинами — рифтовыми долинами (рифты Лены, Седова, Гидрографов). Сходство с другими рифтами Земли дополняется тем, что продолжение рифтовой долины хребта Гаккеля может быть прослежено в пределах материка; предполагается, что таким продолжением служит Момо-Селенняхская впадина в пределах нагорья Черского (Грачев, Деменицкая, Карасик, 1970); эта гипотеза рассматривается в главе 12. Хребет Гаккеля характеризуется интенсивным подводным вулканизмом,

высокой сейсмичностью. Наиболее возвышенная точка хребта, соответствующая крупному подводному вулкану, лежит на глубине около 700 м.

Сумма данных, включая особенности строения земной коры (в хребте Гаккеля — океанического типа), указывает, что этот вулканический рифтовый хребет следует считать Срединным хребтом Арктического бассейна. Хребет Гаккеля входит в общепланетарную систему срединно-океанических хребтов, или георифтогеналей, по Г. Б. Удинцеву и В. И. Чернышевой (1965).

Поднятие Менделеева — Альфа, по Р. М. Деменицкой, представляет собой «недоразвитую» океаническую структуру, в пределах которой строение земной коры лишь приближается к океаническому. Что же касается хребта Ломоносова, то он отличается континентальным строением земной коры. Как геофизические данные, так и морфология хребта (наличие выровненной вершины) указывают, что хребет Ломоносова представляет собой погруженный хребет суши. Аналогом его служит Канадская котловина, которая по глубинам является типично океанической, а по строению земной коры — почти континентальной структурой.

Крупные формы рельефа дна Арктического бассейна — сравнительно молодые образования, созданные новыми и новейшими движениями земной коры. Возраст хребта Гаккеля, по данным абсолютных определений, оценивается всего в 27—30 млн. лет, т. е. относится к палеогену (Р. М. Деменицкая). Я. Я. Гаккель предполагал, что еще в середине четвертичного периода многие вершины хребта Ломоносова поднимались над уровнем моря; в более ранние эпохи существовала Арктида — единая суша или цепь близлежащих островов, соединявшая Азию с Америкой. На это указывают некоторые геологические и геоморфологические данные: наличие в полосе хребта выветрелых пород, ущелий эрозионного типа, террасовидных ступеней. Гипотеза об Арктиде объясняет большое сходство растительности Таймыра и Канадского архипелага, а также интересный факт, установленный орнитологами: некоторые виды арктических птиц, отправляясь на зимовку, пересекают Северный Ледовитый океан, придерживаясь хребта Ломоносова (Л. Говоруха).

Скульптурные формы подводного рельефа Арктического бассейна довольно разнообразны. В прибрежной полосе шельфа, подверженной волновому воздействию,

развиты абразионно-аккумулятивные равнины. Прослеживаются русла древних эрозионных долин Хатанги, Анабара, Лены, Яны и других рек, это подтверждает предположение о том, что еще недавно весь северный выступ материка в море представлял собой сушу. В настоящее время лишь наиболее возвышенные ее места выдаются над уровнем моря в виде островов. В некоторых местах сохранился холмистый рельеф морен, отложенных в период регрессии моря позднечетвертичного времени. Образование некоторых небольших впадин и холмов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском связано с таянием ископаемых льдов.

В более удаленных от берега районах выравнивание происходит в основном за счет аккумуляции органогенных частиц, выпавших из морской воды, а также переотложенных древних морских и ледниковых осадков. Агентами переноса служат придонные течения и суспензионные потоки. Роль последних возрастает вблизи основания материкового склона и на дне абиссальных котловин, где формируются наклонные и горизонтальные равнины из тонких глинистых осадков.

МОРЯ БАССЕЙНА ТИХОГО ОКЕАНА

Моря советского Дальнего Востока Берингово, Охотское и Японское — краевые моря Тихого океана. В морфоструктурном отношении они значительно отличаются от описанных выше. Здесь менее распространены подводные продолжения материковых равнин шельфа и, наоборот, широкое развитие приобретают элементы рельефа переходной зоны, сильно растянутой в ширину. В бо́льшей степени абразионно-аккумулятивные равнины выражены в Беринговом море, где изобата 200 м окаймляет пространство дна шириной около 800 км. В Охотском море шельф сужается до 200—250 км, однако широкие окраинные площади эпимезозойской платформы протягиваются здесь далеко к югу, будучи вовлеченными уже в зону развития материкового склона (200—2000 м). В Японском море шельфовые равнины выражены в виде полосы, редко превышающей по ширине 20—25 км.

В пределах переходной зоны дальневосточных морей выделяются уступы материкового склона, расчлененные тектоническими долинами, глубоководные котловины, подводные хребты и системы островных дуг, обрамлен-

ных со стороны океана глубоководными желобами. В Беринговом море к югу от широкого уступа материкового склона располагается Алеутская котловина (глубины 3000—4000 м; максимальная глубина 7822 м). Тектонически это участок кайнозойского складчатого сооружения, испытавший глубокое погружение в начале четвертичного времени. Над субгоризонтальной равниной дна котловины возвышается подводный хребет Ширшова (глубины над вершиной 200—500 м) и Безымянный хребет с банкой Бауэрс на вершине (60 м). Оба эти хребта, близкие по структуре Алеутской островной дуге, представляют собой остаточные массивы донеогенового возраста.

В Охотском море глубоководная равнина переходной зоны занимает сравнительно узкую полосу дна, вытянутую вдоль северо-западных склонов Курильской островной гряды. Здесь отсутствуют крупные горные хребты и слабо выражен уступ материкового склона. Обширная котловина Японского моря (3669 м), окруженная узким и крутым уступом материкового склона, построена неодинаково в разных частях. На севере простираются субгоризонтальные равнины, на юге преобладают холмистые наклонные равнины, среди которых возвышаются отдельные подводные горы. В центральной части моря расположена возвышенность Ямато — горный узел, образовавшийся от пересечения подводных хребтов, отходящих от соседних островных дуг. На суше подобные узлы известны на севере Камчатки, на острове Хоккайдо и в других местах. Вершина возвышенности Ямато ниже поверхности моря всего на 285 м. Все котловины окраинных морей Дальнего Востока отличаются малой сейсмической активностью и глубоким расположением очагов землетрясений. В коре отсутствует гранитный слой, однако обнаружен огромный по мощности покров донных отложений (2—4 км), отличающий эти котловины от глубоководных пространств ложа океана.

Вдоль внешней окраины переходной зоны протягиваются горные сооружения островных дуг — Алеутской, Курильской и Японской, представляющих наиболее выдающиеся элементы неогеново-четвертичного пояса Тихого океана. Они состоят из двух хребтов: внешнего антиклинального и внутреннего, сложенного в основном вулканическими породами. Последний, однако, также имеет в своем основании широкий выгиб коры, один из слоев которой сходен по составу с гранитами. Здесь, та-

ким образом, кора вновь приобретает признаки, характерные для материков, которые отсутствовали в котловинах окраинных морей.

Характерными морфоструктурами геосинклинального пояса Тихого океана служат глубоководные желоба Алеутский (глубина до 7822 м) и Курило-Камчатский (до 10 542 м), протягивающиеся вдоль склонов внешних хребтов островных дуг, обращенных в сторону океана. Располагаясь на окраине геосинклинального пояса, они являются в то же время наиболее молодыми его элементами. Морфологически это узкие депрессии с асимметричными склонами, осложненными сбросовыми ступенями и уступами. На дне желобов распространены плоские аккумулятивные равнины. Островные дуги и сопряженные с ними склоны желобов сейсмически активны. Здесь часты землетрясения, с которыми связано образование волн цунами. За пределами желобов простирается ложе Тихого океана с типичной для него тонкой океанической корой, лишенной гранитного слоя.

Распределение морфоскульптур на дне дальневосточных морей в значительной степени подчинено морфоструктурному плану. Так, абразионно-аккумулятивные равнины занимают обширные площади в северных частях Берингова и Охотского морей, т. е. там, где погруженные материковые платформы сильно выступают в сторону океана. В пределах переходной зоны выравнивание дна идет в основном за счет обильной аккумуляции осадочного материала, в которой важную роль играет осаждение суспензий. Скульптурные формы, связанные с размывом дна (узкие ложбины и гряды), отмечаются в центральных частях Японского и Охотского морей, а также к югу от Берингова пролива, где вынос донных осадков обусловлен сильными придонными течениями, с помощью которых осуществляется водообмен между Тихим и Северным Ледовитым океанами. Интенсивный размыв дна наблюдается в проливах между островами Курильской гряды, а также при входе в залив Шелихова Охотского моря, где донные осадки постоянно выносятся мощными приливными течениями.

МОРЯ БАССЕЙНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

К бассейну Атлантического океана относятся Балтийское, Черное и Азовское моря. Структурно и морфологи-

чески они весьма различны. Балтийское море, относящееся к типу внутренних эпиконтинентальных морей, располагается почти целиком на архейском кристаллическом щите, поверхность которого, постепенно снижаясь к югу, покрыта в прибалтийских республиках древним платформенным чехлом. Море целиком находится в пределах шельфа. Глубины в Финском и Рижском заливах, а также в средней части вблизи берегов Литвы не превышают 113 м (обычно 40—50 м). Максимальная глубина моря — 455 м — отмечена в Ландсортской впадине к северу от острова Готланд.

Рельеф дна Балтийского моря в значительной степени обусловлен влиянием материковых оледенений, центры которых находились в горах Скандинавского полуострова и в вершине Ботнического залива. Ледниковые наносы, преимущественно песчаные, входят существенной частью в состав донных отложений, формируя обширные подводные равнины, среди которых местами возвышаются песчано-галечные и валунные моренные гряды и холмы. Более обширные пологие поднятия дна обусловлены, по-видимому, выступами поверхности кристаллического фундамента.

Абразионно-аккумулятивные равнины занимают сравнительно широкую прибрежную полосу до глубин 60—70 м. В Финском заливе в формировании морфоскульптур принимают участие речные наносы. Дно залива постепенно повышается от устья к вершине, и здесь, между островом Котлин и устьем Невы, в так называемой Маркизовой луже, глубина всего 3—5 м. Дно Рижского залива более ровное и глубокое, однако и здесь глубины не превышают 62 м (впадина у острова Рухну). На мелководьях развиты подвижные аккумулятивные формы — песчаные бары и забурунья.

Балтийское море в его современном виде в геологическом смысле очень молодо. В. К. Гуделис (1968) считает, что оно образовалось всего 13 тыс. лет назад, когда южная часть современной котловины Балтики освободилась ото льда. По мере отступания края ледника воды Балтийского моря охватывали всё новые пространства. Близкие к современным очертания Балтийское море приобрело во время т. н. литориновой трансгрессии (около 5 тыс. лет до н. э.).

Прилегающий к границам СССР Центральный сектор Балтийского моря (включая Финский залив) расположен

на подводном продолжении Русской платформы. В направлении с севера на юг кристаллический фундамент погружается, и на дне моря полосы выходов более древних отложений сменяются более молодыми отложениями. В самой южной части моря, в районе Клайпеды — Калининграда, дно сложено меловыми и палеогеновыми породами; в структурном отношении эта часть моря относится к Польско-Литовской синеклизе. Севернее расположена пологая моноклиналь, на которую наложен молодой прогиб, образовавшийся, возможно, под действием ледниковой нагрузки. В настоящее время происходит компенсационное поднятие дна и берегов этой части моря, но до полной ликвидации прогиба и исчезновения моря пройдут еще многие тысячелетия. В самом деле, глубины в центральном секторе моря достигают 150—200 м (до 455 м). Чтобы повысить уровень дна только на 100 м при скорости поднятия 5 мм/год, потребуется 20 тыс. лет.

Балтийское море мелководно (средняя его глубина, по В. К. Гуделису, всего 86 м), в геоморфологическом отношении все море относится к области шельфа. Современный рельеф дна наложен на древний наземный рельеф эрозионно-денудационного происхождения. Примечательная черта рельефа дна — моноклинальные ступени типа куэст, унаследованные от рельефа суши, затопленной морскими водами. В. К. Гуделис (1968) показал, что одна из куэст (наиболее северная) образована ордовикскими отложениями и служит продолжением Ордовикского глинта северной Эстонии. Остров Готланд представляет собой часть другой моноклинальной ступени (куэсты), связанной с выходами устойчивых силурийских отложений. К унаследованным типам рельефа относятся также всхолмленные участки дна, обязанные своим происхождением холмисто-грядовому ледниковому рельефу.

Балтийское море, как сравнительно мелководное, целиком относится к области континентального шельфа. В 1968 г. правительства Германской Демократической Республики, Польской Народной Республики и Советского Союза приняли Декларацию о континентальном шельфе Балтийского моря [1]. В соответствии с положениями Женевской конвенции 1968 г. о континентальном шельфе в декларации указано, что сплошной континентальный шельф Балтики подлежит разграничению между При-

[1] См. «Известия», 23 октября 1968 г.

балтийскими государствами. Каждое прибалтийское государство имеет суверенное право на принадлежащий ему континентальный шельф Балтийского моря в целях разведки и разработки естественных богатств (например, месторождений нефти, газа), расположенных на морском дне и в его недрах. Согласно декларации, открытой для присоединения к ней других прибалтийских государств, континентальный шельф Балтийского моря должен использоваться всеми государствами исключительно в мирных целях.

В последнее время остро встает вопрос об охране естественных богатств шельфа Балтийского моря и других шельфовых морей СССР. В 1969 г. Совет Министров СССР принял специальное постановление об охране естественных богатств поверхности и недр морского дна подводных районов, примыкающих к побережью или островам Советского Союза [1]. Согласно постановлению, организации и лица, проводящие работы на континентальном шельфе, обязаны рационально использовать естественные богатства шельфа, предотвращать загрязнение шельфа и водной среды над ним промышленными и другими хозяйственными выбросами, сточными водами, радиоактивными веществами, отходами производства и принимать меры к сохранению растительного и животного мира шельфа.

На юге СССР бассейну Атлантического океана принадлежат внутренние моря — Черное и Азовское. В первом из них четко выделяются все морфоструктурные элементы, характерные для глубоких морей океанического типа: шельф, материковый склон и ложе. Второе море не выходит за пределы шельфовых глубин.

В Черном море шельф занимает обширные пространства на севере, в области Скифской плиты и предгорных прогибов Крыма и Кавказа. Ширина шельфа, оконтуриваемого изобатами 100 и 120 м, меняется в широких пределах от 1 до 200 км. Вся северо-западная часть моря представляет собой мелководную равнину, подвергшуюся в прошлом абразионно-аккумулятивному выравниванию, а в настоящее время опущенную ниже зоны воздействия волн. Большие площади здесь заняты зарослями цистозиры. Сохранились долины древних рек: Пра-

[1] «Собрание постановлений Правительства Союза ССР», 1969, № 18, ст. 103.

Днепра и др. В прибрежной более мелководной полосе дна развиты аккумулятивные формы, обусловленные течениями и волновой деятельностью: бары, косы и валы (забурунья). К югу от Крыма на глубинах около 100 м прослеживается несколько древних береговых линий и сбросовых уступов.

Материковый склон Черного моря, спускающийся до глубин 1800—1900 м, морфологически неоднороден в разных участках. На северо-западе он пологий — 1—3° и относительно слабо расчленен. Вблизи Кавказа отмечены наиболее крутые участки с уклонами дна до 20—30°. Здесь, как и у турецкого берега, склон расчленен глубокими тектоническими долинами. Встречаются также небольшие возвышенности, вытянутые параллельно оси Главного Кавказского хребта и представляющие, по-видимому, отдельные складки крыла мегаантиклинория Кавказа. К югу от Крыма на материковом склоне, как и на шельфе, прослеживаются сбросовые уступы и ступени. Здесь же наблюдается наиболее резкий переход от основания склона к поверхности ложа.

В пределах материкового склона земная кора постепенно утрачивает признаки континентальности и приобретает океанические черты. Гранитный слой у основания склона выклинивается, а мощность покрова донных отложений заметно возрастает. Глубоководная котловина моря по характеру строения коры еще более приближается к дну океанов, хотя типично океанической ее назвать нельзя. При отсутствии гранитного слоя здесь сильно развит верхний осадочный слой, достигающий необычной мощности — 7—11 км. Также повышена по сравнению с океанами и мощность базальтового слоя — 8—18 км (см. гл. 9).

Дно котловины Черного моря представляет собой почти идеальную равнину (поверхность выравнивания с максимальной глубиной 2211 м), покрытую темным илом с большой примесью гидротроилита. Замкнутость котловины и отсутствие интенсивного перемешивания воды обусловливают здесь режим сероводородного брожения, в котором большую роль играют бактерии Microspira. Таким образом, формирование глубоководной аккумулятивной равнины на дне Черного моря связано не только с нормальной гравитационной седиментацией, но и со специфическими для этого моря биохимическими процессами.

Небольшое Азовское море, соединяющееся с Черным Керченским проливом, целиком расположено в пределах Скифской плиты и предгорного прогиба, образовавшегося в неогене к северу от Крымско-Кавказского мегаантиклинория. Плоская аккумулятивная равнина, занимающая все дно моря, слегка наклонена к югу, в сторону Керченского пролива, где находится максимальная глубина — 14 м. Глубины более 10 м занимают около половины площади моря. На севере и вблизи всех берегов наблюдается более сложный комплекс скульптурных форм, включающий затопленные долины рек, бары и подводные береговые валы, сложенные песчано-ракушечными осадками. В лиманах и в заливе Сиваш, где глубины составляют часто всего несколько сантиметров, откладываются толщи хемогенных осадков, образующих плоские илистые равнины.

ВНУТРЕННИЕ МОРЯ-ОЗЕРА КАСПИЙСКОЕ И АРАЛЬСКОЕ

Морфология дна морей-озер Каспийского и Аральского во многом определяется тектоническим строением Юга СССР. Каспийское море — величайшее озеро Земли — по характеру донного рельефа (морфоструктур) разделяется на три части: северную мелководную (с глубинами до 150 м), расположенную на окраине Русской платформы; среднюю (до 788 м), соответствующую по положению более молодой эпигерцинской платформе и Предкавказскому передовому прогибу; и южную глубоководную (до 995 м), лежащую в пределах Альпийской геосинклинальной зоны. Средняя и южная части Каспия разделены четко выраженным Апшеронским порогом — тектоническим продолжением Кавказского хребта. Уровень Каспийского моря, подверженный значительным колебаниям, лежит в настоящее время на 28 м ниже уровня океана.

Шельф Каспийского моря имеет четкий внешний край, расположенный на глубинах от 70 до 140 м. Его ближайшая к берегу полоса (до глубины в среднем 20 м) представлена абразионно-аккумулятивными равнинами, особенно широко развитыми в северной части моря. Локальные морфоскульптуры здесь — многочисленные песчаные банки, косы, гряды и валы, созданные волновой деятельностью и придонными течениями. К югу от Апшеронского

полуострова на поверхности шельфа разбросаны грязевые вулканы. Кое-где прослеживаются древние береговые линии — свидетели многократных плиоцен-четвертичных трансгрессий и регрессий Каспия.

Материковый склон с уклонами от 1 до 5° выражен только в Среднем и Южном Каспии. В верхней его части преобладают наклонные аккумулятивные равнины. Нижняя обычно расчленена уступами и возвышенностями, служащими продолжением антиклинальных структур Кавказа. В пределах материкового склона находится и дно Дербентской котловины средней части Каспия, представляющее собой аккумулятивную равнину.

Дно Южнокаспийской котловины отличается большой морфологической сложностью. Поверхность аккумулятивной равнины в некоторых местах, особенно на севере, разделена на обособленные участки узкими гребнями и хребтами, спускающимися со стороны материкового склона и имеющими здесь простирание, близкое к меридиональному. В центре прослеживается несколько широких ложбин. Строение земной коры в области котловины во многом сходно с картиной, наблюдаемой во впадине Черного моря. Здесь отсутствует гранитный слой и развит очень мощный осадочный покров. Вместе с тем огромная общая мощность коры (более 40 км) не позволяет отнести ее к типу, свойственному дну океанов и морей, включающих участки океанических глубин.

Четырнадцатое море Советского Союза — Аральское. Как и Каспийское, оно в действительности представляет собой озеро, поскольку не имеет связи с океаном. Арал занимает наиболее опущенную часть Туранской низменности, в основании которой находится обширная эпипалеозойская платформа — Туранская плита. Существование моря с уровнем, превышающим уровень океана на 53 м, поддерживается почти исключительно стоком рек Амударьи и Сырдарьи, восполняющих расход воды на испарение. Все море лежит в пределах шельфовых глубин. В рельефе дна выделяется узкая меридиональная впадина тектонического происхождения, вытянутая вдоль западного берега. Здесь находится максимальная глубина моря — 68 м. Восточнее впадины располагается широкая подводная гряда со средними глубинами 10—15 м, на которой высятся острова Лазарева, Константина, Возрождения и др. Вся восточная часть моря занята аккумулятивной равниной, полого спуска-

ющейся от берегов. Следы волновой деятельности прослеживаются до глубин 20—30 м. Многочисленные мелкие скульптурные формы сосредоточены в основном вблизи северного и восточного берегов. Здесь наблюдаются затопленные песчаные гряды, косы и валы, образованные волнами и течениями. К северу от острова Кокарал, в Малом море, дно выровнено отложениями черного ила с запахом сероводорода.

С начала XX столетия и примерно до 1960 г. уровень Арала повышался (до +2 м). Это вызвало частичное затопление дельт Амударьи и Сырдарьи, а также новую ингрессию моря в понижения между песчаными буграми на низменном восточном побережье (Б. А. Федорович). Однако в дальнейшем уровень Арала стал резко понижаться, это, по-видимому, связано с усиленным использованием вод Амударьи и Сырдарьи на орошение. В настоящее время разрабатываются проекты дальнейшего расширения использования вод этих рек на оросительные цели, что в недалекой перспективе может привести к исчезновению Аральского моря.

Некоторые ученые считают возможную потерю Арала предрешенной и несущественной. Однако с этим согласиться нельзя. Трудно признать правильной такую аргументацию: Аральское море сравнительно невелико, рыбы дает не очень много, убыток от исчезновения рыбных запасов в Арале будет перекрыт дополнительными урожаями хлопка и пшеницы в бассейнах Амударьи и Сырдарьи. Если мы будем относиться к нашим внутренним водоемам столь безразлично, как это происходит на наших глазах, можно опасаться, что стоимость рыбы в ближайшие десятилетия резко возрастет, рыба станет почти «золотой рыбкой». Вряд ли вообще правильно планировать развитие одних отраслей народного хозяйства за счет уничтожения других: никакие объемы хлопка и хлеба не заменят обыкновенной рыбы.

Специалисты с большим опасением относятся также к перспективе уничтожения Арала и по таким соображениям. Если на месте Арала образуется огромное пространство засохшей соленой грязи, начнется интенсивный ветровой вынос соли на соседние территории. Под угрозой ветрового засоления окажется значительная часть целинных земель, что может привести к снижению там урожаев. Исчезновение Арала неминуемо приведет также к понижению уровня грунтовых вод в довольно широ-

кой прибрежной зоне, затруднит там водоснабжение и может привести к необходимости переселения жителей приморских поселков на другие места.

Помимо чисто утилитарных соображений нельзя не думать и об эстетическом значении Арала. Всякий, кто хоть раз, проделав утомительный путь по пустынным пространствам Приаралья, добрался до Арала, никогда не забудет прекрасное море, оживляющее и украшающее земли Казахстана. Аральское море, этот удивительный дар природы, должно быть сохранено для нас и для будущих поколений. Расширение же посевных площадей и орошаемых земель в бассейнах Амударьи и Сырдарьи настоятельно требует переброски части вод сибирских рек в Среднюю Азию. Такая переброска позволит также подпитать и сохранить Аральское море.

Часть II

РЕЛЬЕФ ВНУТРЕННЕЙ ОБЛАСТИ РАВНИН И ПЛАТО СССР

Глава 4

РАВНИНА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

. . .Давно-давно здесь двигался ледник, он оставил невысокие гряды, их размыли текучие воды, и вы видите знакомое своеобразие Среднерусской равнины. Она может показаться монотонной, но здесь нет и двух мест, похожих друг на друга. Пологие холмы там чуть поднимаются, там — опускаются, медлительные, как вздохи спокойной груди.

Н. Н. Михайлов

Орография и морфоструктура

Основные черты орографии. Бóльшая часть Европейской территории СССР занята Русской, или Восточно-Европейской, равниной. Это обширное пространство с равнинным рельефом на востоке ограничено Уральскими горами и уступами (чинками) плато Устюрт, на юге — горами Кавказа, Крыма, Карпат. Непосредственным продолжением равнин суши служат подводные равнины шельфов Баренцева и Белого морей на севере, Черного, Азовского, Каспийского морей на юге.

Поверхность Русской равнины состоит из обширных (площадью в несколько тысяч квадратных километров) повышений и понижений. Границы этих крупных форм рельефа различные исследователи намечают не одинаково. Например, существует не менее десяти вариантов границ Среднерусской возвышенности. Нет единства и в наименованиях возвышенностей и низменностей. Это объясняется отчасти тем, что не всегда границами возвышенностей и низменностей служат такие четкие орографические рубежи, как уступ Валдайской возвышенности или правобережный уступ долины Волги (в среднем и нижнем течении). Часто переходы от возвышенностей к низменностям очень постепенны. При выделении возвы-

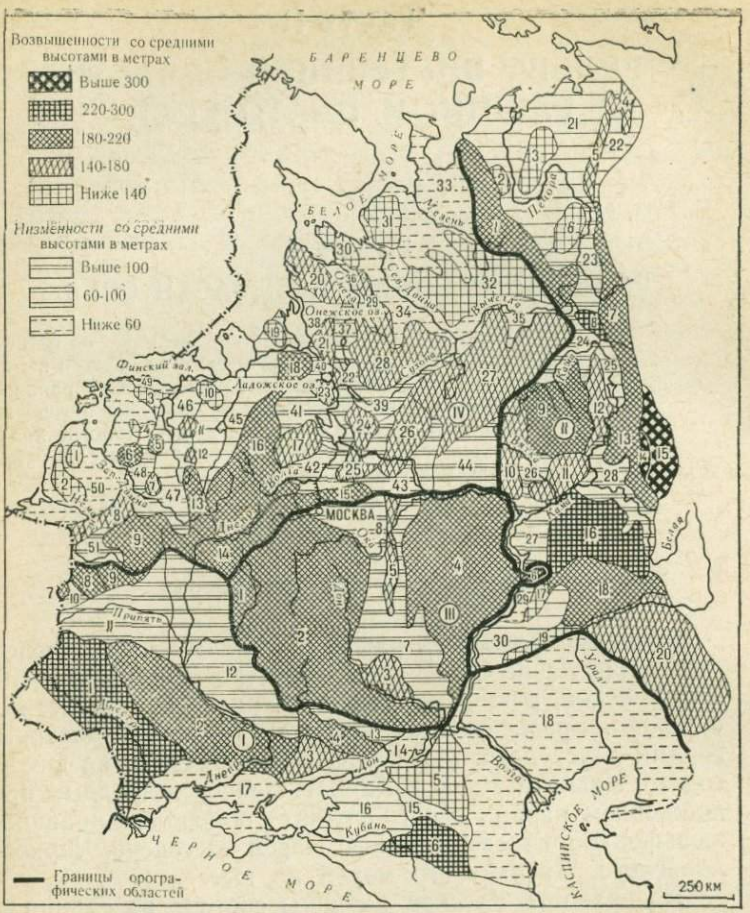


Рис. 42. Схема орографического районирования Русской равнины

Орографические области:

I — Южная. *Возвышенности:* 1 — Волыно-Подольская (243); 2 — Приднепровская (182); 3 — Приазовская (165); 4 — Донецкий кряж (194); 5 — Ергени (117); 6 — Ставропольская (288); 7 — Ломжинские высоты (153); 8 — Гродненская (181); 9 — Барановичская (197)

Низменности: 10 — Наревская низина (142); 11 — Полесская (148); 12 — Приднепровская (130); 13 — Донецкая (105); 14 — Нижнедонская низина (57); 15 — Манычская (49); 16 — Азово-Кубанская (68); 17 — Причерноморская (53); 18 — Прикаспийская (6)

II — Восточная. *Возвышенности:* 1 — Тиманский кряж (192); 2 — Тобышская (139); 3 — Большеземельская гряда (117); 4 — Воркутинская гряда (169); 5 — Кряж Чернышева (157); 6 — Кожвинская гряда (131); 7 — Возв. Высокая Парма (207); 8 — Возв. Полюдов Камень (229); 9 — Верхне-Камская (187); 10 — Вятский Увал (154); 11 — Елабужская (159); 12 — Велвинская (173); 13 — Бельско-Камская (200); 14 — Сылвинский кряж (354); 15 — Артинское плато (322); 16 — *Бугульминско-Белебеевская (223)*; 17 — *Пугачевский вал (109)*; 18 — Северный Общий Сырт (181); 19 — Южный Общий Сырт (88); 20 — Подуральское плато (172)

шенностей и низменностей следовало бы учитывать среднюю высоту равнины (около 142 м) и считать возвышенностями крупные участки поверхности, поднимающиеся выше 140—150 м [1]. Между тем на обзорных картах Русской равнины эти характерные изогипсы обычно отсутствуют, а в качестве рубежа между возвышенностями и низменностями принимается изогипса 200 м, что влечет за собой серьезные искажения очертаний и площадей крупных форм рельефа на картах.

На рис. 42 приведена схема орографического районирования Русской равнины (за исключением области Балтийского щита). Схема составлена в результате специальных морфометрических работ по определению средней высоты Русской равнины в целом и всех возвышенностей и низменностей в ее пределах.

Некоторые общие закономерности орографии Русской равнины были подмечены еще А. А. Тилло (1890), составившим первую гипсометрическую карту этой территории. Удачно выбрав изогипсу 80 сажен (171 м) в качестве рубежной, А. А. Тилло впервые оконтурил две мери-

[1] В южной, относительно повышенной в целом части Русской равнины высотный рубеж, разделяющий возвышенности и низменности, составляет 160—180 м.

Низменности: 21 — Нижне-Печорская (75); 22 — Усинская низина (28); 23 — Верхне-Печорская (132); 24 — Камско-Кельтминская низина (141); 25 — Нижне-Вишерская низина (92); 26 — Кильмезская низина (126); 27 — Мелекесская низина (102); 28 — Бельская низина (106); 29 — Сызранская низина (55); 30 — Узени-Иргизская низина (69)

III — Центральная. *Возвышенности:* 1 — Деснинская (185); 2 — Среднерусская (186); 3 — Калачская (167); 4 — Приволжская (180); 5 — Окско-Цнинский вал (148); 6 — Жигули (210)

Низменности: 7 — Тамбовская (133); 8 — Мещерская низина (122)

IV — Северо-Западная. *Возвышенности:* 1 — Курземская (113); 2 — Жемайтская (133); 3 — Пандивере (76); 4 — Отепя (125); 5 — Ханья (202); 6 — Видземская (202); 7 — Латгальская (174); 8 — Балтийская гряда (153); 9 — Минская (201); 10 — Силурийское плато (117); 11 — Лужская (145); 12 — Судомская (174); 13 — Витебско-Невельская гряда (184); 14 — Смоленско-Московская (204); 15 — Клинско-Дмитровская гряда (199); 16 — Валдайская (203); 17 — Бежецкая (177); 18 — Вепсовская (192); 19 — Олонецкая (136); 20 — Кряж Ветреный Пояс (166); 21 — Андомская (177); 22 — Кирилловская гряда (143); 23 — Андогская гряда (165); 24 — Грязовецко-Даниловская (163); 25 — Угличская (165); 26 — Галичская (169); 27 — Северные Увалы (156); 28 — Сухонско-Двинская (159); 29 — Обозерско-Лепшинская (146); 30 — Онего-Двинская (101); 31 — Кулойское плато (95); 32 — Двинско-Мезенская (132)

Низменности: 33 — Мезенская (58); 34 — Северо-Двинская (53); 35 — Сысоло-Вычегодская низина (92); 36 — Онежская низина (76); 37 — Воже-Лачинская низина (122); 38 — Водлинская низина (84); 39 — Сухонская низина (123); 40 — Белозерская низина (131); 41 — Молого-Шекснинская низина (122); 42 — Верхне-Волжская низина (136); 43 — Волго-Унженская низина (120); 44 — Марийская низина (118); 45 — Ильменско-Ладожская (63); 46 — Псковская низина (74); 47 — Полоцкая низина (139); 48 — Лубанская низина (106); 49 — Низина побережья Финского залива (32); 50 — Прибалтийская (53); 51 — Верхне-Неманская низина (137)

Примечание. В скобках даны средние высоты

диональные возвышенные полосы, занимающие всю центральную часть равнины. Одна полоса включает Валдайскую, Среднерусскую возвышенности и Донецкий кряж. Другая полоса, отделенная от первой Окско-Донской низиной, представлена Приволжской возвышенностью. Ергенинская возвышенность и Ставропольское плато составляют, по Тилло, органическое продолжение этих высот, «упирающихся как бы в Эльбрус». Заметим, что сквозящий в словах Тилло намек на связь орографии Русской равнины со строением Кавказа в дальнейшем подтвердился и получил развитие в работах Н. С. Шатского, Н. И. Николаева и других исследователей. Н. С. Шатским (1948) была выделена «сквозная» дислокация (глубинный разлом) субмеридионального направления, охватывающая как Русскую платформу, так и складчатую область Кавказа. Разлом прослеживается от Вятской зоны поднятия на юг вдоль крутого правого берега Волги, восточного края Ергенинской возвышенности и Ставропольского плато. На продолжении линии разлома лежат вулканические конусы Казбека, Арагаца и Арарата.

Если возвышенные элементы поверхности центра Русской равнины сопряжены с Кавказскими горами, то впадина Каспийского моря продолжается в пределах равнины в виде пониженной полосы меридионального направления. Она включает Прикаспийскую и Мелекесскую низменности, а к северу постепенно суживается и как бы выклинивается. Возможно, впрочем, что продолжением этого меридионального Волго-Каспийского прогиба надо считать меридиональное понижение, четко вырисовывающееся в рельефе дна Баренцева моря (между подводными возвышенностями Персея и Центральной и поднятием Новой Земли).

Восточнее волго-каспийской прогнутой полосы на карте видна цепь возвышенностей, тянущаяся (также в меридиональном направлении) вдоль Урала. Сюда входят: Подуральское плато, Общий Сырт, Бугульминско-Белебеевская, Верхнекамская возвышенности. Крайним северным звеном этой цепи служит Тиманский кряж, отделенный от Урала Печорской низменностью.

В отличие от впадины Каспия впадина Черного моря продолжается в рельефе Русской равнины не сплошной пониженной полосой, а тремя изолированными низменностями — Причерноморской, Приднепровской и Иль-

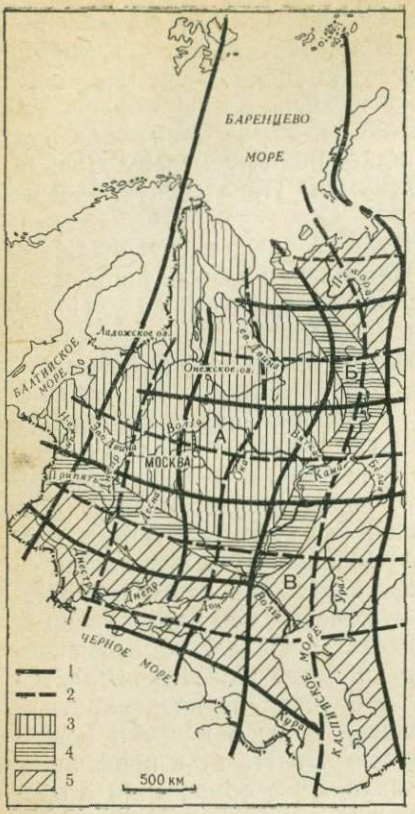
менской, — разделенными перемычками — возвышенностями (Приднепровской и Приазовской, Смоленско-Московской). Однако вдоль оси меридионального Черноморско-Ильменского прогиба возвышенные орографические элементы относительно снижены. Такое понижение приурочено, например, к меридиональному колену Днепра; оно разделяет Приднепровскую и Приазовскую возвышенности.

В юго-западной части Русской равнины расположены Приднепровская, Волыно-Подольская возвышенности, ограниченные с юга Причерноморской, а с севера — Полесской и Приднепровской низменностями. В северо-западной части равнины преобладают сравнительно невысокие пространства Прибалтийской, Ильменской и других низин, среди которых подобно островам поднимаются изолированные возвышенности (Ханья, Латгальская и др.).

Общий характер орографии западной части равнины позволяет здесь наметить меридиональную полосу поднятия, отходящую от Карпат; она включает Волыно-Подольскую, Белорусскую возвышенности и продолжается к северу до плато Пандивере в Эстонии. Правда, эта полоса поднятия выражена не так четко, как рассмотренные выше, поскольку она прерывается Полесской низменностью. Заметим по этому поводу, что Полесье является структурной «седловиной» и отличалось неоднократной сменой знака движений земной коры в новое и новейшее время. В современную эпоху в Полесье происходит поднятие земной коры, не находящее объяснения в орографии этой области, однако, как нам кажется, оно хорошо согласуется с концепцией карпато-эстонской «оси» поднятия.

Итак, в пределах Русской равнины можно выделить систему меридиональных орографических волн (рис. 43). В нее входят повышенные полосы, связанные с горными сооружениями Кавказа, Урала, Карпат, и пониженные полосы, отходящие от впадин Каспийского и Черного морей. Можно оценить количественно длину главнейших волн; она составит 600—800 км.

Отмеченная система волн наиболее четко прослеживается в южной и восточной частях равнины, затухает в средней полосе и не проявляется в северной части равнины, в бассейне Северной Двины. Эта обширная область была названа А. А. Борзовым Северной покатостью из-за общего наклона ее поверхности к Баренцеву



Р и с. 43. Основные морфоструктурные зоны и система меридионально-широтных орографических волн Русской равнины:

1 — оси поднятий; 2 — оси прогибов; 3 — внутренняя зона обращенных морфоструктур (А); 4 — переходная морфоструктурная зона (Б); 5 — краевая зона прямых морфоструктур (В)

морю. Область имеет сложное орографическое устройство. Здесь расположены большие по площади, хотя и не очень высокие, возвышенности: Северные Увалы, Сухонско-Двинская, Двинско-Мезенская. Низменности сравнительно нешироки и вытянуты вдоль крупных рек (Северной Двины, Сухоны, Мезени и др.).

После описания закономерностей размещения крупных форм рельефа (в плане) рассмотрим особенности их высотного (гипсометрического) положения.

По гипсометрическому положению возвышенностей и низменностей резко различаются краевые части и внутренняя область Русской равнины. В краевых частях, примыкающих к Кавказу и Уралу, распространены наиболее высокие возвышенности и наиболее низко опущенные низменности (рис. 42). Наибольшими контрастами макрорельефа отличается южная окраина, тяготеющая к альпийскому орогеническому поясу, где расположены высокие Ставропольское плато (831 м), Волыно-Подольское плато (471 м), Донецкий кряж (367 м) и опущенная ниже уровня моря (до —28 м) Прикаспийская низменность. В восточной, приуральской части равнины наиболее высоки Тиман-

ский кряж (471 м), Бугульминско-Белебеевская возвышенность (418 м), но, как видно, они не достигают высот плато на юге равнины. Внутренняя часть равнины, удаленная от горных сооружений, отличается меньшими абсолютными высотами возвышенностей и меньшими контрастами рельефа. Так, высота Среднерусской возвышенности не превышает 293 м, Валдайской — 343 м, Северных Увалов — 293 м.

Особую область Русской равнины составляет Балтийский кристаллический щит. В пределы СССР входит западная его часть, охватывающая Кольский полуостров и Карелию. Большая часть Кольского полуострова представляет собой плоскую или грядовую возвышенность, над общим уровнем которой поднимаются массивы Кейвы и Хибины. Продолжением этой возвышенности служит вытянутая вдоль границы СССР и Финляндии возвышенность Манселькя. По сравнению с основной частью равнины Балтийский щит характеризуется бо́льшими колебаниями высот поверхности, значительной приподнятостью отдельных массивов (Хибины — до 1191 м).

Связь рельефа с геологической структурой и основные морфоструктуры. Равнина Европейской части СССР в геоструктурном отношении соответствует платформе. На большей части этой платформенной равнины кристаллический фундамент глубоко погружен и перекрыт мощным чехлом осадочных пород. В области Балтийского щита фундамент выходит на поверхность. На аэрофотоснимках территории Кольского полуострова прекрасно видно, что фундамент представляет собой сложную мозаику глыб, ограниченных разломами.

Сеть тектонических трещин, разломов четко выражена в рельефе; многие трещины освоены гидрографической сетью. Поднятые глыбы земной коры соответствуют возвышенностям (Хибинские массивы и др.), опущенные глыбы — низменностям, впадинам озер и заливов.

Почти вся равнина Европейской части СССР представляет собой древнюю платформу, и лишь на юге (Донбасс, Северный Кавказ, Степной Крым) платформа молодая (послегерцинская). Граница между древней и молодой частями платформы не находит ясного морфологического выражения; различия между этими разновозрастными геоструктурными элементами проявляются лишь в относительно повышенной активности новейших движений на юге. С этим связана, по-видимому, отмеченная выше

большая контрастность рельефа южной окраины равнины. Сравнительно поздний возраст имеет также фундамент Тимано-Печорской области, сформированный в результате байкальской (раннепалеозойской) складчатости. Повышенная тектоническая подвижность фундамента этой области, как и всей приуральской части Русской равнины, служит причиной увеличенной контрастности ее рельефа.

Основными геоструктурными элементами Русской платформы являются выступы фундамента — антеклизы и области глубокого погружения фундамента — синеклизы. Ограниченные разломами и флексурами, они представляют собой очень крупные глыбы (блоки) земной коры. В каких отношениях к этим крупным геоструктурам находятся основные формы рельефа земной поверхности — возвышенности и низменности?

Специальный анализ показал, что соотношения рельефа и геоструктуры неодинаковы в краевой и во внутренней частях равнины. Краевая часть, включающая южную и восточную окраины равнины, характеризуется господством прямых морфоструктур. Здесь преобладают возвышенности, соответствующие выступам фундамента, и низменности, отвечающие глубоко погруженным впадинам фундамента. Только в краевой части равнины встречаются линейно вытянутые возвышенности, соответствующие выходам на поверхность денудированного складчатого фундамента: Украинский массив, Донецкий кряж — на южной окраине, Тиманский кряж — на восточной окраине. Прямыми морфоструктурами являются Ставропольское плато, Бугульминско-Белебеевская возвышенность, сложенные с поверхности пластами осадочных пород и отвечающие не выходам, а подземным выступам фундамента. Прямым соотношением с геоструктурой характеризуются Прикаспийская, Приднепровская, Печорская низменности, соответствующие глубоко прогнутым синеклизам. Таким образом, возвышенности и низменности краевой полосы Русской равнины соответствуют длительно развивавшимся положительным и отрицательным структурам платформы, которые продолжали свое унаследованное развитие в новое и новейшее геологическое время.

Во внутренней части Русской равнины преобладают пластовые возвышенности, денудационные низменности. Здесь господствуют несогласные, или обращенные, мор-

фоструктуры. Например, Северные Увалы соответствуют структурно-прогнутой области Московской синеклизы. В областях впадин-синеклиз развиты также Приволжская, Валдайская возвышенности. Обращенные морфоструктуры, как показали М. К. Граве и А. А. Никонов, преобладают и в пределах Балтийского щита. Так, впадина Кандалакшской губы образовалась на месте структурно-поднятой области щита — Беломорского массива. Причиной возникновения этой крупной впадины рельефа послужило, по-видимому, опускание свода Беломорского массива по разлому.

Если элементарно простые, прямые соотношения между рельефом и структурой отражают, как отмечалось, длительное унаследованное развитие тектонических форм, то несогласные (обращенные) морфоструктуры образовались в результате тектонических перестроек, приводивших к созданию нового геоструктурного плана, несогласного с прежним. Как показывает пример Кандалакшской впадины, такие перестройки были связаны с движениями по разломам. За пределами щита, в области плиты, разломы возникали в кристаллическом фундаменте, а в осадочном чехле и на поверхности переходили в региональные флексуры (геофлексуры). Образование Приволжской возвышенности связано с формированием геофлексуры вдоль долины Волги. Валдайская возвышенность — это глыба земной коры, поднятая по тектоническому шву вдоль границы возвышенности с Ильменской низиной. По-видимому, и Северные Увалы поднялись по разлому, намечаемому вдоль долин Сухоны и Вычегды.

Заметим, что отмеченные совпадения речных долин и разломов не случайны. Рисунок речной сети равнины отражает направление тектонических трещин, разломов. Долины многих рек весьма точно следуют вдоль разломов, флексур. Интересен Кандалакшский разлом, продолжение которого за пределами щита отмечается долиной Северной Двины. Параллельный разлом, ограничивающий северный край Кольского полуострова, может быть намечен вдоль долины Мезени — Вашки. Так, по выражению Г. Д. Рихтера, разломы фундамента «просвечивают» сквозь осадочный покров и находят отражение в рельефе поверхности.

Многие обращенные морфоструктуры связаны с авлакогенами — глубокими, узкими тектоническими «рвами» в фундаменте Русской платформы. В процессе тектониче-

ского развития этих структур в их пределах сформировались вытянутые тектонические валы, получившие отражение в рельефе. Таковы Вятский, Окско-Цнинский валы, Сурско-Мокшинские поднятия. В последнее время выясняется связь с авлакогенами Смоленско-Московской возвышенности, Клинско-Дмитровской гряды, Валдайской возвышенности и других обращенных морфоструктур внутренней зоны равнины.

Обращенные морфоструктуры встречаются и в краевой зоне равнины. Такова Волыно-Подольская возвышенность, возникшая на месте предкарпатского краевого прогиба, вовлеченного в поднятие горной системы Карпат. Распространены также сложные гетерогенные морфоструктуры. Например, в основе Среднерусской возвышенности лежит Воронежский подземный выступ фундамента, но значительная часть возвышенности отвечает структурно-погруженной области северного борта Московской синеклизы.

Сложные тектонические перестройки, которые привели к образованию несогласных морфоструктур, подчинены, по-видимому, некоторой общей закономерности. Автором выдвинута гипотеза, согласно которой эти перестройки рельефа были связаны с волнообразными деформациями земной коры, охватывавшими как Русскую платформу, так и смежные орогенические области. Выше была описана система меридиональных волн, выраженная в современной орографии равнины (рис. 43). Каждый гребень в этой системе волн — образование, целостное в морфологическом отношении, но гетерогенное в геоструктурном смысле. Например, меридиональная полоса поднятия, отходящая к северу от Кавказа, включает и Ставропольскую, и Приволжскую возвышенности. Первая из них унаследованная, соответствует антеклизе; вторая наложенная, соответствует синеклизе. Очевидно, последняя была «захвачена» гребнем волнообразной деформации земной коры, в результате чего и произошла коренная перестройка рельефа земной поверхности.

Большинство наложенных морфоструктур Русской равнины имеет меридиональное направление и может быть генетически связано с рассмотренной выше системой волнообразных деформаций. Однако остается неясным происхождение инверсионной морфоструктуры Северных Увалов. Эта возвышенность имеет не меридиональное, а субширотное направление.

Загадку происхождения Северных Увалов можно решить, по-видимому, если обратиться к открытию, сделанному еще в конце прошлого века А. П. Карпинским (1894). Этот ученый установил, что в истории Русской платформы волнообразные колебания имели в разные эпохи попеременно то меридиональное, то субширотное направления. По-видимому, в современном рельефе сохраняются следы дислокаций и той и другой ориентировки, возникавших в разные периоды истории платформы. Меридиональная система тектонических волн, нашедшая яркое выражение в рельефе, наиболее молода — она формировалась в новейшее (неоген-четвертичное) время. В мезозое (поздний мел) развивалась широтная система тектонических волн, одно из звеньев которой и сохранилось в виде Северных Увалов (рис. 43).

Таким образом, возраст возвышенностей и низменностей в разных частях равнины неодинаков. С этим связана разная степень четкости выражения в рельефе платформенных поднятий и прогибов. Более древние поднятия, подвергавшиеся длительному воздействию экзогенных процессов, выражены в рельефе менее четко, чем молодые. Так, молодое меридиональное Кавказско-Поволжское поднятие представлено почти сплошной полосой возвышенностей и плато. Предполагаемое более древнее широтное поднятие в области Московской синеклизы расчленено эрозией на отдельные пластовые возвышенности, гряды и низины (Северные Увалы, Галичская, Грязовецко-Даниловская возвышенности). В северной и северо-западных частях равнины крупные формы рельефа коренных пород замаскированы мощными покровами ледниковых и ледниково-морских отложений, «насаженными» формами ледникового рельефа.

В рельефе Русской равнины закономерное выражение находят не только крупные своды, прогибы, разломы, но и локальные структуры — валы, купола, мульды, сбросы. Величественная Жигулевская возвышенность, огибая которую Волга делает большую излучину, — отражение на поверхности крупной антиклинальной структуры, продолжавшей развиваться в новейшее время. Прекрасно выражены в рельефе Доно-Медведицкие поднятия (в виде Гусельско-Тетеревятского кряжа), Туймазинская, Северо-Ставропольская антиклинальные структуры.

Интересно, что закономерность распределения локальных морфоструктур в принципе та же, что и крупных.

В краевых частях Русской равнины преобладают хорошо выраженные в рельефе локальные структуры, которые сохраняли тектоническую активность в новейшее время. Во внутренней части равнины (кроме Балтийского щита) локальные структуры менее активны, выраженность их в рельефе слабее.

Геоморфологический анализ дал возможность выявить немало структур, к которым приурочены месторождения нефти, газа, угля и других полезных ископаемых. Например, залежи угля в Приуралье, залегающие в пределах выраженных в рельефе грабенов, были обнаружены по геоморфологическим признакам (В. Л. Яхимович). На основании изучения рельефа В. Г. Бондарчук (1937) наметил ряд солянокупольных структур в Днепровско-Донецкой впадине, М. М. Жуков — в северном Прикаспии, Г. В. Вахрушев — в Поволжье, в Башкирии. Впоследствии многие из этих структур подтвердились бурением и оказались нефтегазоносными.

В комплексе с другими поисковыми методами структурно-геоморфологические работы проводятся теперь во многих районах Русской равнины. В Волго-Уральской нефтеносной области, в Прикаспии эти работы направлены на уточнение структурного плана перспективных районов; на севере Европейской части СССР они дают возможность выявлять ранее неизвестные структуры. Новейшие движения локальных структур, как теперь выясняется, оказали заметное влияние на миграцию подземных вод и углеводородов в недрах платформы и приводили к перераспределению залежей нефти, газа. По данным С. К. Горелова, среди нефтегазоносных структур Волго-Уральской области большая часть активно развивалась в новейшее время. Напротив, «пустые» (не содержащие нефти и газа) структуры чаще всего неактивны.

В связи с этим большое значение приобретают анализ развития структур в новейшее время и количественная оценка амплитуд их деформаций. Так геоморфологические работы способствуют решению актуальной задачи поисков нефти и газа в Европейской части СССР.

Основные вехи геоморфологической истории

Образование поверхностей выравнивания. Свой равнинный облик поверхность Европейской части СССР приобрела свыше 500 млн. лет назад, когда были уничто-

жены денудацией крупные горные системы карелид и сформировалась обширная денудационная поверхность типа пенеплена. Ныне этот древнейший пенеплен сильно деформирован, глубоко погребен и представляет собой поверхность кристаллического фундамента платформы. В некоторых районах Курской магнитной аномалии и др. эта древнейшая палеогеоморфологическая поверхность фиксирована мощными корами выветривания, свидетельствующими о формировании ее в условиях длительного тектонического покоя.

Заложение многих крупных современных морфоструктур Русской равнины относится к рифею, когда древний пенеплен был нарушен сетью разломов и резко обособились крупные поднятые и опущенные блоки (Воронежский массив, Пачелмский прогиб и др.). Вдоль границ крупных грабенов и горстов по разломам происходили излияния лав. Тектонические процессы резко преобладали над экзогенными. По напряженности движений земной коры, по контрастности рельефа Русскую платформу в рифее можно сопоставить с современной Китайской платформой. В палеозое напряженность движений земной коры и их дифференцированность постепенно ослабевали, разрыв между эндогенными и экзогенными процессами сглаживался. Происходило снижение выступов фундамента и заполнение впадин осадками. В условиях общих опусканий платформа стала ареной морских трансгрессий и осадконакопления. В периоды отступания морей (например, в раннем карбоне) поверхность Русской платформы представляла собой низкую заболоченную равнину, подобную современной Западно-Сибирской. При последующей трансгрессии такие континентальные геоморфологические поверхности захоронялись под толщами морских осадков.

В начале мезозоя общая тенденция к опусканию сменилась тенденцией к поднятию. Русская платформа вступила в заключительный этап тектонического и геоморфологического развития, приведший к формированию современного облика ее поверхности. В результате постепенно нарастающего поднятия сформировалась «лестница» поверхностей выравнивания и террас, отмечающих этапы развития рельефа (геоморфологические циклы) (табл. 5).

В северной части Русской равнины широко развита исходная поверхность мезозойского (юрско-мелового)

Таблица 5

Поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и Урала
(абс. высоты, м)

Поверхности выравнивания	Приволжская возвышенность	Западная Башкирия	Южный Урал
I. Мезозойская (позднеюрская—меловая)	Нет (погребена)	350	400—450
II. Палеогеновая (эоцен-олигоценовая)	280—320	280—320	300—350
III. Миоплиоценовая (сарматско-понтическая)	200—220	200—240	220—250
IV. Позднеплиоценовая (акчагыльско-апшеронская)	120—160	150—180	150—200

возраста. Эта поверхность — свидетельство наиболее древнего, первого этапа выравнивания рельефа в мезокайнозое. В одних районах мезозойский уровень срезает более древние породы палеозойского возраста (Валдайская возвышенность, Онего-Двинский водораздел); в приосевой зоне Московской синеклизы (Клинско-Дмитровская гряда, Северные Увалы) эта же поверхность соответствовала первичному уровню аккумуляции мезозойских бассейнов. После отступания меловых морей северная часть равнины не подвергалась более морским трансгрессиям (лишь в ледниковое время морскими водами затапливались долины рек). В этих условиях происходило постепенное эрозионное расчленение исходной поверхности, в результате чего еще в доледниковое время она распалась на отдельные плато, гряды. В четвертичном периоде в ряде районов водораздельная мезозойская поверхность была скрыта под мощными толщами моренных и флювиогляциальных накоплений.

Мезозойская поверхность претерпела не только эрозионное расчленение, но и тектонические деформации. В соответствии с общим широтным направлением крупных тектонических «волн» этой эпохи обособились северная (поднятая) и южная (опущенная) части мезозойской поверхности. В северной части равнины поверхность поднята до 150—200 м, что соответствует амплитуде новых (послемезозойских) поднятий. В южной части равнины поверхность почти всюду погребена (на глубинах 100—300 м и более) и лишь в Донбассе выведена на поверхность и образует основной водораздельный уровень (вы-

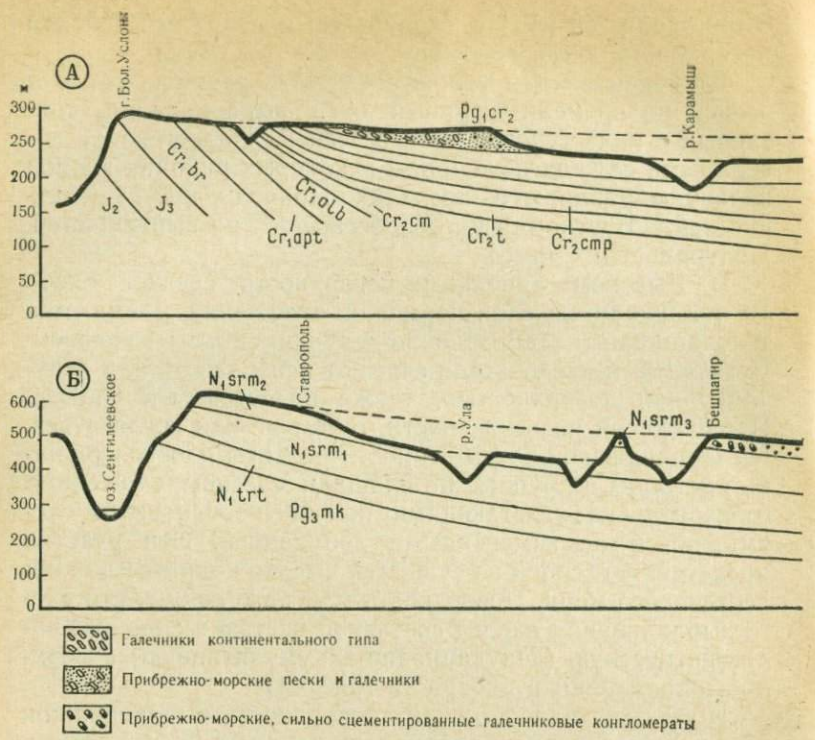
сотой около 250 м). На Украинском массиве мезозойская поверхность полупогребена.

Глубокий след в рельефе Русской равнины оставил второй по времени крупный этап выравнивания, связанный с палеогеновой трансгрессией. Палеогеновая поверхность служит исходной в некоторых районах южной половины равнины в пределах Приволжской, Среднерусской, Бугульминско-Белебеевской возвышенностей, Подуральского плато.

В Высоком Заволжье поверхность срезает слабо дислоцированные слои пермских отложений и является денудационным (абразионно-денудационным) уровнем. Некоторые исследователи считают пенепленом, или денудационной поверхностью, также палеогеновый уровень Приволжской возвышенности, с чем нельзя согласиться. На Приволжской возвышенности развиты плосковершинные останцы и крупные по площади массивы, сложенные горизонтально залегающими палеоцен-эоценовыми слоями, почти не измененными денудацией. Эти участки представляют собой по существу высоко поднятое дно палеогенового моря. Поверхность морского аккумулятивного выравнивания входит составной частью в сложную полигенетическую (денудационно-аккумулятивную) поверхность палеогенового возраста (рис. 44).

Поскольку палеогеновая поверхность выравнивания, как и мозозойская, образовалась на высотах, близких к уровню моря, ее современные высоты можно (в первом приближении) рассматривать как амплитуды новейших (послепалеогеновых) поднятий. Средние высоты поверхности 250—350 м; к Уралу они возрастают до 400—500 м, в Прибалтике снижаются до 60—80 м. В Прикаспийской низменности поверхность погребена и вскрывается бурением на отметках минус 400—600 м.

С конца палеогена Русская равнина была вовлечена в поднятие, которое продолжалось в течение большей части миоцена. В это время произошло, по-видимому, не только весьма интенсивное общее поднятие, но и качественная перестройка режима волнообразных движений. Возникла система меридиональных волн земной коры, нашедшая выражение в рельефе. Гребни волн оформились в виде возвышенностей, плато; в понижениях заложились мощные речные артерии, стекавшие на юг, вслед за отступавшим палеогеновым морем: Волго-Кама, Ергень-река (Пра-Дон), Пра-Днепр. Высоко поднятая и глубоко

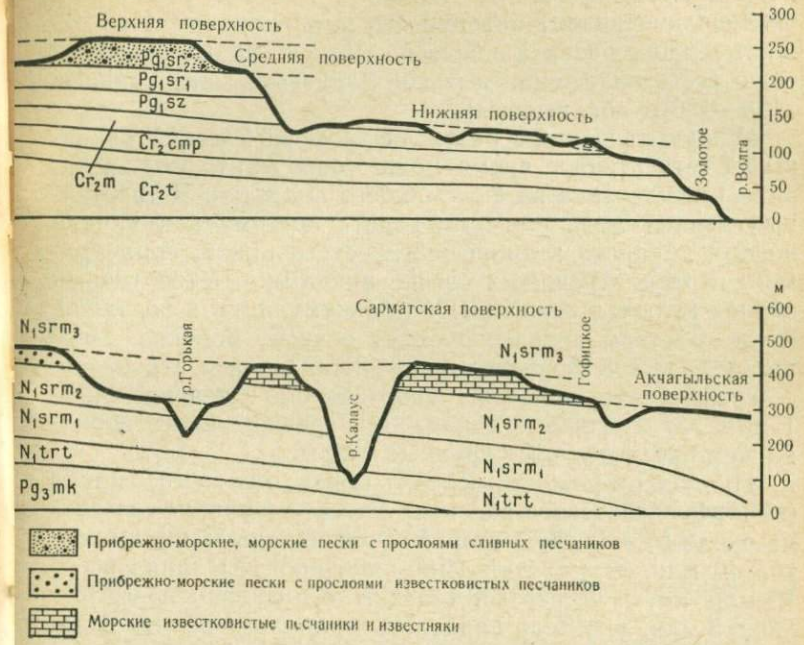


Р и с. 44. Профили поверхностей выравнивания Приволжской и Ставропольской возвышенностей (по С. К. Горелову):

А — восточный склон Доно-Медведицкого вала; Б — центральная часть и восточный склон Ставропольской возвышенности

расчлененная реками Русская платформа в миоцене была сходна с современным Среднесибирским плато. В позднем миоцене (сармат) поднятия ослабли и сменились опусканиями, которые продолжались и в понте (ранний плиоцен). Так завершился третий (мио-плиоценовый) геоморфологический цикл.

В связи с сарматской и понтической трансгрессиями на юге платформенной равнины сформировалась мио-плиоценовая поверхность выравнивания; в средней полосе Русской равнины ниже исходной (палеогеновой) поверхности сформировался мио-плиоценовый уровень — в виде террасы вдоль основных рек. В долинах рек вре-



зание сменилось аккумуляцией. По-видимому, на понтическое время приходится главная фаза накопления ергенинских отложений в бассейне Дона, кинельских отложений—в бассейне Волги. Поверхность данного цикла послужила исходной для развития современного рельефа Ставропольского плато, Ергеней, Волыно-Подольской возвышенности; в Ставрополье сарматская поверхность достигает высот свыше 500 м.

Новый (четвертый) геоморфологический цикл начался в среднем плиоцене в связи с общим поднятием платформы и резким снижением базиса эрозии — уровня Каспийского моря (см. гл. 2). Вновь произошло глубокое врезание рек и общее расчленение рельефа; Русская равнина опять на некоторое время приобрела облик, близкий к виду современного Среднесибирского плато. Глубина предакчагыльского вреза в долине Волги достигала местами 300 м. Последовавшее затем общее опускание су-

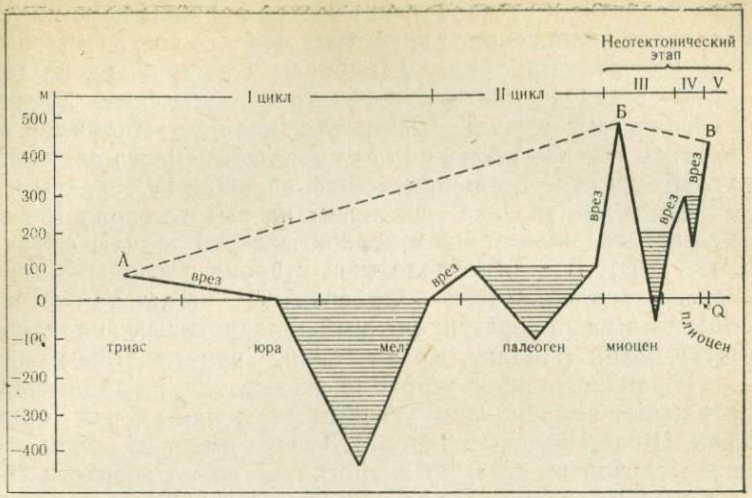
ши и повышение базиса эрозии в позднем плиоцене ознаменовались обширной акчагыльской трансгрессией, перешедшей в меньшую по размерам — апшеронскую. В этот период сформировалась наиболее поздняя (четвертая, позднеплиоценовая) поверхность выравнивания. Поверхность широко развита в бассейне Волги, где она занимает чаще всего положение высокой (акчагыльской) террасы (120—180 м абс. высоты).

Общую тенденцию развития рельефа Русской равнины за четвертичное время можно определить как эрозионное расчленение на фоне общего поднятия. Четвертичный период можно рассматривать поэтому как начало нового, крупного геоморфологического цикла, соизмеримого с рассмотренными выше циклами. Четвертичный период включал несколько фаз аккумуляции и врезания, свидетельством которых служат речные, морские, озерные террасы четвертичного возраста. Однако эти палеогеографические события, протекавшие в течение 0,5—1 млн. лет, связаны с циклами совершенно иного порядка, чем рассмотренные крупные циклы.

Продолжительность первого (юрско-мелового) цикла геоморфологического развития Русской равнины составила около 55 млн. лет; второй (палеогеновый) цикл охватил 40 млн. лет; третий (мио-плиоценовый) занял всего 10 млн. лет и четвертый (средне-позднеплиоценовый) — лишь 5 млн. лет. Если продолжительность наиболее позднего — четвертого — цикла принять за единицу, то отношение продолжительностей циклов T_n выразится следующим отношением:

$$T_{\text{I}} : T_{\text{II}} : T_{\text{III}} : T_{\text{IV}} = 11 : 8 : 2 : 1.$$

Как видно, с течением времени продолжительность геоморфологических циклов резко сокращалась. Надо принять во внимание, что в течение каждого цикла формировались соизмеримые по площади поверхности выравнивания и происходило наращивание гипсометрического уровня платформы на близкую величину (80—100—130 м). Таким образом, в течение мезо-кайнозоя интенсивность процессов рельефообразования быстро нарастала, что было связано, очевидно, с повышением напряженности тектонических движений — общих поднятий и опусканий платформы. Особенно возросла интенсивность движений земной коры и процессов рельефообра-



Р и с. 45. Кривая развития рельефа юго-востока Русской равнины в мезозое — кайнозое

Выделены этапы вреза рек и расчленения рельефа, этапы аккумуляции и выравнивания рельефа (штриховка)

зования в неотектоническом (неоген-четвертичном) этапе (рис. 45).

Развитие речной сети и четвертичное оледенение. Основные водоразделы и главнейшие речные артерии Русской равнины были сформированы в дочетвертичное время. Однако в четвертичное время развитие речных долин продолжалось. Наряду с перестройками речной сети (перемены направления стока, перехваты и пр.) происходило постепенное углубление (врезание) рек. Этот процесс охватил все реки Русской равнины, но протекал с неодинаковой интенсивностью в пространстве и во времени, о чем говорят разное количество и неодинаковые высоты террас.

В долинах рек Русской равнины число террас чаще всего не превышает 3—4 (Дон, Днепр, Волга [1]). В краевых частях равнины, отличающихся повышенной тектонической активностью, число террас в долинах рек возрастает до 5—7 (Кама, Днестр, Кубань). За четвертичный период долины рек углубились на величину от 40—50 м (Днепр, Волга) до 80—100 м (Днестр, Кама). Четвертич-

[1] А. В. Востряков выделяет в долине Средней Волги пять террас.

ное поднятие и врезание рек Русской равнины не компенсировали плиоценовое опускание. На юго-востоке равнины четвертичные эрозионные врезы, как правило, не достигают дна предакчагыльских (предкинельских) долин, заполненных плиоценовыми отложениями. Например, в среднем течении реки Урал подошва пойменного аллювия углублена относительно подошвы аллювия IV террасы на 50—60 м, однако она еще лежит на высоте около 100 м над погребенным днищем доакчагыльской долины (Худяков, 1959). В противоположной стороне равнины — в ее северо-западной части — четвертичные врезы также не достигли днищ переуглубленных доледниковых (миоценовых) долин (Инданс, Ковалевский, Спрингис, 1960).

Различия в числе террас, в их высотах, по-видимому, отражают влияние четвертичных движений земной коры. Так, II надпойменная терраса Днепра имеет 25—30 м относительной высоты, но аналогичная ей по возрасту III терраса Днестра имеет высоту 90—100 м. На этом основании сделан вывод об относительно большем поднятии бассейна Днестра за четвертичный период (Б. Л. Личков, Л. Г. Каманин).

Однако датировка террас Русской равнины остается в целом еще малоразработанной и содержит много спорного. Различные исследователи выделяют, например, в долине Днепра от трех (Б. Л. Личков, В. Г. Бондарчук, А. М. Маринич) до пяти-шести террас (И. И. Дмитриев) и по-разному определяют их возраст.

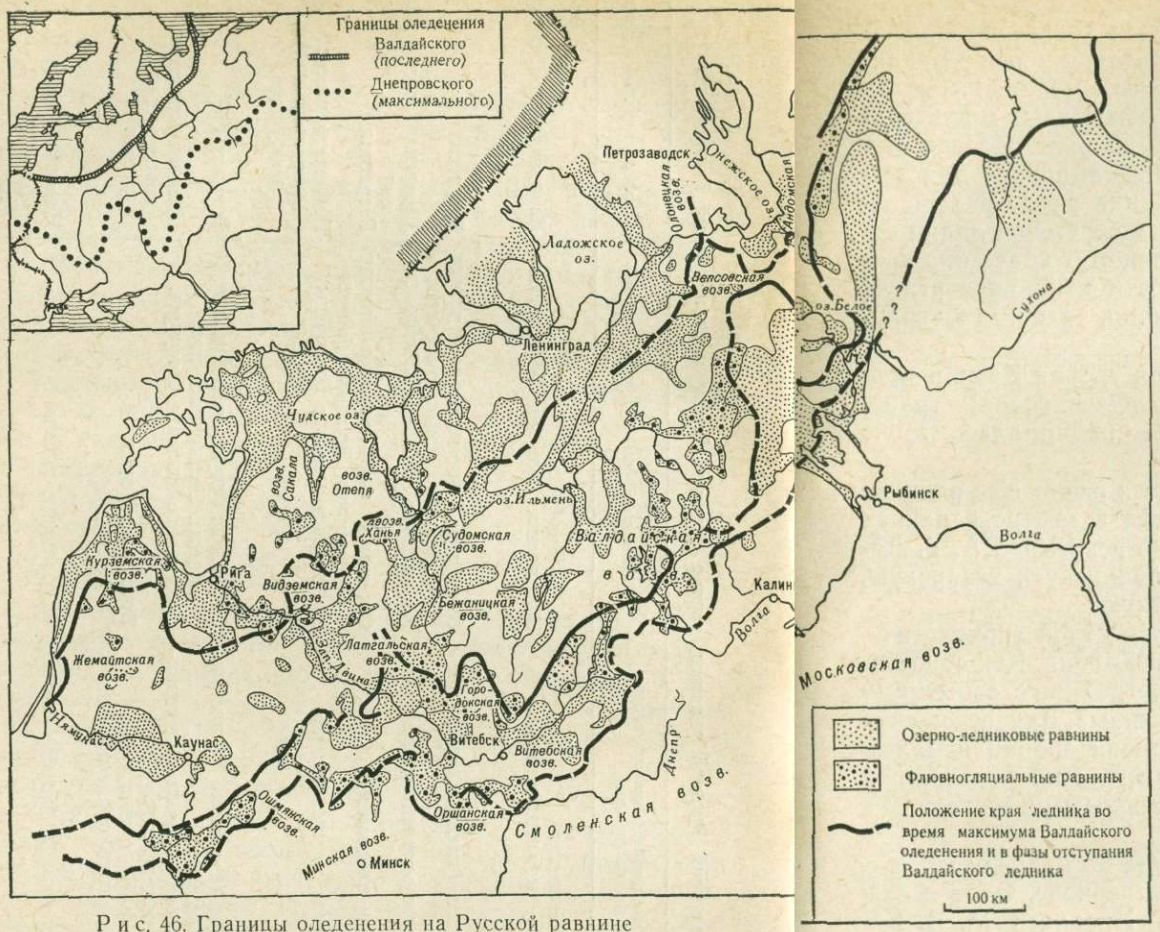
Проблема корреляции речных террас Европейской части СССР еще далека от конкретного решения. Ясно, однако, что геоморфологические циклы четвертичного периода, с которыми было связано формирование террас, отличаются от более древних циклов, с которыми было связано образование поверхностей выравнивания, не только меньшей продолжительностью, но и своим происхождением. Если образование «лестницы» поверхностей выравнивания контролировалось в основном колебательными движениями земной коры, то формирование речных террас в значительной мере отражало также климатические колебания — смену оледенений межледниковыми эпохами, — а также колебания уровней морей.

Четвертичное оледенение Европейской части СССР — это самостоятельная, большая проблема. История оледенения содержит еще много темных, нерасшифрованных страниц. Даже количество надвиганий материковых

Таблица 6

Сопоставление оледенений Русской равнины, террас долины Волги и трансгрессий Каспия

	Оледенения (стадии) и межледниковья (межстадиалы)	Эрозионные циклы в долине Волги	Колебания уровня Каспия
Ранний плейстоцен Q_1	Окское оледенение Лихвинское межледниковье	Накопление аллювия IV террасы	Бакинская трансгрессия
Средний плейстоцен Q_2	Днепровское (максимальное) оледенение	Окончание формирования толщи IV террасы. Эрозионный врез	Регрессия
	Одинцовское межледниковье	Накопление аллювия III террасы	Хазарская трансгрессия
	Московское оледенение	Окончание формирования толщи III террасы. Эрозионный врез	Регрессия
	Микулинское межледниковье	Накопление аллювия II террасы	Раннехвалынская (максимальная) трансгрессия
Поздний плейстоцен Q_3	Валдайское (I стадия) (калининское оледенение)	Окончание формирования толщи II террасы. Эрозионный врез	Регрессия
	Интерстадиал (молого-шекснинское межледниковье)	Накопление аллювия I террасы	Позднехвалынская трансгрессия
	Валдайское (II стадия) (осташковское оледенение—?)	Эрозионный врез	Регрессия
Голоцен Q_4	Позднe- и послеледниковое время	Образование поймы	Новокаспийская трансгрессия; регрессия



Р и с. 46. Границы оледенения на Русской равнине (по Н. С. Чеботаревой, 1965)

льдов на Русскую равнину разные ученые оценивают по-разному. С. А. Яковлев выделял до семи ледниковых эпох, А. И. Москвитин — шесть; И. П. Герасимов, К. К. Марков — всего три крупные эпохи: лихвинскую (Q_1), днепровскую (Q_2), валдайскую (Q_3). Максимальное — днепровское — оледенение включало московскую стадию. В последнее время стало почти общепринятым рассматривать эту стадию как самостоятельное оледенение, так называемое московское (А. И. Москвитин, Н. Н. Соколов). Возможно, что валдайское оледенение распадалось также на две крупные самостоятельные стадии, разделенные интерстадиалом (А. И. Москвитин выделяет в позднем плейстоцене калининское и осташковское оледенения, разделяемые мологошекснинской межледниковой эпохой).

В табл. 6 и на рис. 46 показаны границы распространения основных оледенений.

Если развитие рельефа северных ледниковых и перигляциальных областей равнины происходило под влиянием смены ледниковых и межледниковых эпох, то рельеф южных внеледниковых областей развивался под влиянием колебаний базисов эрозии — Черного и Каспийского морей. Амплитуда этих колебаний была значительной. Например, в эпоху так называемого Чаудинского бассейна (Q_1) уровень Азово-Черноморского бассейна был на 100—130 м выше современного; высок он был и в эпоху древнеэвксинского бассейна, сопоставляемую со временем таяния Днепровского ледника. На границе эпох узунларско-карангатского (Q_{2-3}) и новоэвксинского бассейна (Q_3) была глубокая регрессия. Затем в новоэвксинское время уровень моря вновь повысился и произошло опреснение вод. А. В. Живаго (1958) объясняет это усиление поверхностного стока с Русской равнины в связи со стаиванием Валдайского ледника.

Начало четвертичной истории Каспийского моря (см. табл. 6) приходится на бакинский век (Q_1). Бакинское море распространялось на север до широты озера Челкар; через Манычский пролив оно соединялось с Черноморским бассейном. После регрессии Бакинского моря в

среднем плейстоцене была хазарская трансгрессия. Хазарское море по размерам было несколько меньше Бакинского, но также соединялось с Черным морем. Глубокая регрессия Хазарского моря сопровождалась значительным врезом речных русл, балок. Далее последовала раннехвалынская трансгрессия — максимальная для четвертичного периода. Северная граница раннехвалынского моря достигала Жигулей. Высота береговой линии составляла 40—55 м. После отступания этого бассейна южная часть Прикаспийской низменности вновь подверглась трансгрессии позднехвалынского моря, залившего территорию примерно до высоты 3 м.

В историческое время колебания уровня Каспия продолжались, но максимальная (Новокаспийская) трансгрессия голоценового времени не поднималась выше уровня — 20 м.

Колебания уровня Каспия оказали решающее влияние на ход развития всех форм рельефа в «сфере влияния» этого бассейна. Например, в долине реки Урал А. Г. Доскач выделяет четыре террасы — бакинскую, хазарскую, раннехвалынскую и позднехвалынскую.

Характерна датировка террас в местной хронологической шкале, привязанной к истории Каспия. Как сопоставить каспийские трансгрессии и регрессии с событиями ледниковой истории Русской равнины? Для освещения этой проблемы к настоящему времени собран немалый материал, однако корреляция трансгрессий и регрессий Каспия с оледенениями и межледниковыми эпохами остается предметом дискуссии.

Существует два основных взгляда на природу колебаний уровня Каспия в четвертичном периоде. Одни исследователи (И. П. Герасимов, Н. И. Николаев, М. В. Карандеева, А. Г. Доскач и др.) считают, что наряду с изменениями климата колебания уровня Каспия определялись также тектоническими движениями берегов и дна моря, приводившими к изменению емкости впадины. Другие (Д. А. Туголесов, П. В. Федоров) считают, что трансгрессии и регрессии Каспия были обусловлены одними климатическими причинами. Опреснение вод Каспия во время трансгрессий связывается с притоком талых ледниковых вод в эпохи межледниковий; регрессии Каспия сопоставляются с эпохами оледенений. На основании общих соображений и некоторых конкретных материалов максимальная раннехвалынская трансгрессия Каспия до

последнего времени сопоставлялась с максимальным оледенением равнины.

Для решения проблемы сопоставления истории Каспия и оледенений Русской равнины принципиальное значение имеют исследования террас Волги, проведенные Г. В. Обединтовой (1964), и палеоботанические исследования аллювиальных отложений, выполненные З. П. Губониной (1965), с целью датировки террас. Оказалось, что большая часть мощной толщи III надпойменной террасы Волги (относительная высота 50—70 м) должна быть отнесена не к эпохе днепровского оледенения, а к одинцовскому межледниковью. Завершение формирования толщи приходится на начало московского оледенения, в течение которого и произошел эрозионный врез Волги, в результате чего сформировалась эта терраса. Г. В. Обединтова показала, что аллювий II террасы Волги (отн. высота 35—25 м) в долине Верхней Волги лежит на морене московского оледенения. В Среднем Поволжье видно, как эта же терраса переходит в уровень раннехвалынской трансгрессии. Межледниковый характер аллювия II террасы Волги позволяет отнести раннехвалынскую трансгрессию к московско-валдайскому (микулинскому) межледниковью (см. табл. 6).

Таким образом, исследования террасы Волги позволяют как бы протянуть связующие нити между событиями ледниковой истории и колебаниями уровня Каспия. В целом выясняется, что накопление аллювия террас Волги и ее притоков происходило в межледниковые эпохи, соответствовавшие эпохам трансгрессий Каспия. Окончания фаз аккумуляции и фаз врезания в долине Волги соответствовали оледенениям и регрессиям Каспия (см. табл. 6).

Стройность и простота схемы корреляции оледенений, циклов эрозии и колебаний уровня Каспия в значительной мере кажущиеся. Простая синхронизация этих палеогеографических событий невозможна. Например, как уже отмечалось, накопление аллювия волжских террас охватывало не только межледниковые эпохи, но распространялось и на начало оледенений.

Загадочной остается причина несовпадения во времени (метахронности) максимального (днепровского) оледенения и максимальной (раннехвалынской) трансгрессии, приходящейся, как теперь выясняется, не на последнепровское (одинцовское), а на послемосковское

(микулинское) межледниковья. В свете «климатической» концепции происхождения каспийских трансгрессий, казалось бы, таяние максимального по площади ледника должно было вызвать небольшой сток вод и максимальный разлив Каспия. Не исключено, что обширность хвалынской трансгрессии объясняется отсутствием (или затруднением) стока в Черноморский бассейн через Маныч вследствие тектонического поднятия в области Манычского пролива (А. Г. Доскач). В целом правильное объяснение сложной истории Каспия в четвертичном периоде возможно только при всестороннем объективном учете как климатического, так и тектонического фактора. Этот вывод, основанный на анализе всей четвертичной истории, необходимо учитывать и при прогнозе колебания уровня Каспийского моря в современную эпоху.

Своеобразным ритмом отличались, по-видимому, колебания уровня северных морей Европейской части СССР в ледниковом периоде. М. С. Калецкая (1966) убедительно показала постепенный фациальный переход континентально-ледниковых моренных отложений северо-запада в типичные ледниково-морские отложения на северо-востоке Европейской части СССР (бассейны Печоры, Мезени). История колебаний уровня северных морей в ледниковом периоде содержит, однако, немало спорного и неясного. М. С. Калецкая выделяет на севере Русской равнины микулинскую (бореальную) трансгрессию, соответствовавшую по времени московско-валдайскому межледниковью и, очевидно, раннехвалынской трансгрессии Каспия. Таким образом, допускается возможность синхронизации колебаний уровня северных и южных морей.

Существуют и другие представления. Так, Л. С. Троицкий (1964) считает, что эпохи похолодания на Полярном Урале отвечали периодам длительных и обширных трансгрессий. Е. И. Попов допускает возможность существования здесь единой трансгрессии на протяжении почти всего ледникового периода, Е. Н. Былинский (1962) для бассейна Мезени выделяет две четвертичные морские трансгрессии, следовавшие одна за другой, с конца лихвинского межледниковья (Q_2^1) до второго позднеплейстоценового (молого-шекснинского) межледниковья. Короткий перерыв между ними позволяет объединить их в одну бореальную трансгрессию. В периоды оледенений, по Е. Н. Былинскому, формировались наиболее глубоководные осадки. Как видно, принятие этих

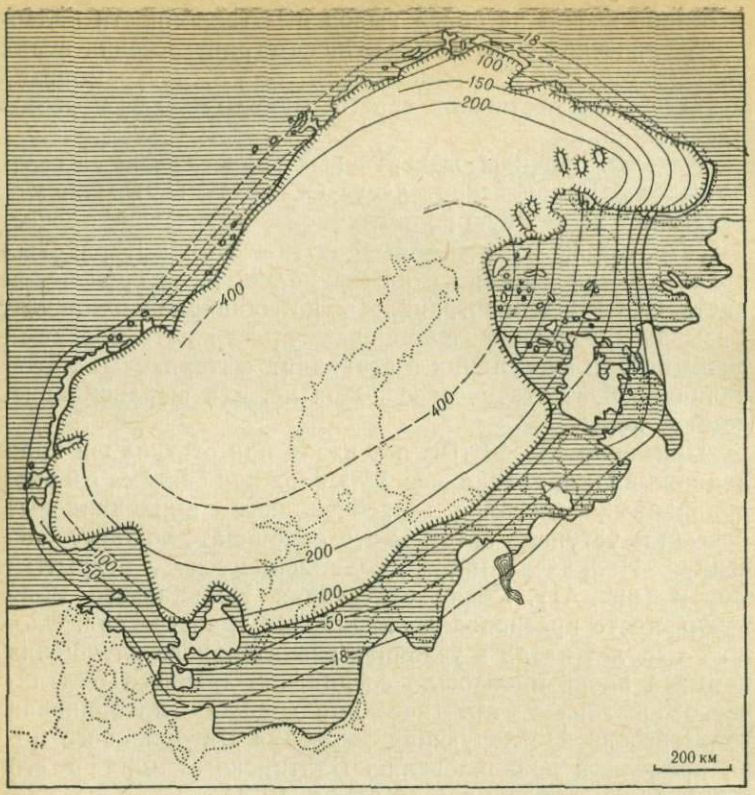
взглядов влечет за собой вывод о метахронности палеогеографических событий: если на юге трансгрессии Каспия соответствовали межледниковьям, то на севере морские трансгрессии достигали своего максимума в периоды оледенений.

Касаясь причины четвертичных трансгрессий на северо-востоке Европейской части СССР, Е. Н. Былинский указывает на важную роль гляциоизостатических процессов. Опускание земной коры под тяжестью материковых льдов в Фенноскандии и на северо-западе Европейской части СССР распространялось на обширной площади, вызывая затопление низменных пространств морскими водами. При отступании и стаивании материковых льдов начиналось изостатическое поднятие, или выравнивание, земной коры.

Примерно 12—13 тыс. лет назад при отступании края ледника в Прибалтике возникла сложная система озерно-ледниковых бассейнов. Пресноводные приледниковые бассейны уступили затем место солоновато-водному бассейну — Иольдиеву морю, соединявшемуся с открытым морем (рис. 47). После отступания Иольдиевого моря имела место пресноводная анциловая трансгрессия. Около 7 тыс. лет назад в условиях значительного улучшения климата вновь произошло соединение древнего Балтийского бассейна с атлантическими водами — литориновая трансгрессия. Последующая эволюция Литоринового моря привела к возникновению Балтийского моря в его современных очертаниях (Марков, 1931).

Прослеживание береговых линий послеледниковых бассейнов позволяет с большой точностью оценить гляциоизостатические поднятия. Эти поднятия были чрезвычайно интенсивны. В центре Балтийского щита береговая линия Иольдиевого моря достигает высоты 400 м, что дает скорость поднятия $\frac{400\text{ м}}{10\,000\text{ лет}} = 4$ см/год. За голоценовое время (10 тыс. лет) Фенноскандия поднялась примерно на ту же высоту, что и Южный Урал с палеогена (60—65 млн. лет).

На северо-западе Европейской части СССР темп гляциоизостатического поднятия был медленнее. В долинах рек северо-запада Русской равнины на фоне послеледникового поднятия произошло врезание русл рек и образовалась серия террас. Так, в долине Западной Двины уровень, сопоставляемый с эпохой Балтийского ледниko-



Р и с. 47. Позднеледниковое Иольдиево море (по М. Саурамо, 1958) заштриховано. Линии и цифры — изобары послеледникового поднятия (высоты древних береговых линий над современным уровнем моря в м)

вого озера (12 тыс. лет назад), имеет относительную высоту 50 м, что дает среднюю скорость врезания реки 4,5—5 мм/год. По высоте литориновой береговой линии (22 м) в районе Таллина можно рассчитать, что скорость поднятия этого района за последние 7 тыс. лет составляет около 3 мм/год.

Гляциоизостатические поднятия на протяжении голоцена быстро уменьшали свою интенсивность, и в современную эпоху на северо-западе Русской равнины влияние этого фактора практически уже не ощущается. Однако в центре оледенения, на островах Северного Ледовитого

океана, гляциоизостатические поднятия продолжаются. Например, на Земле Франца-Иосифа по остаткам торфа радиоуглеродным методом (С-14) датирована терраса высотой 17,5 м; возраст ее 5500±235 лет (М. Г. Гросвальд, А. Л. Девирц, Э. И. Добкина); скорость поднятия земной коры составляет здесь около 3 мм/год.

Активизированный поднятием эрозионный врез в послеледниковое время в значительной мере направлялся по прежним линиям стока, существовавшим в доледниковое время. Однако в тех районах, где ледниковые отложения большой мощности (свыше 100—200 м) совершенно скрыли рельеф коренных пород, направление речной сети изменилось (район Минской возвышенности, Балтийской гряды). Направление стока, перехваты притоков происходили также в непосредственной близости от края ледника в связи с формированием приледниковых озер, мощных потоков талых ледниковых вод. Во внеледниковой области Русской равнины в четвертичном периоде развитие речной сети протекало в основном унаследованно. Перестройки речной сети были связаны лишь с тектоническими процессами; например, существенная перестройка произошла в бассейне Днестра (Геренчук, 1950) в связи с формированием обращенной морфоструктуры Волыно-Подольского плато.

Морфоскульптура и современные процессы рельефообразования

Основные типы морфоскульптуры. В результате длительной эволюции под действием разнообразных экзогенных агентов поверхность крупных морфоструктурных элементов рельефа Русской равнины приобрела сложную морфоскульптуру. Морфоструктурные элементы оказывали существенное влияние на деятельность экзогенных агентов, причем наряду с пассивным воздействием сложившегося рельефа и литологии пород большую роль играло активное влияние новейших тектонических движений. Тем не менее основные контуры морфоскульптурных областей равнины сложились по своему плану, резко отличающемуся от морфоструктурного. Если в последнем господствуют меридиональные полосы поднятия и опускания, то морфоскульптурные зоны в соответствии с размещением климатических зон современной и прошлых эпох имеют субширотное направление.

31—2

В. Д. Ласкарев, впервые (в 1916 г.) наметивший схему геоморфологического районирования Русской равнины, выделил: 1) южную Россию, геоморфологически более старую, с выработанным долинным рельефом; 2) северную Россию с более молодым, ледниковым рельефом. Выделение ледниковой и внеледниковой части равнины составило в дальнейшем основу более детальных схем районирования, предложенных Б. Ф. Добрыниным (1934), И. П. Герасимовым (1939), М. В. Карандеевой (1957) и другими исследователями. Принимая этот принцип районирования, заметим, однако, что противопоставление ледниковой и внеледниковой частей равнины указывает лишь на особенности мелких, морфоскульптурных форм рельефа и не характеризует крупные, морфоструктурные элементы. Возьмем, например, такой показатель, как возраст рельефа. Более старой внеледниковую часть равнины можно считать лишь по возрасту мелких, морфоскульптурных форм. Крупные формы, напротив, в южной части равнины имеют более молодой (мио-плиоценовый), а в северной части более ранний возраст, восходящий к мезозою.

В наиболее общем плане в пределах Русской равнины и Балтийского щита выделяются (см. рис. 15): 1) зона древней ледниковой морфоскульптуры с подзонами: а) ледникового сноса и б) ледниковой аккумуляции разного возраста (последнего, предпоследнего оледенения); 2) зона эрозионной морфоскульптуры; 3) зона аридной морфоскульптуры. Кроме того, на Крайнем Севере в Европейскую часть СССР заходит край зоны современной криогенной морфоскульптуры (4), широко развитой в Азиатской части страны.

В пределах этих крупных морфоскульптурных зон в соответствии с размещением крупных возвышенностей, низменностей и других элементов морфоструктуры выделяются отдельные геоморфологические области и районы.

Зона древней ледниковой морфоскульптуры. Подзона ледникового сноса занимает Карелию и Кольский полуостров. Благодаря малой мощности покрова рыхлых отложений в рельефе четко выражены структурно-тектонические и денудационные формы поверхности кристаллических пород. Сеть тектонических трещин подчеркнута речной сетью, многочисленными озерами. В пределах архейских глыб развиты волнистые денудационные рав-

нины; на выходах складчатых структур карелид сформирован структурно-грядовый рельеф.

Подзона ледниково-аккумулятивной морфоскульптуры подразделяется на три полосы: 1) валдайскую с наиболее свежим ледниково-аккумулятивным рельефом; 2) московскую со значительно переработанными ледниковыми формами и 3) днепровскую со слабым влиянием ледниковой аккумуляции на формы поверхности. Для области последнего — валдайского — оледенения характерно развитие холмисто-грядовых форм ледникового рельефа и обилие озер. В зависимости от мощности четвертичных отложений и глубины залегания коренного цоколя выделяются морфологические ландшафты балтийского и валдайского поозерья (Асеев, 1966). Балтийский тип свойствен областям с большой мощностью четвертичных отложений и почти не отражает особенностей рельефа коренного ложа (Балтийская гряда, Латгальская возвышенность). Для этого типа морфоскульптуры характерно чередование участков холмистого рельефа и плоских озерно-ледниковых равнин, созданных аккумулятивно-абразионной деятельностью ледниковых подпрудных бассейнов. Поозерья валдайского типа возникали в условиях близкого залегания коренного ложа. Размещение холмисто-грядовых форм и границ приледниковых бассейнов обнаруживает зависимость от ярусности рельефа коренных пород. Речные долины, ложбины стока ледниковых вод с цепочками озер наследуют доледниковую долинную сеть. Так условия морфоструктуры (крупные черты рельефа коренных пород) сказались на облике морфоскульптуры области последнего оледенения.

В полосе московского оледенения ледниковый рельеф типа балтийского поозерья подвергся интенсивному эрозионному расчленению и превратился в холмисто-увалистые равнины с довольно густым балочным расчленением и отсутствием озер (Минская, Угличская, Чухломская возвышенности). Ландшафты валдайского типа, существовавшие на поднятиях коренного рельефа, подверглись главным образом воздействию солифлюкционно-делювиальных процессов (в перигляциальных условиях). В результате холмы и гряды сильно расплылись за счет выполаживания склонов. Таким образом, особенности морфоструктуры определили не только первоначальный облик ледникового рельефа, но и его дальнейшую эволю-

цию. А. А. Асеев (1966) считает, что степень эрозионного преобразования ледникового рельефа определяется морфоструктурными условиями почти в той же степени, как и возрастом аккумуляции.

Полоса днепровского оледенения по существу входит целиком в зону *эрозионной морфоскульптуры*. Как и внеледниковая область, эта полоса обладает чисто эрозионным рельефом; ледниковые отложения оказывают лишь слабое влияние на характер самого эрозионного расчленения. Влияние крупных, морфоструктурных черт рельефа на характер морфоскульптуры проявляется здесь еще более ярко, чем в ледниковой зоне. В пределах низменностей сформированы морфологические ландшафты аккумулятивных равнин различного генезиса с полого-волнистой, слабо расчлененной, нередко заболоченной поверхностью. Водно-ледниковые (зандровые) равнины составляют пояс полесий, выделенный еще Б. Л. Личковым, куда входят Полесская, Мещерская, Вятско-Ветлужская низины. Приднепровская, Тамбовская, Мелекесская низменности являются аллювиальными равнинами. Причерноморская, Прикаспийская низменности имеют наиболее плоскую поверхность и относятся к морским аккумулятивным равнинам. Возвышенности, плато характеризуются значительно более густым и глубоким эрозионным расчленением, чем низменности. Водораздельные поверхности нередко имеют ярусный (структурный) характер, что связано по большей части с развитием древних поверхностей выравнивания. Например, Приволжская возвышенность состоит как бы из трех ярусов, трех равнин различной высоты, разделенных крупными уступами. Четкости выражения ступеней способствует здесь также малая мощность рыхлых отложений, тогда как в ледниковой и перигляциальной полосах формы рельефа коренных пород замаскированы моренными, водно-ледниковыми, солифлюкционно-делювиальными образованиями (Валдайская, Среднерусская возвышенности).

Наиболее яркие примеры ступенчатости рельефа, связанной как с древними циклами выравнивания, так и с денудационной препарировкой литологически разнородных толщ, встречаются на юго-востоке Русской равнины, в зоне аридной морфоскульптуры. Примеры аридно-денудационного расчленения дают здесь Подуральское плато, восточная часть Ставропольской возвышенности. В При-

каспийской низменности развиты формы аридной аккумуляции (эоловые массивы Рынпесков и др.).

Геоморфологическую загадку Прикаспийской низменности составляет рельеф бэровских бугров, названных по имени академика К. М. Бэра, впервые описавшего их в 1856 г. Эти своеобразные формы рельефа особенно четко выражены в устье Волги по обеим сторонам от ее дельты. Бугры имеют вытянутую форму, однообразную ориентировку, высота их не превышает обычно 7—10 м. Высказано множество гипотез образования бэровских бугров. К. М. Бэр объяснял их происхождение размывом морского дна при катастрофическом спаде вод Каспия. Другие исследователи рассматривали бугры как тектонические формы (П. А. Православлев), как эрозионные образования (М. М. Жуков, А. Г. Доскач), как древние береговые валы (Л. С. Берг).

В последнее время получает разработку эоловая гипотеза, высказанная еще И. В. Мушкетовым, а затем развитая Б. А. Федоровичем, О. К. Леонтьевым, Г. И. Рычаговым. По Б. А. Федоровичу, бэровские бугры представляют собой древние эоловые гряды (приморские дюны), параллельные ветрам, претерпевшие изменения в связи с последующей ингрессией и затоплением их Каспийским морем. Г. И. Рычагов (1962) считает, однако, что бэровские бугры никогда морем не заливались, он выступает также против чисто эоловой гипотезы происхождения бугров. По Г. И. Рычагову, в расположении и ориентировке бугров большую роль играл ложбинный рельеф, созданный эрозионной сетью по обеим сторонам долины Волги после отступания раннехвалынского моря. Эоловые гряды наложились на этот древний рельеф в эпоху максимума регрессии позднехвалынского моря; песчано-глинистая «бугровая толща» образовалась за счет развевания верхнехвалынских отложений. В эпоху новокаспийской трансгрессии были затоплены межбугровые понижения, склоны бугров частично абрадированы. Г. И. Рычагов особенно подчеркивает своеобразную климатическую обстановку эпохи формирования эоловых гряд и их реликтовый характер. Таким образом, путь развития рельефа бэровских бугров представляется достаточно сложным, в их образовании в разные эпохи участвовали различные факторы.

Во многих районах Русской равнины распространены карстовые формы рельефа — замкнутые понижения, во-

ронки. Карстовая морфоскульптура характерна для Среднерусской возвышенности, северной части Приволжской возвышенности, Вятских Увалов, плато Пандивере в Эстонии, Силурийского плато в Ленинградской области, районов севера Европейской части СССР, Предуралья. К карстовым образованиям относятся пещеры. Любопытны пещеры Приднестровья, среди которых самые крупные в мире гипсовые пещеры Бильченская, Кривченская, Млынская, достигающие в длину 11—14 км (Л. М. Кудрин).

Современные эндогенные и экзогенные процессы. Поверхность всей обширной территории Русской равнины в современную эпоху непрерывно продолжает изменяться под действием эндогенных и экзогенных сил.

Медленные, или вековые, тектонические движения до недавнего времени почти не были известны в пределах платформенных равнин, которые считались стабильными участками земной коры. Исследования на территории Русской равнины опровергли этот взгляд. По материалам геодезических, мареографических и геоморфологических исследований для западной половины Европейской части СССР была составлена карта современных движений земной коры (см. рис. 12).

Основная закономерность современных движений земной коры на изученной территории состоит в чередовании меридиональных полос поднятия и опускания. В западной части Русской равнины выделяется эстонско-карпатская полоса поднятия, которая служит продолжением давно установленного поднятия Фенноскандии. Скорости поднятия изменяются здесь от 2—3 мм/год (Таллин, Вильнюс) до 10 мм/год (предгорья Карпат).

Параллельно эстонско-карпатской полосе поднятия прослеживается Ильменско-Черноморская полоса абсолютного и относительного опускания со скоростями движений порядка 2 мм/год (Дно, Витебск), 5 мм/год (Одесса). Восточнее менее четко выражены Криворожско-Вяземская и Среднерусско-Донбасская полосы поднятия, разделенные меридиональной полосой относительного и абсолютного опускания. Наличие меридиональных «волн» современных поднятий и опусканий земной коры хорошо согласуется с основной закономерностью морфоструктурного плана Русской равнины. Для более объективного изучения общей картины современных движений земной коры было выполнено разложение в спектре профилей

движений земной коры по длинам волн методом гармонического анализа (Магницкий, 1965). В результате были установлены волны по крайней мере трех порядков: первого порядка — длиной 500—675 км; второго — 225—290 км; третьего — 90—125 км.

Другая закономерность современных движений земной коры, как бы накладывающаяся на первую, состоит в их связи с геологической структурой платформы. Выступам фундамента, антеклизам в современную эпоху свойственно преимущественно поднятие (Воронежский, Белорусский массивы и др.). Впадины фундамента, синеклизы имеют тенденцию к опусканию (Московская, Украинская синеклизы). Статистический анализ показал, что современные движения согласованы с геоструктурой в среднем на 70% площади.

Согласованность современных движений с геологической структурой подтверждается детальными исследованиями земной коры в отдельных регионах. Так, повторное нивелирование по линии Ленинград — Мурманск показало, что сейчас продолжаются дифференцированные движения отдельных блоков Балтийского щита. Например, опущенный блок, выраженный в рельефе Кандалакшской губой, опускается, Хибинские массивы поднимаются со скоростью в несколько миллиметров в год (Г. Д. Панасенко, А. А. Никонов). Большой унаследованностью отличаются современные движения в Донбассе (В. С. Преображенский, В. А. Филькин). Главный антиклинал Донбасса поднимается по отношению к Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинам на 1—3 мм/год. Изучение современных тектонических движений в Донбассе имеет большое практическое значение, так как, вероятно, они являются важным фактором, вызывающим грозное явление — внезапные выбросы угля и газа в шахтах. Выбросоопасные зоны, как показал Г. А. Коньков (1963), приурочены к полосам перехода от поднятия к опусканию земной коры. Эта закономерность весьма сходна с закономерностью размещения эпицентров землетрясений в сейсмичных областях.

Точными геодезическими работами выявлена современная активность ряда локальных структур Русской платформы. В районе Баскунчакской солянокупольной структуры обнаружено локальное поднятие земной коры порядка 1 мм/год, связанное с морфоструктурой горы Большое Богдо (Певнев, 1968).

Общая приподнятость Русской равнины в современную эпоху обусловливает преобладание на ее территории денудационных процессов. Характер этих процессов неодинаков в разных районах.

Основная закономерность современных экзогенных процессов — дифференциация их по широтным морфоклиматическим зонам Русской равнины.

На севере, в зоне криогенного рельефа, в условиях вечной мерзлоты преобладают мерзлотно-солифлюкционные процессы. На крутых берегах рек развиты короткие, частые овраги. В зоне древнеледниковой морфоскульптуры основными современными процессами являются: линейная эрозия, плоскостной смыв, склоновые процессы. Под действием этих процессов «свежие» ледниковые ландшафты постепенно превращаются в эрозионные: изолированные холмы сглаживаются, озера в замкнутых котловинах опускаются и включаются в эрозионную сеть.

В северной половине Русской равнины лесная растительность сдерживает процессы линейной эрозии, смыва почв и др. Резко возрастает интенсивность этих процессов в лесостепной и степной зонах, где скорость изменения рельефа достигает максимума. Помимо особенностей почвенно-растительного покрова и климата этому способствует и то, что эрозионные процессы развиваются унаследованно в условиях древнеэрозионного рельефа. Наконец, на крайнем юго-востоке равнины, в зоне аридной морфоскульптуры, в качестве основных современных процессов рельефообразования выступают: плоскостной смыв, педиментация (параллельное отступание склонов), эоловые процессы.

На общий фон широтно-зонального распространения современных экзогенных процессов накладывается влияние других факторов — морфоструктурного, геолого-литологического и др. Так, в пределах крупных возвышенностей (при прочих равных условиях) интенсивность эрозионных процессов больше, чем в пределах низменностей.

В областях, сложенных рыхлыми песчаными отложениями, даже в условиях отнюдь не аридного климата развиваются эоловые процессы, формируются дюны, грядовые, бугристые пески (дюны побережья Балтийского моря, Алешковские пески на Дону и др.). В районах, где выходят на поверхность или неглубоко залегают известняки, мел, мергели, интенсивно протекают процессы денудации. Развитию эрозионных, карстовых процессов,

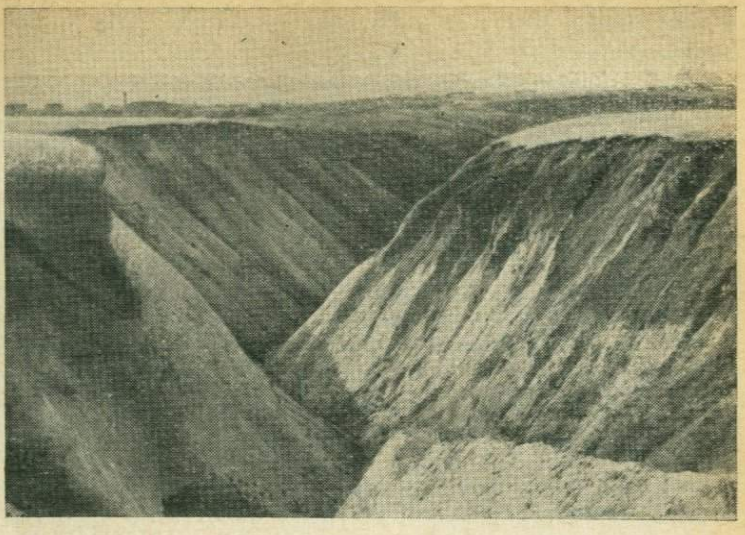


Рис. 48. Овраг на Приволжской возвышенности
Фото С. К. Горелова

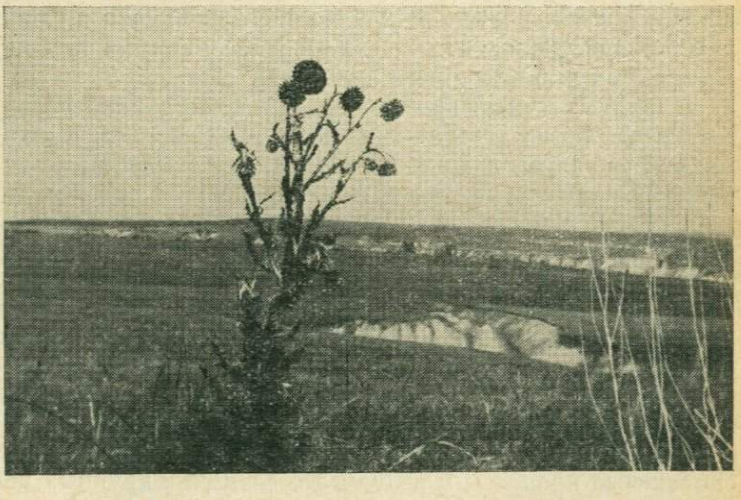


Рис. 49. Склон, расчлененный оврагами
(Приволжская возвышенность)
Фото С. В. Трояновского

по-видимому, могут способствовать современные поднятия земной коры.

Важнейшим фактором активизации эрозионных и других процессов является неправильная хозяйственная деятельность человека. В результате неумеренной распашки крутых склонов, сведения лесов, неправильного размещения дорог природный эрозионный процесс превратился в процесс ускоренной, антропогенной эрозии. Овраги, эти отвратительные и опасные язвы земли, по выражению Д. Л. Арманда, наносят огромный ущерб народному хозяйству.

Наиболее подвержены эрозии лесостепные и степные районы Среднерусской, Приволжской, Волыно-Подольской, Приднепровской возвышенностей, Западной Башкирии. На юге Среднерусской возвышенности эродированные земли занимают около 59% всей площади (С. И. Сильвестров). В Воронежской области площадь оврагов и промоин ежегодно увеличивается на 4—5 тыс. га, в Орловской — на 2 тыс. га (Арманд, 1964). В Поволжье, Башкирии, Молдавии площади со смытыми и размытыми почвами занимают не менее половины сельскохозяйственных земель. Необычайной густоты — около 80 км/кв. км — достигает густота овражной сети в Среднем Приднестровье; эти участки с рельефом типа бедленд нуждаются в немедленном залесении.

Наряду с водной эрозией на Русской равнине развивается дефляция — выдувание почв. На Северном Кавказе, юге Украины, в Нижнем Поволжье, в Башкирии нередки пыльные бури. В марте — апреле 1960 г. в результате сильных пыльных бурь на юге Русской равнины был уничтожен слой почвы толщиной до 7—10 см.

Вдоль крутых правых берегов Средней и Нижней Волги, Днепра (между Киевом и Кременчугом), Дона, Днестра и многих других рек происходит интенсивный подмыв берегов (со скоростью до нескольких метров в год), развиты оползневые процессы. Активные, обширные по размерам оползни представляют большую угрозу населенным пунктам, дорогам. Сильно активизировались оползневые процессы в результате создания крупных водохранилищ на реках Русской равнины. После создания Куйбышевского, Цимлянского водохранилищ начался активный процесс переработки их берегов волновыми и другими процессами. Извилистая линия берегов водохранилищ стала быстро сокращаться. По данным

С. Л. Вендрова (1966), только за четыре года (1959—1963) длина берегов Куйбышевского водохранилища уменьшилась на 400 км — с 2500 до 2100 км, — т. е. на 16%. Длина берегов Цимлянского водохранилища за период с 1952 по 1961 г. сократилась на 24%.

В процессе спрямления берегов водохранилищ сильно увеличивается доля абразионных берегов, наиболее неблагоприятных для хозяйственного использования. На Каховском водохранилище из-за переработки берегов абразией, оползнями, просадками потеряно около 1300 га земли, на Куйбышевском — 3446 га, на Цимлянском — свыше 5 тыс. га. Процесс интенсивного изменения берегов водохранилищ не затухает. Период развития берега по законам неустановившегося режима, как отмечает С. Л. Вендров, оказался больше, чем предполагалось при проектировании водохранилищ. Выявилось также немало районов, где из-за неблагоприятных геоморфологических и гидрогеологических условий стабилизации практически не приходится ожидать, если не принимать специальных мер по закреплению берега и охране береговой зоны.

Глава 5
УРАЛ

. . . длинные цепи Уральского хребта тянутся сплошной стеной и тонут в тумане на юге. Здесь целая панорама гор, то покрытых густыми лесами, то неприветливо холодных, сплошь заваленных массами обломков скал.

А. Е. Ферсман

Орография и морфоструктура

Общий обзор. Узкая полоса каменного пояса Урала, вытянутая в меридиональном направлении от Карского моря до арало-каспийских пустынь, зажата между обширными равнинными пространствами Европейской части СССР, Сибири и Средней Азии. О промежуточном, переходном положении Урала можно говорить не только в прямом, но и в переносном смысле. Урал — пояс средне- и низкогорного рельефа, но по многим особенностям строения и развития он сходен с окружающими платформенными равнинами. Поэтому описание Урала в разделе этой книги, посвященном области равнин, плато и плоскогорий СССР, оправдано не только его географическим местоположением, но имеет и определенное историко-генетическое обоснование.

В наиболее общем плане Урал можно рассматривать как целостное морфоструктурное поднятие. В поперечном его сечении выделяется осевая, наиболее приподнятая часть и асимметричные склоны. Западный склон более длинный и пологий; он постепенно снижается к Русской равнине, как бы давая ответвления в виде кряжей Чернышева, Тиманского, Уфимского плато. Восточный склон более короткий и резкий; местами он обрывается к Западно-Сибирской равнине четким уступом — выраженным в рельефе разломом (в бассейне Лозьвы высота уступа свыше 100 м).

Меридиональное поднятие Урала общей длиной около 2800 км естественно вписывается в систему морфоструктурных волн того же направления, развитых на Русской равнине. Вместе с тем, как указывал еще А. П. Кар-

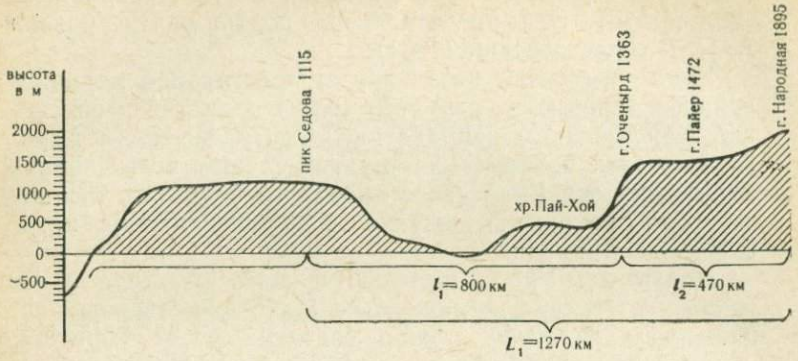
пинский, в геологической структуре Урала отразились поперечные дислокации. Большую роль широтных волн в новейшей структуре Урала отметил Н. А. Преображенский (1948). Эти представления поддержал и развил А. П. Рождественский (1971).

Урал пересекают почти вкрест простирания меридиональных герцинских структур волны поднятий и опусканий субширотного направления. Орографическим выражением этих поперечных структур служат повышения и понижения оси Уральского линейного поднятия. Широтные волны находят выражение и в рельефе смежных платформенных равнин.

Вдоль оси Урала выделяются пять участков пониженных и столько же поднятых. Наиболее северным пониженным участком можно считать хребет Пай-Хой, высота которого не превышает 467 м. От орографического узла с вершиной Оченырд (1363 м) начинается повышенный участок Полярного Урала с максимальными высотами в районе горы Народной, в Приполярном Урале. Гора Народная (1895 м) — самая высокая вершина Урала — находится в орографическом узле, где сосредоточено несколько крупных вершин: Неройка (1646 м), Сабля (1425 м), Тельпосиз (1617 м) и др. От этого же горного узла отходит наиболее северное ответвление Урала — кряж Чернышева. На широте орографического узла горы Народной в пределах Русской равнины лежит наиболее поднятый участок Тимана (до 463 м). Все эти орографические элементы можно объединить в одну широтную зону поднятия (см. рис. 50).

Между двумя расширенными и повышенными участками Урала — районами Оченырда и горы Народной, верховья рек Сыни и Войкара,— выделяется суженный и относительно невысокий участок Полярного Урала. Ему соответствует понижение, тянущееся несколько южнее Полярного круга и хорошо выраженное в рельефе Печорской низменности и Тимана.

От горы Тельпосиз начинается область Северного Урала, продолжающаяся на юг до района Конжаковского Камня (1569 м), Косьвинского Камня (1519 м) и Денежкина Камня (1492 м); от орографического узла «трех камней» отходит Тиманский кряж. Этот расширенный и повышенный участок Урала лежит на широте Северных Увалов и объединяется с ними в единую широтную зону поднятия. Пережим горного пояса Урала между Тельпо-



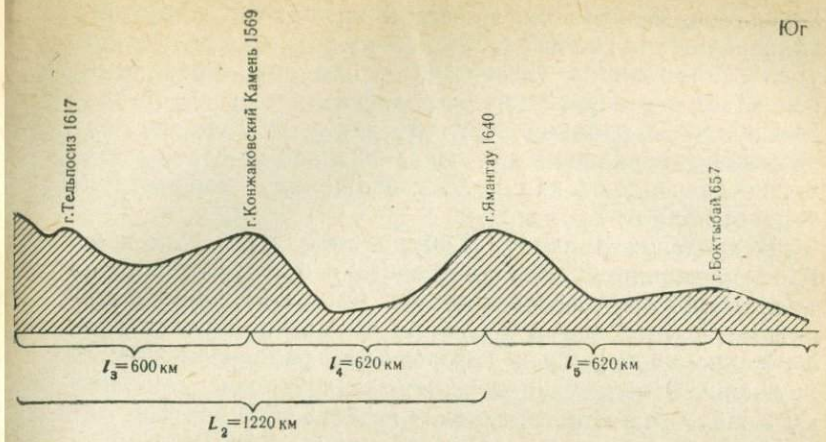
Р и с. 50. Профиль вдоль оси Урала; выделены орографические волны

сизом и Конжаковским Камнем, в районе Печоро-Илычского заповедника, отвечает пониженной полосе поверхности Русской равнины между Северными Увалами, с одной стороны, и Тиманским кряжем и Двинско-Мезенской возвышенностью — с другой.

Область Среднего Урала может рассматриваться как следующее погружение оси уральской морфоструктуры, расположенное между высокими горными узлами Северного и Южного Урала. В рельефе Русской равнины понижению Среднего Урала соответствует широтная ложбина, занятая средним течением Волги (от Горького до Казани) и нижним отрезком Камы.

Наибольшей шириной и сложностью строения рельефа отличается орографический узел Южного Урала с вершинами Ямантау (1640 м) и Иремель (1582 м) и ответвлением в виде Уфимского плато. Южно-Уральское поднятие оси горного пояса лежит в одной широтной зоне с крупнейшими возвышенностями южной половины Русской равнины — Бугульминско-Белебеевской, Приволжской, Среднерусской. В эту же широтную зону поднятий входят Тургайское плато и Казахский мелкосопочник.

Южнее широтного колена реки Белой хребты Южного Урала снижаются и переходят в Южно-Уральскую нагорную равнину (по Герасимову, 1948), или Зилаирское плато. В районе широтного колена реки Урал намечается



еще одно поперечное понижение горного пояса. Последним, наиболее южным повышением оси этого пояса можно считать низкогорный кряж Мугоджары с вершиной Бол. Боктыбай (657 м).

На гипсометрическом профиле, построенном вдоль оси Урала (рис. 50), видна замечательная геометрическая правильность в размещении повышений и понижений. Длины «волн», образуемых вершинами и седловинами, выдерживаются в пределах 500—800 км. Можно выделить также волны более крупного размера, гребнями которых служат орографические узлы Южного Урала, горы Народной и пика Седова (1115 м) на Новой Земле — орографическом и геоструктурном продолжении Урала. Длины этих волн первого порядка — около 1200—1300 км. Заметим, что, согласно морфометрическим исследованиям В. В. Пиотровского (1963), такие размеры весьма характерны для горных хребтов самого различного происхождения и возраста; они выдерживаются, например, при сопоставлении протяженности Большого Кавказа, гор Бырранга, Камчатского полуострова и др. В свете этой закономерности Урал можно рассматривать в качестве двух хребтов «нормальной» длины, нанизанных на одну меридиональную ось.

При очень тесной, органической связи между волнообразными деформациями Урала и Русской равнины не отмечается подобной связи Урала и равнины Западной Сибири. Восточная часть Уральской складчатой полосы,

хорошо видимой на геологической карте, как бы обрублена и опущена. Геологическое продолжение Урала — Зауральская равнина (откопанный, или абрадированный, пенеплен) — относится не к Уральским горам, а к Западно-Сибирской равнине. Крупные черты рельефа последней сформировались в значительной мере по своему плану, не связанному или мало связанному с морфоструктурным планом Урала.

В пределах Западной Сибири выделяется, как и на Русской равнине, решетчатая система широтных и меридиональных орографических волн (см. гл. 6). Однако широтные волны Западной Сибири отнюдь не служат продолжением поперечных деформаций Урала. Напротив, к крупнейшей области поперечного погружения — Среднему Уралу — с востока подходит гребень субширотной Васюганско-Тобольской волны поднятия Западно-Сибирской равнины. Волнообразные деформации Западной Сибири более молодые и активные, чем широтные деформации Урала и Русской платформы.

Недавно начавшееся формирование молодой волны поднятия на месте прежней волны погружения сопровождается, видимо, перестройкой морфоструктуры и взламыванием складчатого субстрата Среднего Урала.

С этими противоречивыми явлениями, по-видимому, связаны такие события, как недавнее образование зияющей трещины земной коры в районе г. Камышлова, вызвавшей деформацию железнодорожного полотна, складских помещений. В свете изложенного находит объяснение и парадоксальный факт повышенной (до 6 баллов) сейсмичности полуплатформенного Среднего Урала при более спокойном сейсмическом режиме горных областей Южного и Северного Урала.

Морфоструктурные элементы и проблема их происхождения. Чередование горных узлов и понижений вдоль оси Урала придает его основным морфоструктурным элементам крайне неоднородный характер. Участки воздымания оси имеют горный, орогенический облик.

Погружения оси Урала можно рассматривать как участки, развивавшиеся в заключительные этапы своей истории по платформенному типу (Рождественский, 1971). В последнее время разгорелась дискуссия по вопросу о том, является ли Урал в целом областью горообразования или платформой (с остаточным горным рельефом). Выдвинутый А. П. Рождественским новый подход

к проблеме, наиболее правильно, с нашей точки зрения, отражающий специфику Урала, состоит в том, чтобы признать его сложным гетерогенным образованием, включающим как орогенические, так и платформенные области.

Наиболее типичным участком платформенного типа является Средний Урал. Для него характерны спокойный мягкий увалистый (или грядово-лощинный, по И. П. Герасимову) рельеф, небольшие высоты. Перевальная точка между европейской и азиатской станциями железной дороги Москва — Свердловск имеет всего 411 м абс. высоты; несколько южнее высота водораздельного увала — всего 330 м. Повторное нивелирование по линии Вологда — Киров — Пермь — Свердловск показало, что по величинам современных тектонических движений Средний Урал не отличается от смежных частей Русской платформы (Сетунская, 1961).

Южноуральский и другие горные узлы характеризуются не только повышенным гипсометрическим положением (свыше 1,5 км), но и своеобразной структурой рельефа, присущей горным странам. Зона Уральского кряжа, как называют ее свердловские геоморфологи (А. П. Сигов, Л. А. Гузовский и др.), состоит из чередования линейно ориентированных, почти параллельных хребтов, гряд. Общее число их варьирует, достигая максимума — 15 рядов — на Южном Урале (В. П. Семенов-Тян-Шанский). Глубины расчленения достигают 0,7—0,9 км, местами превышают 1 км. Повторное нивелирование по линии Сызрань — Уфа — Челябинск указывает на заметные поднятия Южного Урала в современную эпоху, достигающие 6 мм/год (относительно района Сызрани) (А. П. Рождественский, Ю. Е. Журенко).

Линейное расположение хребтов Уральского горного пояса отражает геологическую структуру герцинского складчатого пояса, представленную системой антиклинориев и синклинориев преобладающего меридионального направления. В рельефе современной поверхности Урала древние складчатые структуры получили сложное и неодинаковое в разных местах выражение. Так, для Южного Урала (к северу от широтного колена реки Белой) отмечается прямое соотношение современных орографических и гидрографических элементов с геоструктурой (Олли, Рождественский, 1959). Однако для многих других районов отмечается инверсионный тип отражения в рельефе структурных форм (синклинальные хребты и

гряды, антиклинальные депрессии). В пределах пенепленизированных участков (нагорных равнин, фрагментов денудационных поверхностей) геологические структуры не находят в рельефе определенного выражения.

Уральский кряж относится к числу старых гор, давно вступивших на путь континентального развития и подвергшихся глубокой денудации. Для Урала характерно поэтому широкое развитие положительных и отрицательных форм рельефа, образованных в ходе денудационной препарировки складчатых структур и непосредственно отражающих распространение более стойких или относительно податливых к денудации пород. Например, многие массивы Среднего и Южного Урала образованы устойчивыми против денудации основными и ультраосновными породами (горы Крака); на линейных структурах отпрепарированы вытянутые хребты и кряжи (Борисевич, 1960). Для Полярного, Приполярного и Северного Урала В. А. Варсанофьева (1963) отмечает явно выраженную зависимость высоты горных хребтов от состава пород и приуроченность наиболее высоких вершин к выходам устойчивых кварцитов, габбро и диабазов.

Какова природа отдельных горных цепей и массивов Урала? По этому вопросу высказывались диаметрально противоположные взгляды. В. А. Варсанофьева, Д. В. Борисевич, А. А. Малахов и другие исследователи Урала рассматривали хребты и кряжи Урала только как литологически обусловленные формы, возникшие в результате денудационной препарировки структур на фоне общего сводового поднятия. Согласно представлениям С. Г. Боча, И. И. Краснова, отдельные хребты Урала являются блоками земной коры, испытавшими в новейшее время дифференциальные поднятия по линиям унаследованных или вновь возникших разломов.

Острота дискуссии между сторонниками «денудационной» и «тектонической» гипотез обусловлена в значительной мере большой трудностью разграничения роли разных факторов образования рельефа. Так, антиклинальные структуры, которые могли испытать новейшее поднятие, сложены в ядре устойчивыми породами; влияние тектонических движений и устойчивости пород при этом суммируется. Специальных исследований с применением точных методов в подобных случаях проведено пока недостаточно. Нельзя не согласиться с Д. В. Борисевичем (1960), когда он заявляет: «О поднятии этих хреб-

тов не может быть и речи, так как террасы речных долин, пересекающих эти хребты, не имеют никаких признаков деформаций» (стр. 19). Однако профилирование террас с целью выявления деформаций проведено далеко не во всех долинах. Не осуществлено пока и систематическое сопоставление элементов рельефа и геоструктуры Урала с целью выделения различных типов морфоструктурных образований.

Проблему происхождения хребтов и массивов Урала все еще нельзя считать решенной, но острота противоречия между двумя крайними концепциями все же смягчается. Так, Д. В. Борисевич (1960) признает определенную роль движений по разломам в формировании хребтов Урала, хотя и отмечает, что амплитуда движений по разломам невелика и не они определяют основные черты геоморфологического строения.

В целом накапливающийся материал все более подтверждает особую точку зрения И. П. Герасимова (1948). Признавая древний денудационный, остаточный характер горного рельефа Урала, И. П. Герасимов отмечал вместе с тем наличие здесь послемезозойских неравномерных деформаций земной коры и местных поднятий отдельных горных массивов.

К этим представлениям близки взгляды Н. И. Николаева (1962), который относит Урал не к возрожденным, а всего лишь к омоложенным горам, сходным с остаточными платформенными горными кряжами, испытавшими некоторое обновление в неоген-четвертичное время.

Роль тектонического и денудационного факторов в обособлении хребтов, кряжей, массивов Урала была, по-видимому, неодинакова в разных морфоструктурных областях Урала — с платформенным и слабым орогеническим режимом движений земной коры. А. П. и В. А. Сиговы, Л. А. Гузовский, В. С. Шуб и другие (1966) выделяют в зоне кряжа Урала два типа морфоструктур: 1) остаточные горы (пассивные морфоструктуры), распространенные преимущественно в осевой части Среднего Урала, а также на западном и восточном склонах зоны кряжа; 2) приподнятые горные массивы (активные морфоструктуры), характерные для Южного Урала, Северного и примыкающей к нему части Среднего Урала.

Наличие дифференциальных подвижек отдельных морфоструктур Южного Урала подтверждается материалами повторного нивелирования. По А. П. Рождествен-

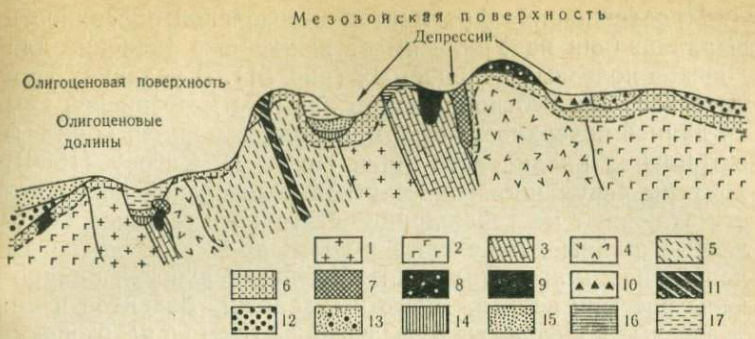
скому и Ю. Е. Журенко (1962), антиклинальный хребет Аджигардак и Сулеймановская антиклиналь характеризуются более высокими скоростями современных тектонических движений, чем разделяющая их Симская мульда. Резкий скачок (в сторону повышения) скоростей современных движений при переходе от Предуральского прогиба (3—4 мм/год) к складчатому Уралу (6—6,5 мм/год) связывается с современной активностью Ашинского разлома. А. П. Рождественский и Ю. Е. Журенко отметили современные дифференциальные движения складчатых структур Урала. Мугоджарский антиклинорий поднимается сейчас, например, со скоростью около 6 мм/год, тогда как Челкарский прогиб, где скорость не превышает 2,5 мм/год, значительно отстает в своем поднятии.

Для более глубокого понимания закономерностей строения и развития рельефа Урала необходимо обратиться к анализу его геоморфологической истории.

Основные этапы геоморфологического развития

Уральские горы занимают крайнюю восточную полосу обширного Урало-Монгольского (по М. В. Муратову) геосинклинального пояса. Складчатость и горообразование, проявившиеся здесь в конце палеозоя (поздний карбон — пермь), охватили не только область современного Урала, но и более восточные области, принадлежащие теперь Западно-Сибирской равнине. В триасе, в условиях общего поднятия и осушения территории, сформировавшаяся горная страна стала подвергаться усиленной денудации. К триасу относятся также резкие движения по линиям глубинных разломов, сопровождавшиеся излиянием лав (А. П. Сигов). Главным геоморфологическим проявлением этих событий было обособление Уральских гор в близком к современному виде в результате опускания восточной части складчатого орогенического пояса, поверхность которого составляет ныне фундамент Западно-Сибирской платформенной равнины.

История современного рельефа Урала охватывает весь мезо-кайнозой. В геоморфологическом развитии важную роль сыграли не только новейшие (неоген-четвертичные), но и новые движения. В юрском и меловом периодах, в условиях затухания орогенических процессов и трансгрессий морей, рельеф герцинского Урала подверг-



Р и с. 51. Основные поверхности выравнивания Урала и связанные с ними полезные ископаемые (по А. П. Сигову):

1 — гранитоиды; 2 — эффузивы, преимущественно основные; 3 — известняки; 4 — ультрабазиты; 5 — прочие породы; 6 — мезозойская и олигоценовая коры выветривания; 7 — никелевые руды; 8 — природно-легированные железные руды; 9 — бурые железняки алапаевского типа; 10 — бобовые железные руды халиловского типа; 11 — железные шляпы коренных месторождений; 12 — оолитовые железняки; 13 — бокситы; 14 — россыпи золота, алмазов, платины, пьезокварца; 15 — кварцевые пески, содержащие циркон, титановые минералы, монацит; 16 — первичные каолины; 17 — огнеупорные глины

ся значительному выравниванию. Сформировалась мезозойская, или юрско-меловая, поверхность выравнивания, фрагменты которой широко распространены на Урале. Д. В. Борисевич по наблюдениям на Среднем Урале относит окончание формирования данной поверхности к раннему мелу. М. С. Калецкая (1966) на Полярном Урале датировала соответствующую поверхность поздним мелом. Здесь было отчетливо видно полигенетическое строение поверхности выравнивания. Денудационный уровень, срезающий складчатые породы Уральских гор и фиксированный мощной корой выветривания, по направлению к западу — в Печорской низменности — постепенно переходит в древнеаккумулятивную равнину, сложенную морскими отложениями позднего мела.

Над юрско-меловой поверхностью Урала возвышаются хребты и массивы, имеющие нередко выровненную вершину. В ряде случаев они могут рассматриваться как поднятые по разломам участки мезозойской поверхности. В целом, однако, намечается существование более высокого денудационного уровня, возраст которого В. А. Варсанофьева, Г. В. Вахрушев, Д. В. Борисевич определяют как раннетриасовый или позднепермский.

Прослеживание фрагментов мезозойской поверхности выравнивания на Урале имеет важнейшее значение для поисков полезных ископаемых (рис. 51). В условиях тропического или субтропического климата мезозойской эры на данной поверхности сформировалась мощная кора выветривания каолинового типа. По А. П. Сигову (1969), контуры денудационных участков мезозойской поверхности включают месторождения остаточного генезиса («железные шляпы», никелевые руды и др.). К продольным депрессиям в пределах мезозойской поверхности приурочены россыпи золота, платины, залежи бокситов и др. Железные и никелевые руды связаны также с мезозойскими карстовыми впадинами. Оолитовые железные руды осадочного генезиса приурочены к аккумулятивным участкам мезозойской поверхности (рис. 51). Как видно, несмотря на общую выровненность Урала, в мезозое здесь существовал сложный, полигенетический рельеф, оказавший большое влияние на континентальное осадконакопление и образование месторождений полезных ископаемых.

Мезозойская поверхность Урала в настоящее время приподнята на Среднем и Южном Урале до 400—500 м. Поднятие и расчленение этой поверхности началось с конца позднего мела, когда стала формироваться линейная морфоструктура Урала. После относительно кратковременного поднятия и эрозионного вреза (амплитудой порядка 100 м) Урал испытал вновь этап выравнивания рельефа, завершившийся формированием палеогеновой (олигоценовой, или олигомиоценовой) поверхности выравнивания. Современная ее высота — порядка 300 м — близка к высоте поверхности того же возраста в Поволжье и Заволжье, что говорит о близких значениях амплитуд послепалеогенового поднятия Урала и Русской платформы.

Палеогеновая поверхность выравнивания формировалась в условиях умеренно теплого климата, способствовавшего химическому выветриванию. Поверхность фиксирована корой выветривания каолинового (гидрослюдисто-каолинового) типа не слишком большой мощности. Как отмечает А. П. Сигов (1969), несмотря на относительную кратковременность, металлогеническая эпоха, связанная с образованием палеогеновой поверхности выравнивания, мало уступает мезозойской в отношении богатства полезными ископаемыми. В отличие от мезозойской палеоге-

новая поверхность почти не несет полезных ископаемых остаточного генезиса. Это объясняется тем, что за недолгий срок образования палеогеновой коры выветривания промышленные концентрации ценных минералов накопиться в ней не успели.

К олигоценовой поверхности приурочены в основном осадочные месторождения, образовавшиеся за счет переотложения материала как палеогеновой, так и мезозойской коры выветривания (рис. 51). В олигоценовых долинах распространены россыпи золота, алмазов, никелевые руды, огнеупорные глины, кварцевые пески. В карстовых впадинах имеются бурые железняки. Как и мезозойская, олигоценовая поверхность имеет полигенетическое (денудационно-аккумулятивное) строение. К аккумулятивным участкам поверхности приурочены титано-циркониевые россыпи, оолитовые железняки.

После окончания палеогенового геоморфологического цикла в миоцене поднятием Урала и эрозионным врезом начался новый цикл развития рельефа. Фаза восходящего развития рельефа в акчагыльское и апшеронское время сменилась фазой нисходящего развития. По глубоким, хорошо разработанным долинам Белой, Уфы, Урала воды акчагыльского бассейна подошли к западному краю Уральских гор. Сформировавшаяся в этих условиях позднеплиоценовая поверхность выравнивания была привязана к уровню ингрессии солоноватоводного бассейна. В настоящее время позднеплиоценовая поверхность на Урале имеет вид высокой террасовидной поверхности.

Д. В. Борисевич разработал теоретически и практически важный вопрос о соотношениях поверхностей выравнивания и соответствующих им по возрасту террас. На материале по рельефу Урала он показал, что террасы — следы существования древней речной сети — составляют неотъемлемый элемент денудационных поверхностей выравнивания, пенепленов. Еще В. М. Дэвис указывал, что поверхность пенеплена не идеально плоская, а представляет собой волнистую равнину, включающую элементы водораздельных пространств и речных долин. Д. В. Борисевич выделил древние террасы, генетически связанные с палеогеновой и мезозойской поверхностями выравнивания Урала. В бассейне реки Белой отметки палеогеновой поверхности междуречий составляют 280—320 м, а соответствующая ей по возрасту терраса располагается на отметках 270—280 м.

Надо заметить, что другие исследователи оспаривают выводы о сохранности мезозойских и палеогеновых террас в долинах рек Урала (VIII—V надпойменных террас, по Д. В. Борисевичу). Большинство специалистов относит V надпойменную террасу относительной высотой до 70—90 м к третичному времени. Более низкие (VI—I) террасы датируются плейстоценом. Начало накопления аллювия IV террасы относится к лихвинской межледниковой эпохе, окончание формирования террасы и эрозионный врез — к эпохе днепровского оледенения (см. табл. 6). Более низкая III терраса рассматривается как одинцовско-московская, II терраса — как микулинско-калининская. С молого-шекснинским межледниковьем (интерстадиалом) связывается начало накопления толщи I террасы, образование которой завершилось в осташковское время («Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала», 1965 г.).

Как видно, закономерность формирования четвертичных террас Урала в принципе та же, что и на Русской равнине. Основная масса аллювия накапливалась в межледниковые эпохи, окончание формирования террас приходилось на эпохи оледенений. Это указывает на важную роль изменений климата в регулировании хода эрозионно-аккумулятивных процессов как Русской платформы, так и Урала.

Тектонические движения, преимущественно поднятия, интенсивность которых стала сильно нарастать в новейшее (неоген-четвертичное) время, вносили различные усложнения в «климатическую схему» циклов террасообразования. В районах Урала, отличающихся повышенной тектонической подвижностью, возрастают относительные высоты террас, появляются дополнительные террасовые уровни. С прогрессивным поднятием Урала в четвертичном периоде связано широкое развитие цокольных террас. При этом, как показала В. Л. Яхимович, в цоколе II надпойменной террасы в долинах рек Южного Урала нередко залегают не коренные породы, а более древние аллювиальные толщи (III, IV террас). Такие сложные взаимоотношения разновозрастных аллювиальных свит весьма затрудняют изучение террас и датировку их возраста.

Как и поверхности выравнивания, террасы рек Урала представляют большой интерес для поисков полезных ископаемых. К аллювиальным отложениям в долинах рек

Урала приурочены россыпные месторождения золота, платины, алмазов, титаносодержащих минералов и др. Геоморфологический анализ составляет важнейший элемент поисков россыпей. Так, в связи с особенностями новейших тектонических движений закономерности распределения россыпей неодинаковы в пределах восточного и западного склонов Урала (Д. В. Борисевич, А. А. Кухаренко). Восточная граница Урала имеет чисто тектонический характер и разделяет область новейшего поднятия Урала и область опускания Западной Сибири. При переходе к Западно-Сибирской равнине относительные высоты террас уменьшаются, а затем террасы опускаются ниже уреза («ножницы» террас).

Наиболее богатые месторождения приурочены здесь к верховьям долин, где высокие террасы сильно размыты и возникли россыпи, приуроченные к нижним террасам и руслу водотоков. Ниже по течению условий для перемыва аллювия и накопления тяжелых минералов не создавалось.

На западном склоне Урала перекрещивания террас типа «ножниц» не наблюдается; в новейшее время Урал и Русская платформа согласно поднимались, и Урал лишь немного опережал платформу. Закономерность размещения россыпей здесь иная, чем на восточном склоне. Наиболее богатые россыпи на западном склоне приурочены к нижним и средним отрезкам рек, где долины оказались сильно размытыми, и тяжелые минералы скопились в отложениях низких террас и особенно в русловом аллювии. В верховьях, напротив, сохранились древние широкие долины, еще не затронутые молодым врезанием, и наибольшее количество алмазов и других ценных минералов сосредоточено в отложениях высоких древних террас.

Важным элементом рельефа Урала являются продольные депрессии — вытянутые на большие расстояния понижения между хребтами. Продольные депрессии имеют эрозионно-тектоническое происхождение и представляют собой древние речные долины, заложенные во многих случаях вдоль разломов. Древние долины Урала являются участками накопления обломочного материала, богатого ценными компонентами.

Существует представление, что первоначально на Урале господствовала меридиональная речная сеть, а свое современное ортогональное, коленчатое строение сеть

приобрела позднее в результате выработки широтных долин и перехватов. А. П. Сигов считает, что подобные перестройки сети на западном склоне Урала происходили на рубеже между поздним мелом и палеогеном, а на восточном склоне — в плиоцене. По А. И. Олли и А. П. Рождественскому (1959), контуры речной сети Южного Урала весьма древние: они сложились еще в начале мезозоя (а частью и в перми) и сохранились до сих пор без существенной перестройки. Исключение составляет только явно молодой широтный отрезок долины реки Урал. Древность широтных отрезков многих других долин рек Урала обосновывает Д. В. Борисевич.

Северные районы Урала в четвертичном периоде подверглись оледенению. В настоящее время получает признание идея синхронности оледенений Урала с трансгрессиями моря (Л. С. Троицкий, 1964). На протяжении значительной части четвертичного периода существовали обширные эпиконтинентальные морские бассейны — Урало-Тиманский и Западно-Сибирский, — разделенные узким Уральским полуостровом. По представлениям Л. С. Троицкого, оледенению подвергалась только западная половина Полярного и Приполярного Урала. Оледенение не носило покровного характера, как считают другие исследователи, а было представлено лишь долинными и карровыми ледниками. Эпохи похолодания и развития ледников на Урале были в основном синхронны оледенениям Русской равнины (см. гл. 4).

Морфоскульптурные области

Урал вытянут почти на 24° по широте, от тундр побережья Северного Ледовитого океана до полупустынь Арало-Каспийской области. В связи с этим морфоскульптура Урала подобно морфоскульптуре соседних с ним равнинных стран обнаруживает отчетливо выраженную широтную зональность. Проявление широтной зональности обусловлено не только тем, что Урал пересекает весьма разнородные климатические (физико-географические) зоны, но и морфоструктурными особенностями этого горного пояса. Преимущественно средне- и низкогорный характер рельефа Урала не затушевывает (как не затушевывал и в геологическом прошлом) смену природных условий в направлении с севера на юг. Таким образом,

основная особенность морфоскульптуры Урала — широтная поясность — в значительной мере предопределена его морфоструктурой.

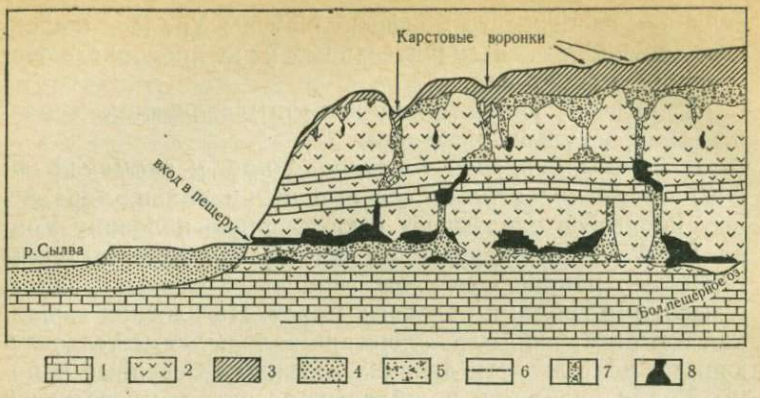
В пределах Урала можно выделить следующие основные морфоскульптурные зоны.

1. *Зона ледниковой (экзарационной и аккумулятивной) морфоскульптуры* и современных нивально-мерзлотных процессов охватывает всю северную половину Урала. По А. Г. Чикишеву (1966), для этой зоны характерны хорошо сохранившиеся кары, типичные троговые долины с высокими грядами конечных морен. На плоских вершинах гор разбросаны эрратические валуны, свидетельствующие о деятельности древних ледников. Северные районы Урала находятся в области развития многолетней мерзлоты, что определяет широкое развитие нагорных террас на сглаженных вершинах, солифлюкционных процессов — на склонах, термокарстовых явлений — по долинам рек.

2. *Зона эрозионно-денудационной и карстовой морфоскульптуры* включает часть Северного Урала, весь Средний и Южный Урал с гумидным климатом. Основные черты морфоскульптуры повсеместно созданы здесь деятельностью рек, временных водотоков. Склоновые процессы развиваются в современную эпоху без заметного участия солифлюкции, что обусловлено отсутствием вечной мерзлоты. Интенсивность склоновых процессов ослаблена в целом большой залесенностью данной зоны.

Характерную особенность морфоскульптуры рассматриваемой зоны составляют карстовые формы, особенно широко распространенные на Среднем Урале. Длительное развитие карстовых процессов на протяжении всего мезо-кайнозоя обусловило сложное строение карстовых форм. По мере тектонического поднятия Урала и снижения уровня грунтовых вод снижался и уровень образования карстовых полостей, что нашло отражение, в частности, в ярусном строении карстовых пещер. Например, знаменитая Кунгурская пещера включает три яруса карстовых полостей, связанных с террасами долины Сылвы (рис. 52). Для карстовых областей Урала характерно также распространение многочисленных провалов, воронок. Реки «уходят под землю», а затем вновь появляются в нескольких километрах ниже по течению.

3. *Зона семиаридной морфоскульптуры* охватывает Мугоджары, равнину Зауралья. Эта область с сухим рез-



Р и с. 52. Разрез Ледяной горы и Кунгурской пещеры от реки Сылвы до Большого пещерного озера в гроте «Дружба народов» (по В. С. Лукину, Д. В. Рыжикову и А. В. Турышеву, 1955):

1 — известняки и доломиты; 2 — гипсы и ангидриты; 3 — глинистые отложения древних террас; 4 — отложения молодых террас; 5 — карстовая брекчия и глыбово-глинистые осыпи и обвалы; 6 — уровень подземных вод; 7 — вертикальные каналы (трубы); 8 — гроты и другие подземные полости

ко континентальным климатом отличается разреженной речной сетью, распространением степной растительности. Рельеф увалистый, местами мелкосопочный, развита сеть суходолов («ложков»), на вершинах и склонах сопок распространены скалистые останцы.

Вертикальная поясность морфоскульптуры, характерная для горных стран, на Урале выражена, но не везде отчетливо (например, она почти незаметна на полуплатформенном Среднем Урале). Более четко вертикальная поясность выражена в пределах орогенических участков — горных узлов. Г. В. Вахрушев (1959) в пределах Южного Урала выделил три вертикальных пояса.

1. Верхний пояс гольцовой денудации развит на высотах более 0,9—1,1 км и поднимается до 1,5—1,6 км (вершины Иремель и Ямантау). Морфологический ландшафт здесь составляют гольцы в виде скалистых останцов разной величины и причудливой формы. Склоны гольцов осложнены нагорными террасами. Останцы как бы тонут среди каменных россыпей, которые на крутых склонах переходят в осыпи, часто спускающиеся вниз в виде «каменных потоков» — курумов. Процессы интенсивного физического выветривания и выноса материала, протека-

ющие в современную эпоху, развивались здесь и на протяжении всего ледникового периода.

2. Средний пояс денудации и аккумуляции (с преобладанием последней), по Г. В. Вахрушеву, охватывает интервал высот от 0,9—1,1 км до 0,6—0,9 км над уровнем моря. Этот преимущественно лесистый пояс включает пологие склоны и пьедесталы высоких гор, плоские нагорья и межгорные понижения, в которых накоплены мощные толщи делювия, пролювия и других отложений, образовавшихся за всю длительную мезо-кайнозойскую историю рельефа Урала. Процесс накопления и переотложения рыхлого материала, поступающего из верхнего пояса, продолжается и в современную эпоху.

3. Нижний пояс речной эрозии и аккумуляции (с преобладанием первой) охватывает, по Г. В. Вахрушеву, средние и нижние участки речных долин, которые вследствие регрессивной эрозии, вызванной молодыми поднятиями Южного Урала, оказались врезанными в палеозойские и допалеозойские породы на 100—200 м ниже уровня межгорных впадин и платообразных междуречий средней зоны. Морфология этих участков долин во многом зависит от геоструктуры и литологии размываемых пород. Продольные долины, приуроченные к синклинальным понижениям, как правило, шире поперечных, пересекающих антиклинорные зоны. Поперечные долины, пересекающие устойчивые к размыву породы, представляют собой типичные горные реки с крутым порожистым руслом и узкими крутыми бортами.

В прекрасном описании реки Чусовой у Д. Н. Мамина-Сибиряка сказано: «Главную красоту чусовских берегов составляют скалы, которые с небольшими промежутками тянутся сплошным утесистым гребнем. Некоторые из них совершенно отвесно поднимаются вверх, сажен на шестьдесят, точно колоссальные стены какого-то гигантского средневекового города». На крутых поворотах реки возникают, «точно зубы гигантской челюсти», скалистые утесы — «бойцы».

Резкий морфологический контраст составляют верхний и средний пояса Урала с их выровненным, сглаженным рельефом и нижний пояс глубоко врезанных долин и крутых склонов. Если смотреть сверху, вершины хребтов сливаются в удивительно ровную вершинную поверхность. Чтобы увидеть горы, надо спускаться с поверхности водораздельной почти равнины. Выражение

«подняться в горы» здесь теряет смысл, писал А. П. Рождественский (в частном письме автору) после пересечения Южного Урала.

На Северном, Полярном Урале выделяются, хотя и менее ярко, аналогичные пояса, но верхний (гольцовый) пояс Южного Урала замещается ледниково-экзарационным. Учет вертикальной поясности морфоскульптуры и современных экзогенных процессов необходим при поисках россыпных и других месторождений полезных ископаемых, при изысканиях мест для строительства железных, шоссейных дорог, при строительстве плотин, фабрично-заводских и жилых зданий.

Глава 6
ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ РАВНИНА

Уже сколько тысяч лет лежали степи, . . . лежали под небом среди других степей, гор и болот, глядели, немые, в небеса пресными, чуть солеными, солоноватыми, слезно-горькими озерами.

. . . Были леса — березовые, поразбросанные вперемежку с озерами, а по невысоким грядам золотисто-желтых крупных зерен песка были ленты сосновых боров с редким подростом.

. . . Земля из края в край. . .

. . . Что найдешь на ней на разной — не до конца степной, не до конца лесистой, не до конца болотной и травяной?

Сергей Залыгин

Орография и морфоструктура

Основные черты орографии. Расположенную между Уралом и Енисеем обширную территорию, равную по площади почти всем, вместе взятым, западноевропейским государствам, обычно называют Западно-Сибирской низменностью. Это название, однако, надо признать устаревшим, недостаточно точным: оно отражает прежние представления о якобы чрезвычайно простом, монотонном облике рельефа данной территории. Топографические и геолого-геоморфологические исследования, развернувшиеся в последние десятилетия, главным образом в связи с поисками нефти, газа и других полезных ископаемых, показали большую сложность и разнообразие орографического строения Западной Сибири. Например, заболоченные и таежные районы верховья реки Таз считались раньше почти плоской водораздельной равниной с отметками до 150 м над уровнем моря, тогда как в действительности здесь расположена крупная возвышенность с высотами более 200 м (до 285 м) с относительно густым и глубоким эрозионным расчленением.

В свете новых фактов правильнее называть рассматриваемую территорию Западно-Сибирской равниной. Подобно другим равнинным странам Западно-Сибирская равнина распадается на самостоятельные низменности и возвышенности (Кондинская, Ба-

рабинская и другие низменности, возвышенности — Верхнетазовская, Сибирские Увалы и др.). По занимаемой площади и амплитудам высот эти крупные формы рельефа вполне соизмеримы с возвышенностями и низменностями Русской и других великих равнин [1].

На рис. 53 представлена обзорная схема орографического районирования Западно-Сибирской равнины. В самом общем плане равнина имеет вогнутую форму: вдоль ее окраин тянутся возвышенности, снижающиеся к центральной части равнины, где сосредоточены наиболее крупные низменности. Характерный элемент орографии — наклонные равнины с уклоном поверхности от окраин к центру рассматриваемой территории.

Выделяется внешний пояс, относительно повышенный, и внутренняя, пониженная часть Западно-Сибирской равнины. Внешний пояс включает возвышенности — Северо-Сосьвинскую, Люлим-Вор, наклонные равнины — Туринскую, Ишимскую, Северо-Казахстанскую, Приобское плато, Чулымскую, Приаргинскую, Енисейскую, Кетско-Тымскую наклонные равнины, Верхне- и Среднетазовскую, Кетскую, Танамскую возвышенности. Внутренняя часть равнины включает такие крупные низменности, как Кондинская, Среднеобская, Нижнеобская, Надымская, Пурская, Тазовская, Барабинская.

Этот простой орографический план осложнен несколькими грядами возвышенностей, пересекающих центральную относительно пониженную часть Западно-Сибирской равнины. Главную широтную орографическую ось равнины составляет возвышенная полоса Сибирских Увалов,

---

[1] Название «Западно-Сибирская равнина» в 1968 г. утверждено междуведомственной Комиссией по географическим названиям при Главном управлении геодезии и картографии Совета Министров СССР. Утверждены 17 новых названий орографических объектов в Западной Сибири: Нижнеобская низменность, Среднеобская низменность, Верхнетазовская возвышенность, Кетско-Тымская равнина, Нижнеенисейская возвышенность, Енисейская равнина, возвышенность Тобольский Материк, возвышенность Белогорский Материк, увал Нумто, Северо-Сосьвинская возвышенность, Полуйская возвышенность, Надымская низменность, Чулымская равнина, Кондинская низменность, Туринская равнина, Сургутская низина, Туруханская низменность. Необходимость введения новых географических названий и унификации существующих диктуется быстрым хозяйственным освоением Западной Сибири. До сих пор карты этой территории были очень бедны названиями орографических элементов, что затрудняло «привязку» к местности новых нефте- и газопромыслов, разведочных партий, населенных пунктов.

тянущаяся в широтном направлении от Урала до Енисея. Она включает возвышенности Люлим-Вор, Белогорский Материк [1], увал Нумто, Верхнетазовскую возвышенность. Сибирские Увалы делят Западно-Сибирскую равнину на две части — южную и северную. Параллельную Сибирским Увалам возвышенную полосу составляют расположенные южнее Васюганская наклонная равнина и Тобольский Материк вместе с продолжающими их к западу и к востоку Тавдинско-Кондинской, Туринской и Чулымской наклонными равнинами. Назовем эту сложную широтную полосу Васюганско-Камышловским поднятием. Намечается еще одна возвышенная полоса широтного направления, расположенная к северу от Сибирских Увалов; ее образуют Ямальская, Гыданская, Юрибейская гряды и Танамская возвышенность.

Наряду с крупными элементами рельефа субширотного направления выделяются орографические элементы меридионального и близкого к нему северо-северо-западного направления. Наиболее четко субмеридиональные направления выражены в орографическом плане северной части равнины (Надымская, Пурская, Тазовская низменности; Полуйская, Ненецкая, Таз-Пурская, Среднетазовская и Хетская возвышенности). Крупные элементы рельефа меридионального и близкого к нему направлений встречаются и в южной половине равнины. В целом орографический план Западно-Сибирской равнины дает отчетливую картину наложения двух систем возвышенностей и низменностей — субмеридиональной и субширотной. На основании анализа гипсометрии поверхности представляется возможным наметить систему «орографических волн», пересекающих Западно-Сибирскую равнину в двух взаимно перекрещивающихся направлениях (рис. 54). Закономерный характер распространения этих «волн» указывает на тектоническое происхождение основных элементов рельефа Западно-Сибирской равнины.

Морфоструктурные особенности. Тектоническая природа основных орографических элементов Западной Сибири подтверждается сопоставлением гипсометрической карты земной поверхности с картой рельефа доюрского фундамента (по Э. Э. Фотиади). Несмотря на то, что поверхность фундамента Западно-Сибирской плиты, пере-

[1] Материк — местное название возвышенных междуречий.

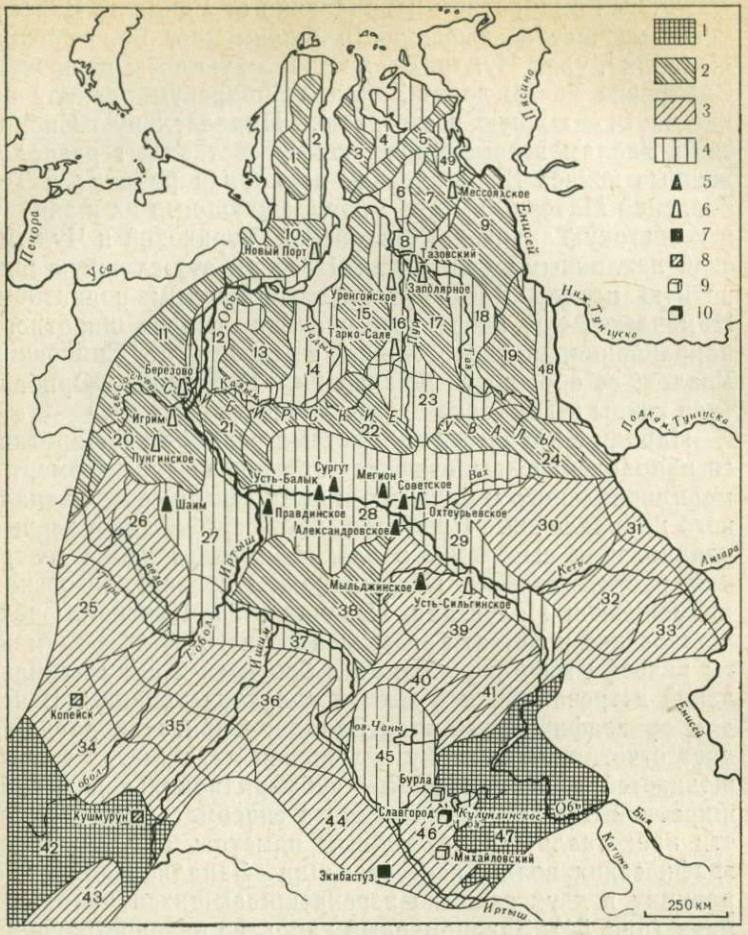


Рис. 53. Схема орографического районирования Западно-Сибирской равнины (по Ю. А. Мещерякову и М. Е. Городецкой)

Элементы орографии: 1 — плато; 2 — возвышенности; 3 — наклонные равнины; 4 — низменности

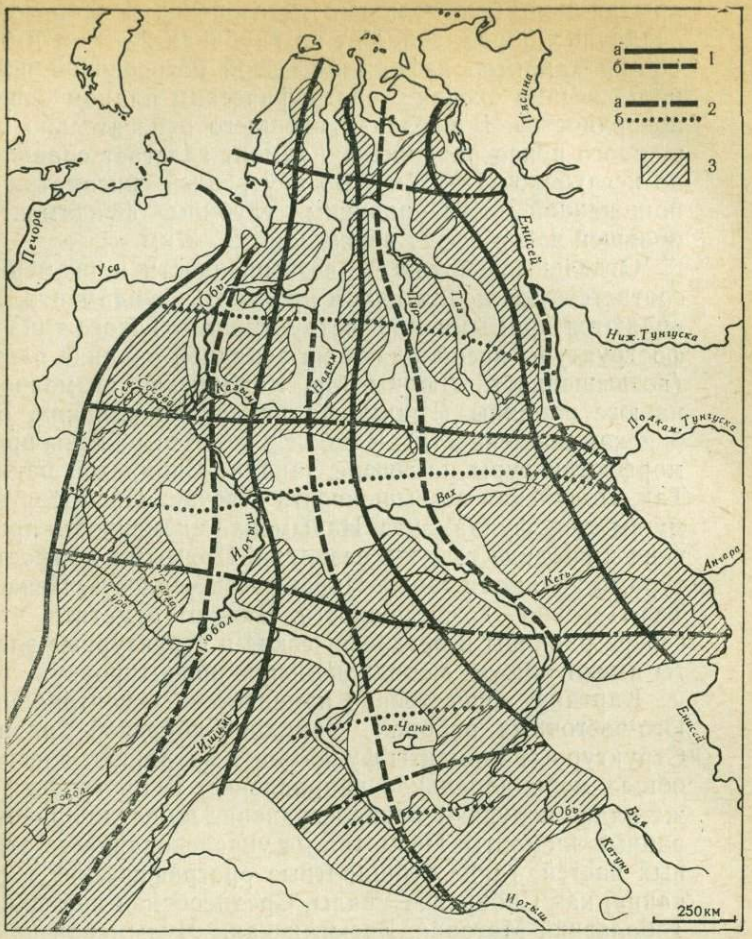
Полезные ископаемые: 5 — нефть; 6 — горючие газы; 7 — каменный уголь; 8 — бурый уголь; 9 — поваренная соль; 10 — глауберова соль. Цифрами на карте обозначены орографические единицы: 1 — Ямальская гряда; 2 — Ямальская низменность; 3 — Юрибейская гряда; 4 — Северо-Гыданская низменность; 5 — Гыданская гряда; 6 — Танамская низменность; 7 — Танамская возвышенность; 8 — Мессояхская низменность; 9 — Хетская возвышенность; 10 — Щучинская возвышенность; 11 — Северо-Сосьвинская возвышенность; 12 — Нижнеобская низменность; 13 — Полуйская возвышенность; 14 — Надымская низменность; 15 — Ненецкая возвышенность; 16 — Пурская низменность; 17 — Таз-Пурская возвышенность; 18 — Тазовская низменность; 19 — Среднетазовская возвышенность; 20 — возвышенность Люлим-Вор; 21 —

крытая мощными толщами мезозойских и кайнозойских осадочных пород, залегает на глубинах 2—3 км и более, общий характер деформаций этой погребенной поверхности весьма сходен с орографическим планом «дневной поверхности». В пределах внешнего относительно повышенного пояса равнины фундамент залегает сравнительно неглубоко (1—2 км). Во внутренней гипсометрически пониженной части равнины глубины фундамента по бо́льшей части всюду превышают 2—3 км.

Отдельные крупные возвышенности и низменности соответствуют поднятиям и прогибам фундамента, т. е. являются прямыми морфоструктурами. Такого типа морфоструктуры преобладают на западной окраине равнины (возвышенность Люлим-Вор, Кондинская низменность), на юге равнины (Ишимская наклонная равнина, Барабинская низменность). Наиболее четко выражены прямые морфоструктуры на севере Западно-Сибирской равнины. Так, Полуйская возвышенность отвечает Пасо-Полуйскому выступу фундамента, Надымская низменность приурочена к впадине того же названия. Прямыми морфоструктурами являются также Пурская низменность, Ненецкая, Таз-Пурская возвышенности. Важно отметить, что на севере равнины и орографические и структурные элементы имеют общую, меридиональную ориентировку.

Картина существенно изменяется в центральных и юго-восточных районах Западно-Сибирской равнины. Структурные элементы фундамента сохраняют здесь свое общее меридиональное направление. В орографическом же плане получают распространение широтно-ориентированные элементы. Несмотря на унаследованность отдельных частей, такие субширотные орографические образования, как Сибирские Увалы, Среднеобская низменность, Тобольский Материк, Васюганская, Чулымская наклон-

возвышенность Белогорский Материк; 22 — увал Нумто; 23 — Пякупур-Тольккинская низменность; 24 — Верхнетазовская возвышенность; 25 — Туринская наклонная равнина; 26 — Тавдинско-Кондинская наклонная равнина; 27 — Кондинская низменность; 28 — Среднеобская низменность; 29 — Обь-Тымская низменность; 30 — Кетско-Тымская наклонная равнина; 31 — Енисейская наклонная равнина; 32 — Чулымская наклонная равнина; 33 — Приарчинская наклонная равнина; 34 — Северо-Тургайская наклонная равнина; 35 — Предтургайская наклонная равнина; 36 — Ишимская наклонная равнина; 37 — Среднеиртышская низменность; 38 — возвышенность Тобольский Материк; 39 — Васюганская наклонная равнина; 40 — Северо-Барабинская наклонная равнина; 41 — Барабинско-Пихтовская наклонная равнина; 42 — Тургайское плато; 43 — Южно-Тургайская наклонная равнина; 44 — Северо-Казахская наклонная равнина; 45 — Барабинская низменность; 46 — Кулундинская наклонная равнина; 47 — Приобское плато; 48 — Туруханская низменность; 49 — Нижне-Енисейская низменность



Р и с. 54. Система меридиональных и широтных орографических волн Западно-Сибирской равнины:

1 — поднятия *(а)* и прогибы *(б)* субмеридионального направления; 2 — поднятия *(а)* и прогибы *(б)* субширотного направления; 3 — плато, возвышенности и наклонные равнины

ные равнины, должны быть признаны наложенными, неунаследованными морфоструктурами. Очевидно, возраст широтно-ориентированных морфоструктур Западной Сибири более поздний, чем возраст меридиональных (унаследованных) морфоструктур.

Наложенные морфоструктуры сосредоточены в центре и на юго-востоке Западной Сибири; на остальной территории, охватывающей преимущественно внешний пояс равнины, господствуют прямые (унаследованные) крупные морфоструктуры (рис. 55). Первым обнаружил эту закономерность И. В. Дербиков (1958), который отметил также принципиальное сходство морфоструктурных планов Западно-Сибирской и Русской платформ. Различия в морфоструктуре внешнего пояса и центральных частей Западно-Сибирской плиты этот исследователь объяснял разновозрастностью фундамента. В краевых частях плиты фундамент моложе, его структурные элементы мобильнее и развитие структурных форм осадочного чехла протекало более унаследованно, чем в центральных частях, где многими исследователями предполагается древний фундамент.

Другую гипотезу высказал В. П. Казаринов (1958). По его мнению, перестройки морфоструктурного плана в пределах Западно-Сибирской плиты произошли под влиянием процессов новейшего горообразования в орогенических зонах. Вместе с растущими горными цепями Тянь-Шаня и Памира в пределах Западно-Сибирской равнины формировались параллельные им широтно-ориентированные валы — Сибирские Увалы, Васюганское поднятие и др. В. Г. Лебедев (1959) показал, как рост Алтае-Саянских гор вызвал перестройку рельефа и гидросети в непосредственно примыкающей к ним части Западно-Сибирской равнины.

Происхождение наложенных морфоструктур Западной Сибири еще не вполне ясно. Однако можно отметить одну особенность Западной Сибири. Если на Русской равнине наиболее молодые волнообразные деформации имеют меридиональное направление, то в Западной Сибири более молодые валы и прогибы широтные.

Наряду с крупными структурными элементами в рельефе Западной Сибири находят отражение локальные структуры — валообразные поднятия фундамента и осадочных пород, отдельные купола, антиклинали. В отличие от древней Русской платформы, где значительная часть локальных структур к новейшему времени утратила активность, молодая Западно-Сибирская плита характеризуется повсеместной активностью и прямым отражением в рельефе локальных структур. С локальными поднятиями связаны участки спрямления русл рек, обыч-

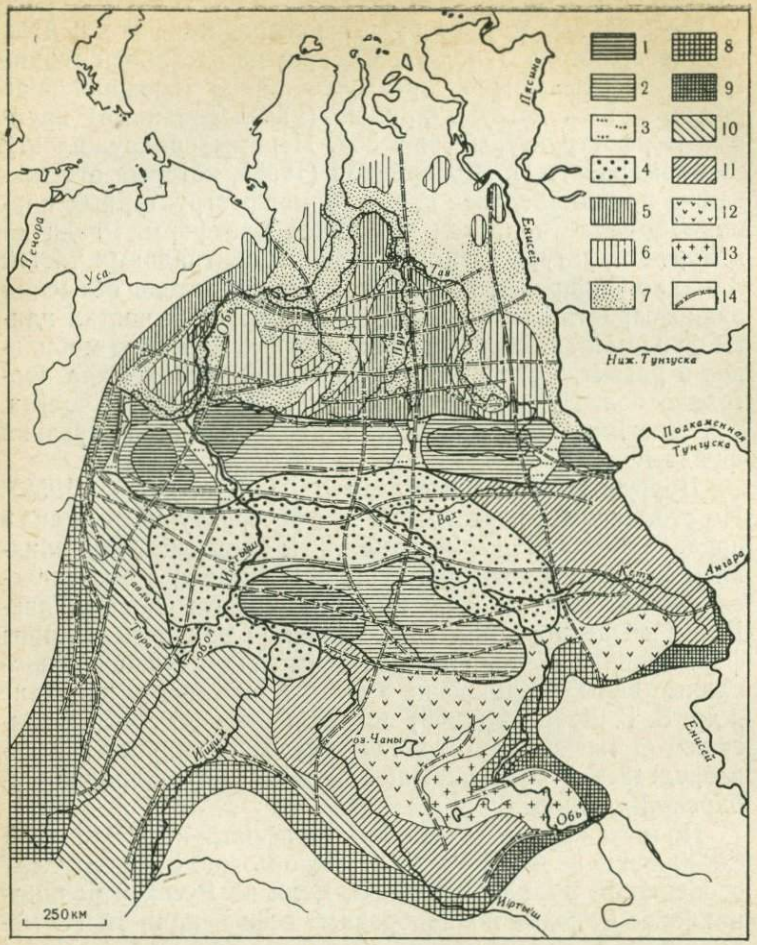


Рис. 55. Схема морфоструктурного районирования Западно-Сибирской равнины (С. А. Архипов, 1968)

Субширотная система морфоструктур

Области: 1 — наиболее интенсивных унаследованных поднятий преимущественно прямые морфоструктуры); 2 — менее интенсивных поднятий (морфоструктуры переходного и инверсионного типов); 3 — относительных опусканий (прямые или переходные морфоструктуры); 4 — устойчивых унаследованных опусканий (прямые морфоструктуры)

Субмеридиональная система морфоструктур

Области: 5 — устойчивых унаследованных поднятий (прямые морфоструктуры); 6 — относительных поднятий (прямые и переходные морфоструктуры); 7 — молодых прогибов (заняты речными долинами)

Периферическая система морфоструктур

Области: 8—9 — преимущественных поднятий; 8 — прямые и переходные морфоструктуры; 9 — переходные и инверсионные морфоструктуры; 10—11 — переменных движений с преобладанием поднятий; 10 — прямые морфоструктуры; 11 — переходные морфоструктуры; 12—13 — относительных опусканий; 12 — переходные морфоструктуры; 13 — инверсионные морфоструктуры; 14 — разломы в фундаменте

но сильно меандрирующих, осушение озер, своеобразное «течение грунта» болот на склонах поднятий (Лунгерсгаузен, 1955; Зятькова, 1961; Полканова, 1968). Все эти особенности хорошо видны на аэрофотоснимках.

На аэроснимках и картах Западной Сибири нередко можно обнаружить почти прямолинейные элементы рельефа, часто подчеркнутые распределением почв, растительности, озер (например, прямолинейные цепочки озер; невысокие, но протяженные уступы, ограничивающие болотные массивы). Так отражаются в ландшафте дизъюнктивные дислокации платформы, сохраняющие активность в новейшее время. Необыкновенно четко выражена прямолинейность речной сети на юго-востоке Западной Сибири. Как видно на любой обзорной карте, реки Карасук, Бурла и другие образуют систему почти параллельных линий северо-восточного направления. Причины столь правильной формы речной сети еще не вполне ясны, но, несомненно, рисунок речной сети Барабы и Кулунды отражает какую-то закономерность тектонической структуры и связан либо с параллельными разломами, либо с системой грабенов (по А. И. Москвитину, 1952).

Геоморфологический анализ оказался эффективным средством поисков локальных поднятий, ко многим из которых приурочены богатые месторождения нефти и газа. Например, экспедиция ленинградских геологов и геоморфологов, возглавляемая профессором Н. Г. Чочиа, еще в 1958—1959 гг. выделила Нижнепурский вал (ныне Уренгойская структура). Эта морфоструктура была подтверждена сейсморазведкой в 1966 г., и в том же году бурением здесь было вскрыто газовое месторождение — одно из крупнейших в Западной Сибири. По неполным данным, геолого-геоморфологическими методами в Западной Сибири обнаружено 110 морфоструктур, из которых пока меньше половины проверено бурением или геофизическими методами (сейсморазведкой). Результаты проверки оказались благоприятными: из 46 локальных морфоструктур подтвердились 40 (87%) и не подтвердились лишь 6 (13%).

При поисках полезных ископаемых в Западной Сибири внимание геоморфологов сосредоточивается почти исключительно на локальных морфоструктурах; крупные морфоструктуры обычно остаются вне поля зрения исследователей. Между тем для поисков нефти, газа и других полезных ископаемых в Западной Сибири, по-видимому,

важен учет не только частных, но и общих морфоструктурных закономерностей. На рис. 53 нанесены главнейшие месторождения нефти, газа, каменного и бурого угля, глауберовой и поваренной соли. Новые материалы по Западно-Сибирской равнине подтверждают «большой закон распределения нефтяных месторождений» И. М. Губкина (см. гл. 1). Как видно на рис. 53, почти все главнейшие известные месторождения нефти и газа тяготеют к крупным морфоструктурным прогибам Западной Сибири. Некоторые месторождения (Усть-Балык, Шаим, Мегион, Тарко-Сале и др.) находятся внутри низменностей, другие (Тазовское, Новый порт, Игрим и др.) приурочены к окраинам возвышенностей, к их сниженным склонам. Определенную связь с морфоструктурой обнаруживают также месторождения других полезных ископаемых. Раскрытие закономерностей этой связи, представляющей большой практический и научный интерес, — важная задача геоморфологических исследований.

Основные этапы развития рельефа

Начало формирования современного рельефа Западной Сибири относится к рубежу между палеогеном и неогеном, когда на низменной аккумулятивной равнине, вышедшей из-под уровня морских и озерных бассейнов, стала закладываться речная сеть. Реки «нащупывали» пониженные участки первичной поверхности, совпадавшие с тектоническими прогибами. По-видимому, уже в это время возникла система широтных валов и прогибов и в одном из прогибов сформировался широтный отрезок древней долины Оби. Как и в современную эпоху, сток был направлен к северу, к Полярному бассейну.

Последующую (плиоцен-четвертичную) геоморфологическую историю Западно-Сибирской равнины Г. И. Лазуков (1965) подразделяет на три этапа: 1) доледниковый этап максимальной регрессии Полярного бассейна; 2) этап максимального оледенения и максимальной трансгрессии (ранний — средний плейстоцен); 3) этап регрессии и меньших оледенений (поздний плейстоцен — голоцен).

Этап значительной регрессии Полярного бассейна относится к концу неогена (плиоцен). Уровень моря упал в эту эпоху не менее чем на 250—300 м ниже современного положения. Шельф Карского моря стал сушей. Произо-



Рис. 56. Переуглубленные в предчетвертичное время речные долины северного побережья Евразии (по Н. Г. Чочиа и И. Л. Кузину)

шло резкое углубление речной сети (например, в нижнем течении Оби коренное ложе долины вскрывается бурением на отметках ниже минус 200 м). По глубине расчленения рельефа позднеэогеновая Западно-Сибирская равнина может быть сравнена с современным Восточно-Сибирским плато.

Причина позднеэогеновой регрессии не вполне ясна. Большинство исследователей (Г. И. Лазуков, С. А. Архипов и др.) связывают регрессию с общим поднятием Западно-Сибирской плиты, включая шельф. Н. Г. Чочиа, И. Л. Кузин считают, что причиной понижения уровня моря было не поднятие суши, а эвстатическое понижение уровня Мирового океана, связанное с перестройкой рельефа Земли в эпоху альпийского орогенеза. В доказательство ими приводится факт широкого распространения переуглубленных предчетвертичных долин на северном побережье Евразии (рис. 56). Однако этот факт можно трактовать и как свидетельство общего поднятия континента Евразии в плиоцене.

Новые данные В. А. Николаева (1968) и Н. Г. Чочиа (1968) подтверждают предположения Н. Г. Загорской, Ю. Н. Кулакова и других (1961) о наличии плиоценовых морских отложений на севере Западной Сибири. В. А. Николаев и Н. Г. Чочиа считают возможным параллелизо-

вать эти отложения с акчагылом и апшероном, а время их накопления — с позднеплиоценовой трансгрессией, хорошо изученной на юго-востоке Русской равнины и в Туркмении. По аналогии с этими районами время переуглубления долин севера Западной Сибири надо относить к среднему плиоцену. Если эти предположения подтвердятся, будет доказана общность тектонического режима Русской, Западно-Сибирской и Туранской платформ в плиоцене.

Четвертичное оледенение. После этапа регрессии Полярного бассейна наступил этап трансгрессий и оледенений, охватывающий конец плиоцена, ранний и средний плейстоцен. Трансгрессия распространялась по древним глубоким долинам, сформированным в предыдущий этап, образуя крупные заливы типа современных губ. К раннему плейстоцену относится наиболее древнее в Западной Сибири демьянское оледенение.

Богатый палеогеографическими событиями средний плейстоцен начинается эпохой тобольского межледниковья, в течение которой происходило дальнейшее повышение уровня и распространение к югу Полярного бассейна. Наибольших размеров морская трансгрессия достигла в эпоху максимального — самаровского оледенения. Под морскими водами оказалась вся территория равнины к северу от Сибирских Увалов; она представляла собой зону морского оледенения. Это был, по-видимому, холодный морской бассейн с широким распространением паковых льдов и айсбергов. На западе и востоке море подступало к ледниковым покровам Урала и гор Путорана, льды сползали с гор и спускались в море (рис. 57).

С. А. Стрелков (1965) и многие другие исследователи считают, что продолжения уральского и путоранского ледниковых покровов смыкались в Западной Сибири. По С. А. Архипову (1968), в полосе Сибирских Увалов зона морского оледенения сменялась зоной континентального оледенения. Многими исследователями в этой зоне описаны характерные для ледниковых областей холмисто-грядовые ледниковые ландшафты, флювиогляциальные равнины. По представлениям некоторых исследователей, сибирский и уральский ледниковые покровы, сомкнувшись, образовали своеобразную плотину, южнее которой возникло огромное подпрудное озеро. Сток из него шел на юг через Тургайский пролив.

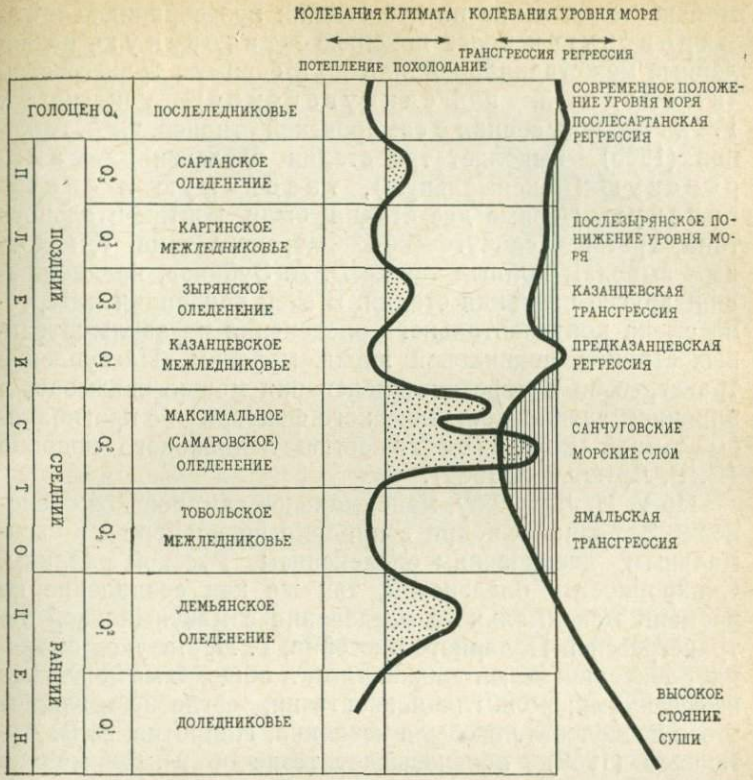


Рис. 57. Схема колебаний климата и уровня моря и их соотношений во времени для северо-запада Западной Сибири в четвертичном периоде (Г. И. Лазуков, 1965, 1970)

Эти палеогеографические построения оспаривает Г. И. Лазуков, согласно данным которого не было смыкания ледниковых покровов, не было и подпрудного водоема со стоком в бассейн Арала. Еще дальше идут Н. Г. Чочиа и И. Л. Кузин, которые полностью отрицают следы материкового оледенения в Западной Сибири в четвертичном периоде. Все эти спорные вопросы геоморфологической истории еще ждут своего окончательного решения.

Нет полного единства взглядов и на историю самой области оледенения. Г. И. Лазуков подразделяет макси-

мальное оледенение на две стадии: более раннюю — самаровскую и более позднюю — тазовскую, разделенные межстадиальной эпохой. Максимум трансгрессии (ямальской, или санчуговской), как считает Г. И. Лазуков, совпал с самаровской стадией. С. А. Архипов (1965) выделяет три стадии оледенения — самаровскую (максимальную), тазовскую и санчуговскую. Первые две стадии были континентального типа, третья — санчуговская — морского типа. К исходным выводам пришел также В. А. Зубаков, предложивший другие названия стадий. В этой концепции интересна смена континентального оледенения на заключительных стадиях ледниковой эпохи морским. Наступление трансгрессии и морского оледенения можно связывать с влиянием гляциоизостатического фактора — с прогибанием земной коры под тяжестью ледникового покрова (Е. В. Артюшков, 1969).

По Г. И. Лазукову, максимальное самаровское оледенение Западной Сибири совпадало по времени с максимальным днепровским оледенением Русской равнины. Синхронность оледенений, так же как совпадение во времени максимального оледенения с максимальной же трансгрессией Полярного бассейна, Г. И. Лазуков объясняет тектоническими движениями и общеклиматическими изменениями; роль гляциоизостазии, согласно взглядам этого исследователя, была невелика. Напротив, Е. В. Артюшков (1969) обосновывает тезис об исключительно большой роли гляциоизостатических движений в истории Западной Сибири. Рассчитав скорости движений земной коры Западной Сибири в плейстоцене (до 10 мм/год), Е. В. Артюшков отметил, что они существенно превышают «нормальные» скорости тектонических движений платформ, и сделал отсюда вывод, что такие скорости могли быть только следствием гляциоизостатических причин. Е. В. Артюшков возрождает представление о покровных материковых льдах на территории Западной Сибири. Трансгрессии северных морей объясняются прогибанием земной коры под тяжестью ледника. К югу от ледника, по Е. В. Артюшкову, существовали подпрудные водоемы.

Во время заключительных стадий максимальной трансгрессии была сформирована обширная полигенетическая поверхность, на севере представленная морской аккумулятивной равниной и переходящая на юге в аллювиально-озерную равнину. Высота этой поверхности от 100—

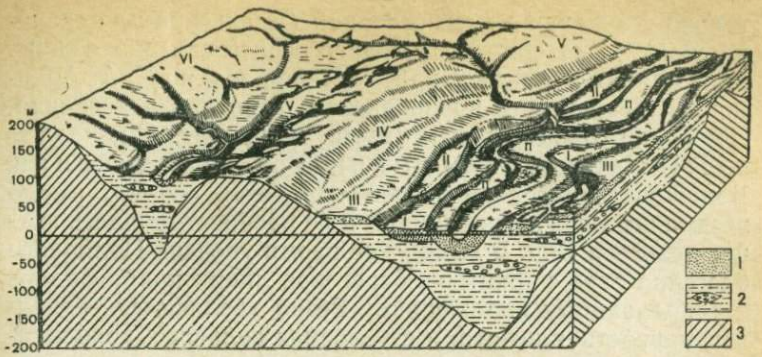


Рис. 58. Блок-диаграмма геоморфологических уровней северной части Западно-Сибирской равнины (И. Л. Кузин, И. В. Рейнин, 1961):

n — пойма (высота 5—7 м); I — первая надпойменная терраса (8—12 м); II — вторая терраса (18—25 м); III — третья терраса, или озерно-аллювиальная равнина (30—45 м); IV — морская терраса (50—70 м); V — морская терраса (80—120 м); VI — морская терраса (150—200 м); 1 — пески; 2 — супеси и суглинки с линзами гравийно-галечного материала; 3 — дочетвертичные породы

120 до 150—200 м. Таким образом, к эпохе максимальной трансгрессии уровень Полярного бассейна повысился от минус 250—300 м до 150—200 м, т. е. общая амплитуда изменений уровня с конца неогена достигла 400—500 м. Представляется, что наиболее вероятной причиной этих изменений были движения земной коры — резкое поднятие в конце неогена, сменившееся к среднему плейстоцену интенсивным опусканием (тектонической или гляцио-изостатической природы).

Поверхность, соответствующая максимальной трансгрессии, занимает наиболее высокое гипсометрическое положение среди разновозрастных геоморфологических уровней ледникового севера Западной Сибири; она является IV террасой, по С. А. Архипову, или VI террасой, по И. Л. Кузину (рис. 58). Лестница террасовых уровней, образовавшаяся за поздний плейстоцен — голоцен, служит геоморфологическим свидетельством того, что этап общих опусканий Западно-Сибирской плиты после среднего плейстоцена сменился третьим этапом поднятия и постепенной регрессии Полярного бассейна.

Само начало позднего плейстоцена отмечено быстрой и кратковременной регрессией, вслед за которой наступила казанцевская трансгрессия, по своим размерам значи-

тельно уступавшая максимальной (ямальской или санчуговской). С казанцевской трансгрессией связана хорошо выраженная морская терраса (II терраса, по С. А. Архипову). Ледовитость казанцевского моря была невелика. После прохождения максимума трансгрессии началась, по Г. И. Лазукову, эпоха зырянского оледенения. Большинство исследователей признают, что оно имело весьма ограниченные размеры и не распространялось южнее низовьев Оби. В зырянское время уровень Полярного бассейна стал снижаться, береговая линия приблизилась к современному положению. Резко увеличилась континентальность климата, и в условиях сильного похолодания началось промерзание грунтов. С зырянского времени и вплоть до современной эпохи на севере Западной Сибири существует вечная мерзлота.

Послезырянское время в климатическом отношении подразделяется на три эпохи: 1) теплое каргинское время; 2) похолодание, отвечающее сартанскому горно-долинному оледенению, и 3) голоценовое потепление. Послезырянское время отмечено прогрессирующим поднятием земной коры и снижением уровня моря. Речные долины углубились за это время на 50—60 м, на склонах их образовалось до трех террас. Наиболее интенсивное поднятие и врезание речной сети, по Г. И. Лазукову, имели место в самый последний отрезок геоморфологической истории, во время формирования поймы. Предварительные данные повторного нивелирования указывают, что поднятие Западно-Сибирской равнины продолжается и в настоящее время.

Итак, новые фактические данные, накопленные в основном за последние годы, свидетельствуют о своеобразных закономерностях геоморфологической истории Западной Сибири. Если для Русской равнины установлена метахронность оледенений и трансгрессий южных морей (трансгрессии ближе совпадали с межледниковыми эпохами), то для Западно-Сибирской равнины скорее характерна синхронность ледниковых эпох и трансгрессий (Г. И. Лазуков). Это, очевидно, объясняется климатическими различиями. В условиях Западной Сибири, где общая континентальность климата еще более возрастала в эпохи регрессий, значительные ледниковые покровы могли возникать только в периоды трансгрессий, смягчавших суровость климата и способствовавших накоплению твердых осадков.

Южная, внеледниковая часть Западной Сибири, формируясь под влиянием тектонических движений и эрозионно-аккумулятивных процессов, испытала влияние оледенений, которое выражалось здесь в периодических обводнениях территории. М. Е. Городецкая (1966) намечает четыре фазы повышенного обводнения внеледниковых равнин юга Западной Сибири. Первая фаза — позднеплиоцен-раннечетвертичная — отмечена накоплением озерно-аллювиальной толщи. Вторая и третья фазы, связанные с самаровским и тазовским оледенениями и ямальской трансгрессией, были отмечены существованием обширного пресноводного бассейна (или нескольких бассейнов) и накоплением толщи среднечетвертичных отложений. По-видимому, обводнение было связано с подпором ледниковым покровом некоторых рек, стекавших на север. В условиях подпора сток Пра-Ишима, как установила М. Е. Городецкая, направлялся в Тургайскую ложбину. Последняя, четвертая фаза обводнения приходится на позднеплейстоценовое (казанцевско-зырянское) время.

В южной, внеледниковой части Западной Сибири рельеф более древний, чем в северной, ледниковой части. Еще в олигоцен — миоцене после отступания Чеганского моря на юге сформировалась первичная озерно-аллювиально-морская равнина. В дальнейшем она подверглась существенным деформациям ступенчато-блокового характера. В юго-западной части равнины, по М. Е. Городецкой (1968), можно выделить три крупные морфоструктурные ступени. Наиболее высокая ступень — Тургайская равнина (высота 180—320 м) со ступенчатой поверхностью. Самые молодые аккумулятивные толщи озерно-аллювиального генезиса в пределах Тургайской равнины имеют позднеплиоценовый возраст. Это показывает, что к концу плиоцена в связи с блоковым поднятием Тургайская ступень уже вышла из зоны континентального осадконакопления.

К северу от Тургайской ступени, отделяясь от нее уступом, лежит Предтургайская переходная ступень (145—180 м); возраст ее — плиоцен-раннечетвертичный. Еще более низкая — Ишимо-Иртышская ступень (115—140 м) — имеет наиболее молодой возраст; из зоны покровного осадконакопления она вышла в среднем плейстоцене, после чего в условиях поднятия стала подвергаться расчленению.

Таким образом, в пределах Западно-Сибирской равнины, как и на Русской равнине, существует «лестница» разновозрастных поверхностей выравнивания. В отличие от Русской равнины, где развиты денудационные и денудационно-аккумулятивные (полигенетические) поверхности, в Западной Сибири почти всюду поверхности аккумулятивные. Все поверхности геологически сравнительно молоды; самые ранние из них образовались не позднее плиоцена. Напомним, что на Русской равнине развиты поверхности и палеогенового и мезозойского возраста. Но по высоте молодые поверхности Западной Сибири мало уступают поверхностям Русской равнины. Среднеплейстоценовые уровни в Западной Сибири (абс. возраст около 200—300 тыс. лет) имеют высоту на юго-западе 115—140 м, а на севере — до 200 м. На Русской равнине на такую высоту поднят акчагыльско-апшеронский (позднеплиоценовый) уровень, возраст которого по крайней мере на порядок больше (3—4 млн. лет).

Итак, после длительного периода преобладания опусканий (с позднего плиоцена), вступив в третий этап своей новейшей истории, Западная Сибирь стала подниматься необычайно быстро, значительно опережая по темпам поднятия Русскую равнину. Возможно, что столь большая скорость поднятий северной половины Западной Сибири — результат снятия ледниковой нагрузки, т. е. имеет гляциоизостатическую природу. Однако близкие (хотя и несколько меньшие) амплитуды поднятия равнин юга Западной Сибири, не подвергавшихся оледенению, заставляют придавать также важную роль собственно тектоническому фактору.

Таким образом, неправильно рассматривать Западную Сибирь как область, продолжающую испытывать опускание. Напротив, с позднего плейстоцена эта территория интенсивно поднимается.

Интересная общая закономерность новейшей истории Западной Сибири — противоположность развития северной и южной частей равнины. В плиоцене, когда северная половина равнины была высоко приподнята и даже обнажился шельф Карского моря, южная половина была относительно опущена. В раннем и среднем плейстоцене картина обратная: север испытывает преимущественно опускание (стимулированное ледниковой нагрузкой), юг поднимается. В позднем плейстоцене на фоне общего поднятия равнины снова наиболее интенсивно поднима-

ется север, что, по-видимому, в определенной степени вызвано снятием ледниковой нагрузки.

Движения земной коры описанного типа французские исследователи называют mouvement de bascule (движения коромысла). Север и юг Западной Сибири играли роль двух концов коромысла, «осью вращения» служила при этом широтная возвышенность Сибирские Увалы (Н. Г. Чочиа).

Формирование речной сети. Западно-Сибирская равнина в основном принадлежит бассейну Оби с ее огромным притоком Иртышом. Эти две реки соперничают, и, как показывают наблюдения гидрологов, во время паводков Иртыш берет верх: Обь подпирается водами Иртыша и становится по существу его притоком. Дело в том, что уклоны рек Западной Сибири очень малы, и напор паводковых вод, несколько увеличивая уклоны рек, способен изменить соотношения уклонов главной реки и ее притока.

Мощные водные потоки Оби, Иртыша и других крупных рек Западной Сибири выработали очень широкие речные долины с несколькими террасами и поймой, достигающей на Средней Оби 40—60 км ширины. Широки поймы рек северной половины равнины, на юге они несколько уже, относительно узки поймы Енисея и его притоков.

Ориентировка стволов речной сети Западной Сибири отличается удивительной правильностью. Здесь господствуют субмеридиональные и субширотные направления. Подчиненную роль играют северо-восточные и юго-восточные направления. Основной сток идет по двум главным линиям долготного направления. Одна из них, основная, намечена нижними отрезками Оби и Иртыша, другая — долиной Енисея.

Основные черты рисунка речной сети Западной Сибири определяются тектоникой. Ориентировка речных долин отражает направление разломов, крупных поднятий и прогибов фундамента и осадочного чехла. Основные речные стволы явно тяготеют к прогибам.

В этой связи коснемся проблемы происхождения среднего (субширотного) отрезка долины Оби. Многие исследователи считают его сравнительно молодым. Так, С. А. Архипов (1965) допускает, что сток Оби на север шел некогда через долину реки Пур; Сибирские Увалы не были тогда еще значительной орографической пре-

градой. Распространено мнение, что прямой сток обских вод на север преградил ледник, вдоль края которого и образовался широтный отрезок Оби. Однако этот взгляд недостаточно обоснован. При ледниковой подпруде образовалось бы скорее пресноводное озеро, а не долина реки, так как стока на север не было и по теперешней Нижней Оби. Более вероятно, что широтный отрезок Оби заложен вдоль прогиба, параллельного поднятию Сибирских Увалов. Этот широтный прогиб входит в систему широтно-долготных «волн» (рис. 54), которой подчинены и многие другие линии стока этой территории.

В вопросе о времени заложения современной речной сети Западной Сибири взгляды исследователей расходятся. С. А. Архипов считает такой эпохой тобольское межледниковье (конец раннего — начало среднего плейстоцена), называя его «временем великих прарек». Г. И. Лазуков полагает, что заложение современной речной сети Западной Сибири в целом относится к плиоцену, но в плейстоцене на севере речные долины были полностью погребены мощными толщами ледниковых (ледниково-морских) отложений. Поэтому на севере современные речные долины моложе, чем на юге, и начали формироваться лишь в позднем плейстоцене. Врезаясь, реки часто «нащупывали» древние (доледниковые) пути стока.

В процессе вреза и расширения рек на склонах долин сформировались террасы. В долинах Оби, Иртыша и других крупных рек некоторые исследователи насчитывают до 4—6 террас. Наиболее отчетливо выражены нижние одна-две террасы — это обычно широкие, поросшие лесом, хорошо дренируемые пространства, наиболее пригодные для жилья и составляющие резкий контраст унылым, часто почти безлесным заболоченным равнинам водоразделов.

Типы морфоскульптуры и современные процессы рельефообразования

Особенности морфоскульптуры. В рельефе Западно-Сибирской равнины отражены все стадии и фазы сложной истории его развития. Отвлекаясь от частных локальных особенностей, можно указать одну главную закономерность современного рельефа — широтную зональность морфоскульптурных элементов рельефа и современных

процессов рельефообразования. Эта закономерность отражает большую протяженность равнины с севера на юг, отсутствие крупных орографических преград, поэтому в той или иной форме широтная зональность морфоскульптуры проявлялась на всех этапах геоморфологической истории. Морфоскульптурным районированием Западной Сибири занимались И. А. Волков (1965), Л. К. Зяткова, Г. Ф. Кузнецова (1970). Л. К. Зяткова и Г. Ф. Кузнецова выделяют четыре широтные зоны.

1. *Зона ледниково-морских форм и мерзлотно-солифлюкционных процессов* охватывает почти целиком северную половину Западно-Сибирской равнины вплоть до возвышенности Сибирские Увалы включительно. В ландшафтном отношении эта морфоскульптурная зона включает тундру, лесотундру, северную тайгу. Широко развиты здесь реликтовые формы морской, ледниковой, ледниково-морской аккумуляции, а также водно-ледниковые образования. В современную эпоху рельеф формируется в условиях холодного климата при избыточном увлажнении и сплошном распространении вечной мерзлоты. Важное место среди современных процессов рельефообразования занимают мерзлотно-солифлюкционные процессы. Особенно интенсивно они протекают на склонах долин и междуречий, вызывая течение грунта, образование псевдотеррасовых уступов. На междуречьях солифлюкционные процессы способствуют общему выравниванию рельефа и образованию термокарстовых впадин.

Распространение вечной мерзлоты затрудняет просачивание текучих вод. В условиях плоских или слабовогнутых междуречий это способствует заболачиванию и формированию обширных болотных массивов со своеобразным биолитогенным микрорельефом. Местами обилие болот и термокарстовых озер придает местности «земноводный характер», по выражению И. П. Герасимова (1959). На склонах вечная мерзлота сильно увеличивает сток (коэффициент его достигает в этих районах 0,6—0,8). Концентрация стока местами приводит к резкому усилению линейной эрозии, которая в условиях арктического Крайнего Севера обычно преобладает над плоскостным смывом.

2. *Зона ледниковых и флювиогляциальных форм, озерно-ледниковых равнин и современных эрозионно-аккумулятивных процессов* с локальными проявлениями мерзлотно-солифлюкционных процессов. Зона охватыва-

ет Западно-Сибирскую равнину до южной границы максимального (самаровского) оледенения, в ландшафтном отношении соответствует средней тайге. В морфоструктуре преобладают крупные впадины (Кондинская, Среднеобская низменности). Особенности морфоструктуры обусловили большую выровненность поверхности, широкое распространение форм водно-ледниковой и аллювиальной аккумуляции. Процессы накопления аллювия продолжаются и в современную эпоху на значительных по площади пространствах пойм со своеобразным гривным микрорельефом, многочисленными старицами. Распространение мерзлоты носит «островной», локальный характер. Однако мерзлотно-солифлюкционным процессам принадлежит в целом немаловажная роль в моделировке поверхности данной зоны.

3. *Зона эрозионных и аккумулятивных равнин и процессов линейной эрозии* расположена в пределах южной тайги и лиственных лесов и полосы перехода от лесной зоны к лесостепи и относится к внеледниковой области Западно-Сибирской равнины. Морфоскульптурные черты рельефа сформировались преимущественно под влиянием процессов эрозионного расчленения, чему способствовали особенности морфоструктуры — распространение крупных возвышенностей, плато (Васюганская возвышенность, Чулымо-Енисейское плато и др.). Эрозионные процессы активно протекают и в современную эпоху, сопровождаясь ростом овражно-балочной сети.

4. *Зона семиаридных структурно-денудационных плато и равнин с суффозионно-карстовыми, эрозионными и дефляционными процессами* охватывает лесостепь и степь, отличается сухостью климата, неравномерным (во времени) увлажнением. Значительная часть зоны занята структурно-денудационными плато и равнинами неогенового и четвертичного возраста (Тургайское, Приобское плато, Павлодарская равнина, Кулундинская, Барабинская низменности). В создании морфоскульптуры важная роль принадлежит суффозионно-карстовым процессам, с которыми связано образование характерных для данной зоны бессточных впадин, замкнутых котловин, западин, степных блюдцев. В пределах разновозрастных озерно-аллювиальных равнин Прииртышья М. Е. Городецкая выделяет: микрозападины (глубина 0,3—1,0 м, поперечник до 10 м), западины (глубина 1—3 м, поперечник 5—7 м), котловины (глубина 10—20 м,

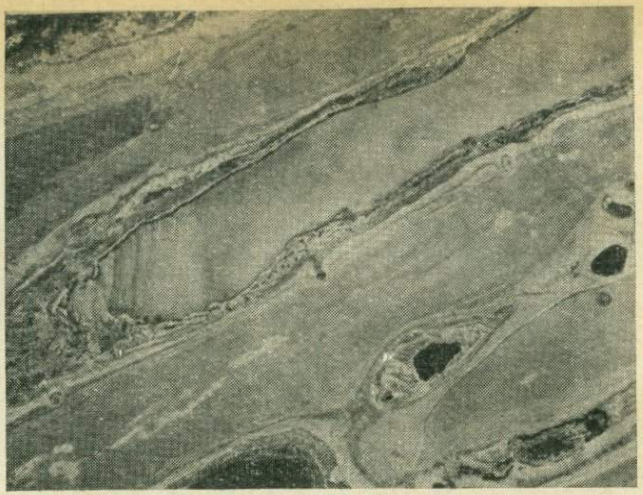


Рис. 59. Аэрофотоснимок грядовых форм рельефа в Западной Сибири (Д. Н. Фиалков, 1969)

поперечник 5—7 км), впадины (глубина 30—60 м, поперечник более 10 км). Распределение различных типов западинного рельефа на территории разновозрастных равнин подчинено определенной закономерности. На самых молодых уровнях — на пойме и I надпойменной террасе — развиты вытянутые и округлые микрозападины и западины. На более древней II террасе резко уменьшается количество западин и появляются котловины. Большое количество впадин и котловин наблюдается в пределах неогеновой озерно-аллювиальной равнины. Таким образом, чем древнее равнина, тем крупнее и глубже приуроченные к ней западинно-котловинные формы.

В пределах южной и центральной частей Западной Сибири широко распространен гривный (гривно-ложбинный), или грядовый, рельеф (рис. 59, 60). Скопления правильно ориентированных и параллельно расположенных грив привлекали внимание многих исследователей. Каким образом и когда возникли эти своеобразные формы рельефа? На эти вопросы разные исследователи отвечали неодинаково. Одни считают, что гривы созданы в результате размыва поверхности текучими водами

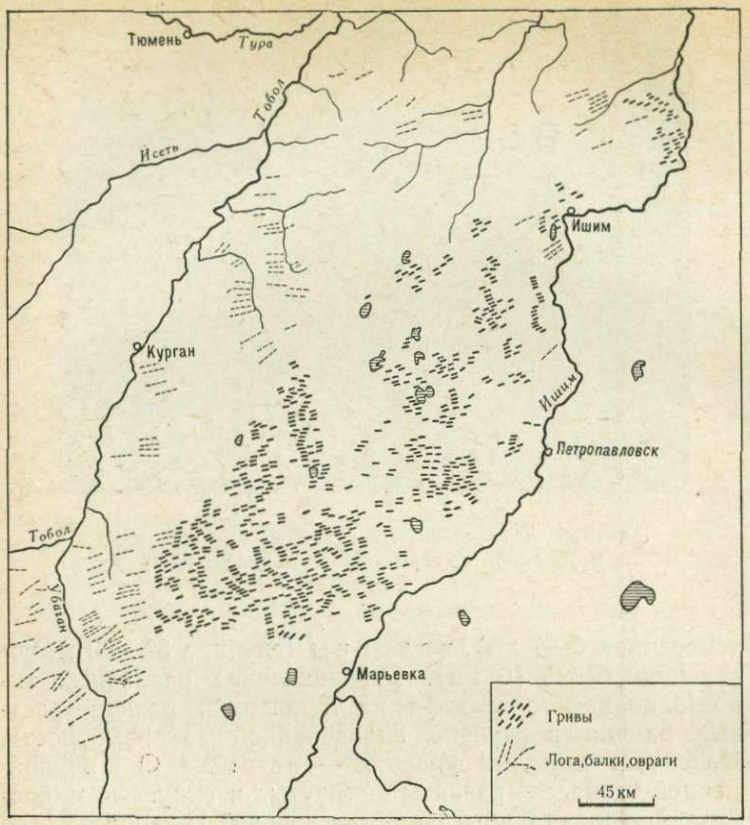


Рис. 60. Карта-схема гривного рельефа Тоболо-Ишимского междуречья (по М. Е. Городецкой)

(И. П. Герасимов, В. И. Громов, В. А. Николаев); другие полагают, что гривы имеют эоловое происхождение (В. А. Мартынов, И. А. Волков, Б. А. Федорович). Д. Н. Фиалков высказал предположение, что гривы связаны с медленным гравитационным «течением» осадочных толщ, в ходе которого возникла своеобразная гофрировка поверхности.

М. Е. Городецкая (1966) убедительно показала, что гривы являются формами преимущественно деструкционными и образовались в результате размыва поверхности текучими водами. Выделяются два типа гривного рельефа — крупногривный и мелкогривный. Четкая при-

уроченность различных типов гривного рельефа к геоморфологическим уровням определенного возраста позволила восстановить ход образования грив. В течение новейшего времени было четыре «вспышки» гривообразования, причем две наиболее сильные приходятся на поздний плиоцен и позднеплейстоценовое время, т. е. на этапы значительных поднятий и усиления эрозионных процессов. Преобразования этого рельефа, «затушевывание» его первичной эрозионной структуры происходили в эпохи опускания и аккумуляции, а также в перигляциальных условиях. Таким образом, формирование гривного рельефа тесно связано со всей новейшей историей Западной Сибири.

Проблемы хозяйственного освоения Западной Сибири и данные геоморфологии. На примере Западной Сибири отчетливо видно большое значение данных геоморфологии и физической географии для разработки научных основ освоения территории. В этой связи приведем прежде всего новые результаты морфометрических исследований, выполненных на географическом факультете МГУ по методике, предложенной Е. М. Николаевской, и под ее руководством, в связи с составлением атласа Тюменской области. Впервые для обширной территории этой области, охватывающей бóльшую часть Западно-Сибирской равнины, были составлены карты глубины расчленения рельефа, густоты расчленения рельефа, углов наклона земной поверхности.

Глубины расчленения рельефа в Западной Сибири достигают наибольших значений (100—200 м и даже более 200 м) в пределах наиболее приподнятых окраинных частей равнины (возвышенности Люлим-Вор, Верхнетазовская и др.). Однако более характерны для Западно-Сибирской равнины глубины расчленения порядка 10—25 м. Свыше половины площади занимают территории с относительными высотами менее 10 м, отличающиеся наиболее слабым дренажем поверхности.

Густота расчленения рельефа Западно-Сибирской равнины в среднем характеризуется расстоянием 1—2,5 км между соседними понижениями рельефа. Как правило, существует прямая связь между показателями густоты и глубины расчленения рельефа. Наибольшей густотой расчленения отличаются возвышенности и гряды, расположенные по окраинам Западно-Сибирской равнины (Юрибейская, Гыданская, Верхнетазовская возвы-

шенности, Тобольский Материк), где среднее расстояние между соседними понижениями менее 0,5 км. Наименьшее горизонтальное расчленение имеют низменности (Ханты-Мансийская, Кондинская и др.). Вместе с тем выделяются области, где прямая связь между густотой и глубиной расчленения нарушается. Так, в пределах Северо-Ямальской равнины, значительной части Сургутского Полесья, центральной части Сибирских Увалов при малой глубине базисов эрозии (5—10 м) наблюдается весьма густое расчленение рельефа. Наибольшие площади в пределах Тюменской области (около 80% территории), как показывает карта углов наклона земной поверхности, занимают пространства с уклонами меньше 0,5 и 0,5—1,5°. Территории с уклонами земной поверхности меньше 0,5° (~1%) представляют собой плоские, почти бессточные пространства, они наиболее трудны для освоения из-за сильной заболоченности. Такие поверхности, занимающие около 40% территории Тюменской области, свойственны как низменностям, так и возвышенным равнинам с плоскими водоразделами (Сургутское Полесье, междуречье Пура и Надыма, Кондинская низменность, Сибирские Увалы — водораздельная часть).

Пространства с уклонами от 0,5 до 1,5° (~1—3%) представляют собой пологие склоны с несколько лучшими условиями стока поверхностных вод и, следовательно, несколько более удобные для освоения. Они занимают значительные площади на полуостровах Ямал и Гыдан, в нижнем течении Оби, на Северо-Сосьвинской возвышенности.

Территории с уклонами земной поверхности свыше 1,5° занимают всего лишь около 20% площади Тюменской области. Уклоны от 1,5 до 6° встречаются на наиболее расчлененных участках равнины — на Верхнетазовской, Северо-Сосьвинской возвышенностях, на Белогорском Материке. Эти пространства сравнительно хорошо дренированы, но местами подвержены процессам эрозии и солифлюкции. Склоны круче 6° приурочены главным образом к речным долинам и протягиваются вдоль них узкими полосами, часто на многие километры (Николаевская, 1970).

Приведенные морфометрические данные подводят нас к пониманию характерной особенности природы Западно-Сибирской равнины — исключительно высокой степени обводненности и заболоченности. Болота зани-

мают здесь обширные водораздельные пространства с малыми уклонами поверхности; население и хозяйство сосредоточены в основном в долинах рек, относительно лучше дренированных. Установлено, что в современную эпоху процесс заболачивания междуречных пространств протекает весьма интенсивно. Ежегодно происходит наращивание мощности торфяников в среднем на 1—2 см. Вне влияния процесса постепенного заболачивания остается всего около 30% территории равнины.

Группа ученых-географов во главе с И. П. Герасимовым, С. Л. Вендровым, М. И. Нейштадтом и Л. Ф. Куницыным (1966) поставила задачей выяснить причины необыкновенной «агрессивности» торфяников Западной Сибири, весьма затрудняющей хозяйственное использование этой территории. Анализ структуры теплового баланса показал, что переувлажненность этой территории нельзя полностью объяснять характером современных климатических условий. Традиционный ответ на вопросы о причинах переувлажненности Западной Сибири (указание на низменный характер этой территории, слабую расчлененность ее рельефа) также нельзя признать правильным. Как было показано выше, новейшие дифференциальные тектонические движения создали довольно сложный орографический план, представленный чередованием крупных поднятий и прогибов, выраженных в рельефе возвышенностями и низменностями. Воздействуя на отдельные контуры заболоченности, орографические условия непосредственно не определяют высокую степень заболоченности территории в целом.

Основным фактором, определяющим высокую степень заболоченности Западной Сибири, следует считать малые продольные уклоны рек, не обеспечивающие достаточного дренажа территории. Так, в среднем и нижнем течении Оби уклоны продольного профиля в 10—12 раз меньше уклонов Амударьи, в 3—4 раза меньше уклонов Северной Двины и в 1,5—2 раза меньше, чем на Енисее и Лене, примерно в аналогичных отрезках долин. Малые продольные уклоны рек отражают особенности режима стока, главным образом чрезмерную продолжительность половодий на Оби, Иртыше и их притоках.

Для борьбы с постепенным заболачиванием Западной Сибири необходима задержка речного стока и его накопление в водохранилищах в верхних зонах бассейнов Оби и Иртыша. Расчеты показывают, что так можно

снизить уровень полых вод Средней Оби на 4—5 м и этим серьезно улучшить условия дренажа. Совершенно очевидно также, что всякое искусственное повышение уровня Оби и Иртыша в их среднем и нижнем течении даст обратный эффект — выполаживание профиля рек и как следствие этого дальнейшее ухудшение дренажа. С этой точки зрения необходимо решительно отвергнуть проект сооружения Нижнеобской ГЭС. Подпор Оби в нижнем течении послужит дополнительным импульсом к заболачиванию Западно-Сибирской равнины. Долины Оби и ее притоков — наиболее пригодные для поселений участки в этой области — окажутся либо затопленными, либо превратятся в болота. Искусственно созданные долинные болота сольются с водораздельными болотами в единую переувлажненную поверхность, совершенно непригодную для освоения. Таким образом строительство гидротехнических сооружений в бассейне Оби в зависимости от выбора их места может послужить или эффективным средством мелиорации Западной Сибири, или резко ухудшить природные условия. Научный географический анализ дает четкие указания, как достигнуть первого и избежать второго.

Глава 7

КАЗАХСКИЙ МЕЛКОСОПОЧНИК И ТУРАНСКАЯ РАВНИНА

Цветение сухой земле даря,
Сестра Днепра и Волги величавой,
Бежит в песках, искрясь, Амударья.
И всюду люди ей возносят славу.

С Памирских гор — с крутых вершин Земли —
Она, как песня, мчится в край угрюмый.
Налево Каракумы залегли.
Направо притаились Кызылкумы.

Х. Сеитов

Обширное пространство, ограниченное с запада Уралом и Каспийским морем, с юга — горами Средней Азии (Копетдаг, Памир, Тянь-Шань), а на севере переходящее в Западно-Сибирскую равнину, характеризуется преобладанием равнинного рельефа. Встречающиеся на этом пространстве участки низко- и среднегорного рельефа занимают сравнительно небольшую площадь. Это позволяет говорить о морфоструктурном единстве данной территории, представляющей собой платформенную равнину послепалеозойского возраста. Сухость, континентальность климата всей этой территории, относящейся к зонам степей, полупустынь и пустынь, ясно выраженные черты аридности геоморфологических ландшафтов делают рассматриваемую территорию единой и в морфоскульптурном отношении. Характерные особенности рассматриваемой области — редкая речная сеть, принадлежность к области внутреннего стока Средней Азии (бассейну Аральского моря).

Относительная молодость платформы, повышенная мобильность ее фундамента обусловили значительные контрасты рельефа. Наиболее отчетливо выделяются две области — Казахский мелкосопочник (или Казахский щит) и Туранская равнина.

КАЗАХСКИЙ МЕЛКОСОПОЧНИК

Орография и морфоструктура

Весьма своеобразная в геоморфологическом отношении область мелкосопочника соответствует крупному тектоническому элементу — Казахской складчатой стра-

не, или Казахскому щиту. Название «Казахский щит», предложенное Б. А. Петрушевским в 1955 г., быстро укоренилось в литературе. Подобно Балтийскому, Канадскому и другим щитам Казахский щит представляет собой область выхода на поверхность складчатых, метаморфизованных пород. Как и на других щитах, складчатые структуры здесь глубоко срезаны (денудированы), и поверхность их образует пенеплен. Особенность Казахского щита — его относительная молодость; это щит не допалеозойского возраста, как Балтийский, а послепалеозойского.

Пенеплен, составляющий основу геоморфологического ландшафта щита, характеризуется мелкосопочным типом расчленения. По В. Д. Дибнеру (1950), ландшафт мелкосопочника занимает в эволюционном смысле промежуточное положение между горной страной и пенепленом (денудационной равниной). Морфологический облик пенеплена Казахского щита свидетельствует о его молодости, незрелости по сравнению с пенепленами Балтийского, Канадского щитов.

В формировании современных неровностей рельефа Казахского щита большое значение имела избирательная денудация. Небольшие сопки и гряды соответствуют выходам твердых, устойчивых против денудации пород (кварциты, граниты и др.). Понижения, долины нередко бывают приурочены к менее устойчивым породам (например, к сланцевым толщам).

Однако, как убедительно показали И. П. Герасимов (1959), З. А. Сваричевская (1961), Е. Е. Милановский (1957) и другие исследователи, основные неровности рельефа щита обязаны своим происхождением не избирательной денудации, а тектоническим движениям. В результате неравномерных новейших движений древний пенеплен Казахского щита подвергся значительным деформациям (рис. 61). Участки недеформированного (или слабо деформированного) пенеплена в Казахстане образуют как бы основной уровень, осложненный отдельными крупными возвышенностями (поднятиями) и впадинами (прогибами).

В западной и центральной частях Казахского щита впадины и поднятия имеют изометричные очертания (в плане), контрасты высот относительно невелики. Сюда входят: Кокчетавская возвышенность (до 947 м), Тенизская впадина (304 м), Улутавская возвышенность

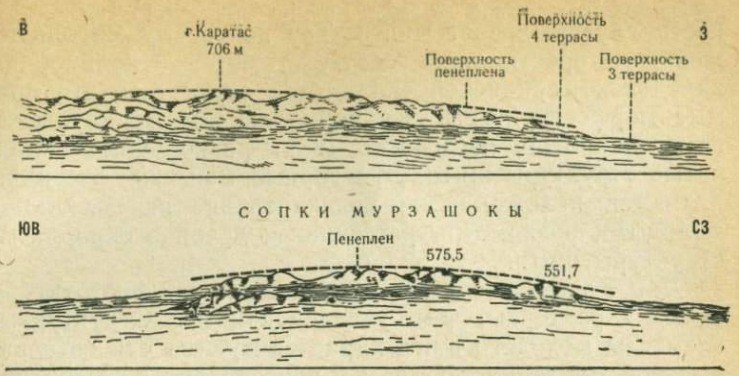


Рис. 61. Выраженные в рельефе поднятия в пределах Казахского щита (рисунок Е. Е. Милановского). Видны деформации поверхностей пенеплена, IV и III террас

(до 1133 м), Сарысу-Тенгизское поднятие, Чуйско-Сарысуйская впадина. По направлению к востоку высоты поднятий и степень их расчленения возрастают, они приобретают облик настоящих горных массивов (Каркаралинские горы — до 1566 м; хребет Чингиз-Тау — до 1077 м). Казахский мелкосопочник по существу переходит в Казахское нагорье, как его называет Б. А. Петрушевский. Наиболее значительные горстовые поднятия щита — хребты Джунгарский Алатау (до 4464 м), Тарбагатай (до 2992 м), разделенные озерными впадинами Балхашской, Алакольской, Зайсанской, составляют самостоятельную область гор Юго-Восточного Казахстана, служащую продолжением Тянь-Шаня.

Переходя к закономерностям связи крупных форм рельефа со складчатыми структурами (каледонского и герцинского возрастов), отметим, что именно на материале по Казахской складчатой стране Н. С. Шатский впервые выделил два основных типа платформенных структур — унаследованные и наложенные. Эти две категории хорошо различаются и в морфоструктуре Казахского щита. К числу унаследованных (прямых) относятся Тенгизская, Карагандинская мульды (последняя почти не выражена в рельефе и, по-видимому, в новейшее время утратила свою активность). Наложенные структуры — Балхашская, Чугучакская мульды. Унаследованные и наложенные элементы можно различить и среди морфоструктурных поднятий. Возвышен-

ность Улутау, хребет Чингиз-Тау по своему местоположению и простиранию соответствуют антиклинориям каледонско-герцинской складчатой структуры, это прямые морфоструктуры. Каркаралинские, Баянаульские горы, напротив, несогласно секут разнородные складчатые структуры щита. Эти горные массивы, очевидно, являются наложенными; возникновение их связано с молодыми разломами, рассекшими древние складчатые структуры щита.

Для Казахского щита наложенные морфоструктуры менее характерны, чем унаследованные. Структурные элементы молодого щита характеризуются относительно высокой мобильностью, чем и обусловлена их выраженность в рельефе. Однако современный орографический план в целом устроен проще, менее дифференцирован, чем складчатая геологическая структура. Это указывает на «отмирание» некоторых структур, на утрату ими активности; примером служит Карагандинская мульда. На материале Казахского щита видно, как дробный, сложный по устройству морфоструктурный план горно-складчатой страны сменяется более спокойным планом равнинной страны с широкими, изометричными поднятиями и впадинами.

Медленный, постепенный процесс консолидации Казахской складчатой страны был нарушен в последние этапы развития. Процессы орогенеза, охватившие в новое и новейшее время области Тянь-Шаня, Алтая, Саян, отразились и на развитии Казахского мелкосопочника, вызвав общее поднятие этой области, дифференцированные подвижки отдельных блоков и некоторую перестройку морфоструктурного плана. Последняя выразилась в образовании наложенных морфоструктур, возраст которых (меловой—третичный—четвертичный) говорит о связи их образования с геоморфологическим этапом. Еще более убедительно на это указывает само географическое положение наложенных морфоструктур. Все они приурочены к восточной части щита, примыкающей к возрожденным (активизированным) горным поднятиям. Таковы Балхашская, Чугучакская впадины, Каркаралинское поднятие. Здесь же расположена Алакульская мульда, заложенная в палеозое, но наиболее интенсивно прогибавшаяся в четвертичное время (Петрушевский, 1955). Напрашивается аналогия с морфоструктурным планом Западно-Сибирской равнины, где

перестройки рельефа отмечены на юго-восточной окраине, по соседству с активизированной Алтае-Саянской областью.

С Западно-Сибирской равниной Казахский щит сближает также общее широтное простирание его основной «орографической оси» — сложного вала, включающего как унаследованные поднятия Улутау, Чингиз-Тау, так и наложенное, более молодое поднятие Каркаралинских гор. Этот сложный вал входит в ту же систему параллельных Тянь-Шаню широтных «волн», что и Сибирские Увалы.

Кроме широтных в пределах Казахского щита намечаются меридиональные «волны» поднятий и прогибов. Как и в Западной Сибири, образуется сложная «решетка» меридионально-широтных морфоструктур.

Закономерную связь с геологической структурой обнаруживают не только крупные, но и даже сравнительно мелкие формы рельефа Казахского щита. Эта связь особенно наглядно вскрывается на аэрофотоснимках, которые благодаря малой мощности покрова рыхлых (четвертичных) отложений и скудной степной растительности прекрасно отражают все детали сложного геологического строения щита. Элементы древней складчатой структуры вырисовываются по характерным полосам, созданным чередованием выходов пород разной окраски, разной устойчивости (рис. 62). Отчетливо выделяются интрузивные массивы, осложненные многочисленными трещинами. Четко прослеживаются разломы разной протяженности, то согласные со складчатыми структурами, то секущие их. Интересны кольцевые системы разломов («кольцевые морфоструктуры», по Г. З. Поповой (1966)), включающие как концентрические, так и радиальные трещины. Установлено, что места пересечений этих двух видов трещин в кольцевых структурах особенно перспективны на рудные месторождения. В условиях Казахского щита анализ геоморфологической выраженности складчатых структур, интрузивных тел, разломов, выявление их новейшей активности — важный метод поисков месторождений цветных металлов, полиметаллов и других полезных ископаемых.

Некоторые концентрические элементы рельефа Казахстана связаны не с тектоническими — магматическими процессами, а с древним вулканизмом. Анализ высотной аэрофотосъемки недавно позволил обнаружить здесь ос-



Рис. 62. Сложная складчатая структура фундамента Казахского щита отлично дешифрируется благодаря перемежаемости пластов светло-серых известняков с пачками зеленовато-серых песчаников (аэроснимок, по М. Н. Петрусевичу)

татки древних вулканов, контуры которых не удавалось различить на обычных аэрофотоснимках. Древние вулканические конусы почти полностью денудированы, от них сохранились лишь невысокие, концентрически расположенные гряды, сложенные вулканогенными породами. Наиболее крупные вулканы Центрального Казахстана достигают 30—50 км в диаметре, т. е. соразмерны крупнейшим вулканическим конусам Армянского нагорья и Камчатки.

В современную эпоху Казахский щит подобно Балтийскому и Канадскому щитам поднимается. Результаты повторного нивелирования по линии Семипалатинск — Алма-Ата — Арысь (Финько, 1966) свидетельствуют о сводовом поднятии Казахского щита с максимальной скоростью до 9—10 мм/год. Восточно-Балхашская (Лепсинская) мульда испытывает относительное

погружение; отроги Джунгарского Алатау поднимаются. Дифференцированный характер движений активизированной части щита контрастирует со сводовым поднятием основной, неактивизированной его части. На фоне общего поднятия в этой части щита отдельные разломы и древние складчатые структуры (по линии профиля) не проявляются на профиле повторного нивелирования.

Основные этапы геоморфологического развития

Как отмечалось, в эволюционном ряду геоморфологических ландшафтов мелкосопочник занимает промежуточное положение между горами и пенепленом. Но развитие рельефа может идти в двух направлениях:

1) горы→мелкосопочник→пенеплен;
2) пенеплен→мелкосопочник→горы.

В первом случае мелкосопочник возникает в ходе денудационного выравнивания гор, в условиях затухания тектонических движений (нисходящее развитие, по В. Пенку). Во втором случае этот же тип рельефа возникает при тектонической активизации и формировании возрожденных гор на месте пенеплена (восходящее развитие, по В. Пенку). Какой из двух теоретически возможных путей развития свойствен Казахскому мелкосопочнику? Своеобразие данной территории состоит в том, что в ее рельефе присутствуют следы двух этапов развития. На более раннем этапе эволюция рельефа протекала по первой схеме (нисходящего развития); на следующем этапе развитие пошло по второй схеме (восходящего развития).

Первый этап геоморфологической истории Казахского щита охватывает длительный отрезок времени с конца палеозоя до позднемелового — палеогенового времени (досреднеолигоценовый этап, по З. А. Сваричевской, 1961). В течение этого этапа горные хребты, возникшие в пределах Казахской складчатой страны в результате герцинского орогенеза, были разрушены (денудированы) и сформировался древний пенеплен Казахстана, фиксированный корами выветривания (З. А. Сваричевская).

Рассматриваемый этап рельефообразования имеет сложную, еще недостаточно изученную историю, которая включает несколько эпох выравнивания и корообразования, прерывавшихся эпохами поднятия и расчленения

рельефа. Одна из основных эпох пенепленизации и мощного корообразования связана с позднемеловой трансгрессией (сеноман-турон). На раннемеловую и дат-палеоценовую эпохи приходятся поднятия и расчленение рельефа. Свидетельствами этих эпох служат древние карстовые воронки, изученные С. А. Сладкопевцевым, в Восточном Казахстане. В современном рельефе древние карстовые полости выражены слабо, в виде западин глубиной до 4—5 м. Бурением вскрываются глубокие карстовые полости свыше 100 м глубины (в Аркалыкском месторождении бокситов до 240 м). Формирование столь глубоких воронок было возможно в условиях более высокого, чем в современную эпоху, гипсометрического положения поверхности, при более влажном и теплом климате. В дат-палеоценовое время шло интенсивное заполнение карстовых воронок продуктами дифференциации и смыва мощной (до 70 м) аллитной коры выветривания и формирование богатых залежей бокситов. По С. А. Сладкопевцеву, залежи бокситов приурочены также к эрозионно-тектоническим впадинам (древние долины) и тектоническим понижениям (брахисинклиналям), заполненным продуктами переотложения коры выветривания. Изучение древнего карста погребенных древних долин имеет важное значение для поисков месторождений бокситов и россыпей, связанных с первым этапом рельефообразования.

Завершающая фаза выравнивания поверхности Казахской складчатой страны приходится на ранний олигоцен и связана с эпохой опускания и трансгрессии. Интересные данные о непосредственном влиянии морской трансгрессии на формирование древней выровненной поверхности Казахского щита получены Е. А. Финько. Близ окраин Казахского щита волнистая денудационная поверхность типа пенеплена резко меняет свой облик. При неизменном петрографическом составе пород она становится более плоской, что вместе с остатками прибрежно-морских отложений олигоценового возраста указывает на абразионное происхождение поверхности. Затем пятна морских отложений смыкаются в сплошной покров, и поверхность приобретает характер первичной равнины морской аккумуляции. За пределами Казахского щита, в областях Западно-Сибирской и Туранской равнин, эта поверхность быстро погружается, скрываясь под толщами более молодых отложений. Таким обра-

зом, в масштабе всей Урало-Сибирской платформенной равнины олигоценовая поверхность выравнивания является полигенетической (денудационно-абразионно-аккумулятивной).

Второй этап развития рельефа Казахстана, начавшийся с середины олигоцена, как подчеркивает З. А. Сваричевская, качественно отличен от предшествующего «этапа пенепленизации» и выразился в создании контрастного рельефа. Основным источником этого развития послужили новейшие тектонические движения — нарастающие поднятия. Последние протекали неравномерно, о чем свидетельствуют следы нескольких геоморфологических циклов. В конце олигоцена — начале миоцена Казахский щит поднимался и в исходную поверхность были врезаны широкие эрозионные (эрозионно-тектонические) долины глубиной 30—50 м и более. Древние долины были в дальнейшем заполнены толщей глин аральской свиты (нижний и средний миоцен) преимущественно озерного происхождения.

После сравнительно небольшого общего поднятия и размыва в конце миоцена — начале плиоцена в позднем плиоцене возобновился процесс заполнения древних долин аллювиально-пролювиальными отложениями. Поверхность днищ древних долин, соответствующая III—IV террасе современных долин, имеет плиоцен-раннеплейстоценовый возраст. Она может рассматриваться в качестве второго (после исходного пенеплена) геоморфологического уровня территории Центрального Казахстана. Е. Е. Милановский (1957) показал возможность использования этого уровня для построения структурных карт. Деформации уровня в районе Сарысу-Тенгизского водораздела почти полностью повторяют структурные формы, выявленные путем прослеживания изгибов погребенной поверхности озерных глин аральской свиты (N_1) и согласуются с изогипсами поверхности исходного пенеплена.

Если в Центральном Казахстане, т. е. в пределах неактивизированной (или слабо активизированной) части щита, миоценовая поверхность погребена, то в активизированной области гор Юго-Восточного Казахстана поверхность этого возраста выражена в рельефе. Например, в Западном Тарбагатае выделяются три полигенетические поверхности выравнивания — донеогеновая (мезозойская), миоценовая и плиоцен-раннеплейстоцено-

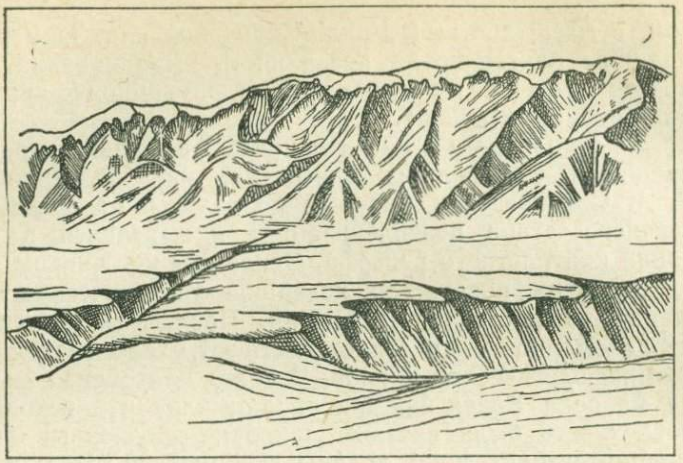


Рис. 63. Поверхность выравнивания, разделенная тектоническим уступом. Южный склон Тарбагатая
Рисунок З. А. Сваричевской

вая (Л. К. Шупарская). Поверхности деформированы, нарушены разломами, четко выраженными в рельефе (рис. 63). Амплитуда новейших движений достигает здесь 1500—2000 м, тогда как в Центральном Казахстане не превышает 500—1000 м.

В течение миоцена и раннего плиоцена климат области Казахского щита отличался засушливостью, в связи с чем речная сеть была развита сравнительно слабо. Формирование современной речной и ложковой (балочной) сети относится к концу плиоцена — четвертичному периоду.

В дочетвертичное время ход геоморфологического развития определялся в основном тектоническими движениями; в четвертичном периоде наряду с тектоникой на развитие рельефа большое влияние оказали климатические колебания — чередование влажных (плювиальных) эпох и эпох иссушения климата (ксеротермических). Н. Н. Костенко (1963) выделяет несколько тектонических фаз. Койбынская фаза (на рубеже между акчагылом и апшероном) сменилась бакинской тектонической фазой (ранний плейстоцен), с которой связаны крупные поднятия горных массивов Казахстана.

С начала неогена в Казахстане возникли аридные климатические условия, но в позднем плиоцене (акча-

гыл — апшерон) климат стал более влажным. С этой плювиальной эпохой (I) связана разработка речной сети, нередко секущей древние долины. На ранний плейстоцен приходится ксеротермическая эпоха, а в начале среднего плейстоцена в условиях нового увлажнения климата (плювиал II) продолжалась разработка речных долин. На рубеже среднего и позднего плейстоцена, по Н. Н. Костенко, проявилась крупная тектоническая фаза — джунгарская, во время которой произошло общее поднятие территории.

После ксеротермических условий второй половины среднеплейстоценового времени в начале позднего плейстоцена наступила вновь плювиальная эпоха (III). Вместе с новым увлажнением климата поднятия привели к усилению эрозии и аккумуляции. К концу позднего плейстоцена плювиал III закончился. Наступление голоцена отмечено проявлением алма-атинской фазы тектогенеза и дальнейшей аридизацией климата. Всего за четвертичный период в долинах рек Казахского щита образовалось от трех до шести (река Селеты) террасовых уровней.

Типы морфоскульптуры

Вся территория Казахского мелкосопочника относится к зоне аридной морфоскульптуры. Процессы аридного рельефообразования, проявляющиеся в современную эпоху (плоскостной смыв, дефляция, эрозия временных водотоков), были господствующими на протяжении длительных отрезков истории Казахского щита. Несмотря на обширность территории щита, в его пределах трудно выделить климатически обусловленные морфоскульптурные зоны и провинции. Распределение типов морфоскульптуры отражает прежде всего распределение крупных морфоструктур (поднятий, впадин) и общий ход истории развития рельефа.

Для Центрального Казахстана З. А. Сваричевская (1965) выделяет комплексы рельефа разных генераций. С *досреднеолигоценовым этапом* связаны два типа рельефа: 1) пенеплен, фиксированный корой выветривания, и 2) пенеплен, фиксированный верхнемеловыми галечниками. Эти типы рельефа имеют сравнительно ограниченное распространение (преимущественно на водораздельных пространствах) в виде останцовых массивов.

Более поздний (*среднеолигоцен-раннеплиоценовый*) возраст имеют следующие типы рельефа: 1) пенеплен со смытой корой выветривания, занимающий основную часть водораздельных пространств. Он характеризуется почти полным отсутствием древней коры выветривания и местными неровностями, возникшими в результате избирательной денудации, в процессе размыва первоначальной поверхности пенеплена. З. А. Сваричевская выделяет несколько видов этого типа рельефа: пологоувалистый, пологохолмистый, гривистый, грядовый. Рассматриваемый тип морфоскульптуры постепенно переходит в 2) мелкосопочник, возникший за счет эрозионно-денудационного расчленения древнего пенеплена. В ходе этого процесса возникал сначала мелкосопочник склонов, который затем при освоении ложково-долинной сетью водоразделов захватывал и водораздельные участки. Внешний облик мелкосопочника тесно связан с литологическим составом пород. Г. Ц. Медоев (1944) выделяет такие типы мелкосопочника: грядовый, гривовый, увалистый, шоку (конические сопки преимущественно на кварцитах), койтас. Последний тип, название которого означает в переводе с казахского «баран-камень», представляет собой скопление мелких округлых скал, напоминающих отдыхающее стадо баранов; койтас связан с выходами гранитов. Причудливые формы денудации — в виде башен, замков, фантастических животных — характерны для выходов гранитов в пределах поднятых массивов (Кокчетавская возвышенность, район озера Боровое).

Большое разнообразие типов рельефа сформировалось в течение *среднеплиоцен-четвертичного времени.* Молодым рельефом этого возраста являются: 1) низкогорья и мелкогорья; 2) мелкосопочные нагорья, приуроченные к участкам новейших поднятий; 3) мелкосопочник склонов, или приречный (придолинный) мелкосопочник, возникший в ходе углубления речной сети и денудации склонов. К плиоцен-четвертичному времени относится также формирование 4) современных долин и 5) озерных впадин. Часть последних связана с долинами и имеет флювиальное происхождение; другие впадины имеют сорово-дефляционное и тектоническое происхождение (озера Тенгиз, Коржонкуль).

Наряду с современными долинами в Казахстане из-

вестны древние долины. Под этим названием выделяются неглубокие (30—70 м) плоскодонные понижения, отличающиеся большой шириной (до 20—30 км). Проблеме происхождения древних долин Казахстана посвящена большая литература. Данные бурения (проводимого главным образом с целью поисков россыпных месторождений) показали, что долины заполнены преимущественно глинами озерного происхождения и делювиальными суглинками. Типичные аллювиальные отложения занимают сравнительно небольшую часть разреза. З. А. Сваричевская (1965) считает древние долины тектоническими прогибами, развивавшимися в новейшее время. Когда ксеротермические эпохи сменялись плювиальными, неглубокие прогибы использовались реками, что и создало представление об этих формах рельефа как о речных долинах, хотя в сущности они ими не были.

Среди *современных экзогенных процессов,* активно проявляющихся в пределах Казахского мелкосопочника и смежных с ним пластовых равнин, следует указать дефляцию, или ветровую эрозию. Дефляция — важный фактор, который необходимо учитывать при развитии земледелия на целинных землях. Почти вся поднятая целина Казахстана расположена в районах недостаточного увлажнения с неблагоприятным режимом осадков, хода температур и ветров. Почвенный покров отличается здесь малой мощностью гумусового горизонта; при распашке эти почвы оказываются легко подверженными развеванию. Развевание (дефляция) начинает сильно проявляться уже при скорости ветра 15 м/сек, а такие скорости ветра на просторах целины — явление весьма частое. Наиболее опасное время для развития дефляции в степях Казахстана — это весна, поскольку в этот период обычно не бывает дождей, почва оголена, а соседство пустынь приводит к вторжению суховеев и ветров большой скорости; именно в этих условиях и возникают длительные пыльные бури (Федорович, 1969).

Дефляция уже нанесла немалый ущерб целинным землям. Так, в Павлодарской области к 1959 г. выдуванию и засыпанию песком подверглось 868 тыс. га посевной площади, к 1962 г. таких земель было уже 2 552 тыс. га. Всего в Целиноградской области к 1960 г., т. е. за шесть первых лет массового освоения целины, от дефляции пострадало больше 9 млн. га, что почти

равно всей посевной площади Франции (Федорович, 1969).

Для борьбы с дефляцией необходимо применять комплекс мероприятий. Основное из них — немедленное исключение эродированных земель из пахотного фонда и перевод всех площадей развеянных почв, особенно почв песчаных и супесчаных, в мелиорированные пастбища, засеянные многолетними травами. Эффективен метод полосного земледелия, когда полоса хлебов шириной 50—100 м защищается полосой высокостебельных растений (трава донник, гречиха, горчица). Крайне важно создание сети лесных полос ажурной (полупродуваемой) конструкции. Большое значение имеют специальные агротехнические мероприятия по борьбе с иссушением почвы, удобрению полей. Решающее значение имело бы развитие орошаемого земледелия на базе переброски части стока сибирских рек в Казахстан и Среднюю Азию.

ТУРАНСКАЯ РАВНИНА

Элементы орографии

В пределах молодой платформенной равнины Турана выделяются обширные возвышенности и низменности. Среди возвышенностей преобладают плато, пластовые равнины — Тургайское плато (до 200—300 м), плато Устюрт (до 250—340 м), Красноводское плато, Заунгузское плато, пластовая равнина Кызылкум, возвышенность Бадхыз, Карабильское плато. Характер плато, т. е. возвышенностей с крутыми уступами (чинками) по краям и слабо расчлененной поверхностью, обусловлен тремя факторами: 1) близким к горизонтальному залеганием пластов осадочных пород (структурно-литологический фактор); 2) новейшим общим поднятием (тектонический фактор) и 3) аридной обстановкой рельефообразования (климатический фактор).

Равнинный облик поверхности плато, сложенных преимущественно осадочными породами не древнее неогена, нарушается выступами более древних (палеозойских и мезозойских) пород, имеющими вид низкогорий и среднегорий. Таковы возвышенности Мангышлака (до 556 м), «островные» возвышенности Кызылкумского плато — горы Султануиздаг (473 м), Букантау (764 м), Кульджуктау (785 м), Тамдытау (922 м). В пределы Туранской равнины заходят также отроги Туркестан-

ского хребта Тянь-Шаня — горная цепь Нуратау (до 2169 м). Отрогом Тянь-Шаня является и хребет Каратау (до 2176 м), резко нарушающий равнинность областей песков Муюнкум и Сырдарьинской низменности. Благодаря заходу отрогов Тянь-Шаня в пределы равнины граница между Туранской платформенной равниной и орогенической областью не резкая, постепенная. Так же постепенно, без резкой границы типичные низменности — синеклизы Туранской платформы переходят в предгорные впадины и краевые прогибы Тянь-Шаня, Памира, Копетдага. Так, низменность Северо-Кызылкумской синеклизы (Сырдарьинская низменность) постепенно сливается с равниной Ташкентской предгорной впадины.

Итак, среди крупных положительных форм рельефа Туранской равнины выделяются две категории: 1) средневысотные плато и 2) островные горы и отроги хребтов. Подобно этому отрицательные элементы рельефа можно подразделить тоже на две группы: 1) обширные низменности и 2) глубокие впадины (котловины), или депрессии. Среди низменностей назовем Южно-Каракумскую и Закаспийскую аккумулятивные низменности, Приаральскую, Верхнеузбойскую, Сырдарьинскую, Муюнкумскую низкие пластовые равнины. Высоты земной поверхности в пределах низменностей обычно не превышают 150—200 м, и лишь относительно пониженная область песков Муюнкум, расположенная между горным хребтом Каратау и Чу-Илийским валом, почти повсеместно имеет высоту более 200 м.

Если для восточной части Туранской равнины, тяготеющей к Тянь-Шаню, особенно характерны островные горы и отроги хребтов, то для западной части равнины, тяготеющей к Каспийскому морю, весьма характерны замкнутые впадины, котловины. Наиболее обширная из них — впадина Аральского моря (урез воды +53 м, глубина до 68 м), самая глубокая — впадина Карагие (отметка днища —132 м); эта удивительная впадина углубилась более чем на 100 м ниже уровня Каспийского моря, от берега которого она удалена всего на 10—15 км. Очень глубоки впадины Акчакая (—81 м), Карынжарык (—70 м), Сарыкамышская (—38 м). Много впадин известно на Устюрте (Косбулак, Барсакельмес, Ассаке-Аудан и др.), на Заунгузском плато, плато Кызылкум (Карагатинская, Мынбулакская и др.), в пределах возвышенности Бадхыз.

Морфоструктурные особенности

Туранская равнина отличается повышенной тектонической подвижностью; эта платформенная территория оказалась затронутой процессами новейшей тектонической активизации. Возвышенности плато представляют собой области умеренных новейших поднятий амплитудой 200—300 м. Величины новейших поднятий низкогорных и среднегорных внутриплатформенных массивов превышают 1000—2000 м, т. е. сходны с показателями неотектоники орогенических областей. Например, на основании изучения деформаций горизонта зеленых глин верхнего эоцена Б. Б. Ситдиков оценивает новейшее поднятие хребта Нуратау в 2000 м и более, гор Тамдытау в 1200 м, Букантау — в 1000 м. Район этих внутриплатформенных поднятий осложнен многочисленными активными разломами, движения по которым продолжаются и в настоящее время.

Низменности, крупные впадины представляют собой области относительно замедленных поднятий или опусканий. Так, Сырдарьинская низменность — это относительно прогибающийся участок с суммарными движениями за неоген — четвертичное время менее +50 м (Н. И. Николаев). На основании изучения мощностей неоген-четвертичных отложений амплитуда новейших опусканий Верхнеузбойской низменности оценивается в 150—200 м (Амурский, Дикенштейн, 1963). Величины новейших опусканий низменности резко возрастают по мере приближения к молодым горным сооружениям, окаймляющим Туранскую равнину. Так, в Южно-Каракумской низменности, по Г. И. Амурскому и Г. Х. Дикенштейну, амплитуда опусканий 600—1000 м, а в Предкопетдагском прогибе — порядка 2000 м (район Ашхабада), т. е. соразмерна с величиной поднятия внутриплатформенных гор. Для Закаспийской низменности (Западно-Туркменского прогиба) величина новейшего опускания достигает 6000—7000 м, что уже характерно для чисто орогенических структур.

Как видно, для многих возвышенностей и низменностей Туранской равнины характерна прямая связь с положительными и отрицательными элементами новейшей структуры. Значительная унаследованность морфоструктуры Туранской равнины выявляется также при сопоставлении орографического плана с рельефом фун-

дамента. Так, Кызылкумское плато в целом соответствует одноименной антеклизе; Сырдарьинская низменность совпадает с Северо-Кызылкумской, или Сырдарьинской, синеклизой; Чуйской впадине (синеклизе) отвечает Муюнкумское орографическое понижение. К числу прямых морфоструктур относятся также Заунгузская возвышенность (расчлененное плиоценовое плато), являющаяся орографическим выражением Северо-Каракумского свода (антеклизы), Верхнеузбойская, Учтаганская низменности, обширная Южно-Каракумская низменность, отвечающие одноименным прогибам и синеклизам.

Граница между Заунгузским расчлененным плато и Южно-Каракумской низменностью соответствует флексурообразному перегибу новейших отложений субширотного направления, переходящему, по-видимому, на глубине в разлом фундамента (Репетекская зона разломов глубокого заложения, по Г. И. Амурскому и Г. Х. Дикенштейну). Западный отрезок этой зоны выражен в рельефе системой замкнутых солончаковых впадин Унгуза и уступами (чинками), ограничивающими Заунгузское плато с юга. Б. А. Федорович (1950) еще до проведения специальных геологических и геофизических исследований на основании геоморфологического анализа пришел к выводу о том, что Заунгузский чинк развился на месте флексуры. Крутое крыло флексуры, выраженное в рельефе скатом, послужило местом усиленного развития эрозии и дефляции, в результате чего скат превратился в уступ — чинк. В ходе этого процесса продукты разрушения уступа Заунгузского плато отложились в пределах впадины Унгуза, образовав Серные бугры — крупнейшее месторождение серы осадочного происхождения, изученное А. Е. Ферсманом, Д. И. Щербаковым в 1925—1929 гг. Таким образом, Заунгузский чинк — прямая морфоструктура, подчеркнутая и усиленная пустынной денудацией.

Как это и свойственно молодым платформенным равнинам, Туранская равнина характеризуется господством прямых (унаследованных) морфоструктур. Однако преимущественно по окраинам Туранской равнины распространены также морфоструктуры другого типа — наложенные, или обращенные. К их числу относятся возвышенности Бадхыз, Карабиль. Эти высокие плато (до 1000—1200 м) расположены в зоне Восточно-Туркмен-

ского краевого прогиба, где мощность одних только неоген-четвертичных отложений превышает 1,5 тыс. м. Возникновение плато на месте краевого прогиба связано с прекращением опусканий и вовлечением зоны прогиба в интенсивные поднятия горной цепи (антиклинория) Паропамиз. Смена знака движений произошла в раннеплейстоценовое время. На протяжении плейстоцена области Бадхыза и Карабиля испытывали поднятие, этапы которого зафиксированы четырьмя поверхностями выравнивания (А. А. Дубинский, Г. И. Амурский). По периферии плато расчленены эрозией и превращены в низкогорья. Обращенный (или полуобращенный) характер имеет морфоструктура Тургайского плато (Доскач, 1961).

Крупнейшая обращенная морфоструктура Туранской равнины — плато Устюрт. Еще в миоцене — начале плиоцена (понт) территория Устюрта была относительно опущена. Она представляла собой обширную плоскую синеклизу и служила областью осадконакопления (Кузнецов, Прусов, Туголесов, 1963; Клейнер, 1966). Область впадины Аральского моря в это время, напротив, была относительно приподнята (особенно в полосе Арало-Кызылкумского вала, по Ю. Я. Кузнецову и др.). В послепонтическое время произошло поднятие Устюртской синеклизы. В современную эпоху поверхность плато Устюрт, бронированная устойчивыми к размыву породами среднего и верхнего миоцена, расположена гипсометрически выше окружающих территорий и ограничена крутыми (до 100 м) обрывами чинков.

По своему местоположению чинки приурочены к флексурообразным перегибам пластов, падающих внутрь Устюрта. Р. Г. Гарецкий и В. И. Шрайбман при геологических исследованиях установили, что северный чинк предопределен разломом с опущенным южным крылом. Таким образом, структурно поднятая часть флексуры (или сброса) денудирована, и чинки, как справедливо отметил Ю. М. Клейнер, должны считаться инверсионными формами рельефа.

Последующие геофизические работы (гравиметрические, аэромагнитные съемки) подтвердили связь чинков с глубокими разломами, затрагивающими фундамент. Оказалось, что северный чинк совпадает с Чаграйским разломом; восточный чинк параллелен Центрально-аральскому разлому (Д. П. Голуб, М. С. Рябкова).

Геофизические данные подкрепили также взгляд на Устюрт как на глубоко опущенную синеклизу: в пределах Устюрта блоки фундамента залегают на глубинах 4—6 км, тогда как Приаральская тектоническая зона тектонически поднята, отличается неглубоким залеганием фундамента (1—2 км). Таким образом, новые данные подтверждают вывод об общем инверсионном строении рельефа области плато Устюрт и впадины Арала и, в частности, об инверсионной природе устюртских чинков.

Отметим элементы сходства и различия заунгузского и устюртских чинков. Общая черта чинков — это приуроченность их к флексурам или разломам. Интересное отличие состоит в том, что заунгузский чинк, расположенный в Каракумской области прямых морфоструктур, представляет собой тоже прямую морфоструктуру, тогда как чинки Устюрта в соответствии с общим характером морфоструктуры этого района имеют инверсионную природу. В формировании чинков Устюрта наряду с процессами пустынной денудации большую роль сыграла абразия (в периоды акчагыльской и хвалынской трансгрессии), а также оползневые процессы.

Непосредственно к югу от инверсионного плато Устюрт расположены две крупные прямые морфоструктуры. Это среднегорная возвышенность Мангышлака, соответствующая сложному тектоническому валу того же названия (Кузнецов и др., 1963), и субширотное понижение, расположенное между возвышенностями Мангышлака, Туаркыра и Капланкыра и соответствующее, по Ю. Я. Кузнецову, Южно-Устюртской синеклизе. А. Л. Яншин назвал рассматриваемую пониженную полосу «синклиналью бессточных впадин», так как она включает цепь котловин: Карагие, Каунды, Бишчурлы, Карынжарык, Ассаке-Аудан и Сарыкамыш. По Н. И. Николаеву, за новейшее время полоса «синклинали бессточных впадин» погрузилась примерно на 100 м.

К югу от прямой морфоструктуры «синклинали бессточных впадин» мы вновь вступаем в область обращенных морфоструктур. Такова прежде всего морфоструктура залива Кара-Богаз-Гол. Отрицательная форма рельефа залива противоречит структуре Кара-Богазского свода (антеклизы), выделяемого по деформациям меловых отложений. В разрушении Кара-Богазского свода и формировании на его месте понижения рельефа,

несомненно, важную роль сыграла эрозия среднеплиоценового времени, а также последующие сорово-дефляционные процессы (Сваричевская, 1965). Однако ведущая роль принадлежала, несомненно, перестройке структуры в результате изменения характера движений. Н. И. Николаев (1962) не прав, относя Кара-Богаз к области новейших поднятий. С позднего плиоцена это область относительных опусканий. Точно так же послеакчагыльские поднятия в районе Красноводской мезозойской мульды привели к формированию тектонически обращенного Красноводского плато, а новейшее опускание района Чильмамедкум развилось в пределах древнего мезозойского вала (Сырнев, 1967). Как и в других районах обращенного платформенного рельефа, все эти новейшие тектонические перестройки не привели к существенным изменениям более глубоких структур, но оказались достаточными для коренного преобразования орографии. Крупные неотектонические структуры Устюрта и Кара-Богазского района находят прямое орографическое выражение, но являются несогласными по отношению к структурам нижних горизонтов осадочного чехла и поверхности фундамента.

Формирование цепи обращенных морфоструктур (Устюрт, Кара-Богаз, Красноводское плато) в одной меридиональной полосе представляется не случайным. Как и в других геоморфологических областях СССР, в пределах Туранской равнины выделяется система морфоструктурных «волн» земной коры субмеридионального и субширотного направлений. Среди субмеридиональных волн Турана крайней западной является полоса морфоструктурных поднятий, лежащая на продолжении Урала и выходящая на «поднятый угол» Туркмено-Хоросанских гор (см. гл. 1). Эта полоса включает Устюрт, Мангышлак, Красноводское плато, хребты Малый и Большой Балханы. Рассмотренные выше перестройки морфоструктуры в новейшее время были связаны с формированием этой поднятой полосы. Параллельно ей несколько восточнее намечается относительно опущенная полоса, включающая Тургайскую ложбину, наложенную впадину Аральского моря, Верхнеузбойскую низменность (прогиб). Развитие этих двух морфоструктурных полос, относящееся к плиоцен-четвертичному периоду, оказало огромное влияние на историю развития рельефа и ландшафтов Турана. «Рост» Урало-

Балханской поднятой полосы преградил путь стоку вод Амударьи и Сырдарьи в Каспийское море. «Углубление» Арало-Тургайской зоны прогибания создало обособленный (внутренний) бассейн стока Аральского моря. Следующая полоса поднятия включает Кокчетавскую возвышенность, горы Улутау, низкогорья Кызылкумов (Тамдытау и др.) и наложенные плато Бадхыз и Карабиль. Параллельная полоса опускания отходит от Тенгизской впадины, следуя далее к югу по участкам максимальных опусканий Чуйской впадины, Северо-Кызылкумской синеклизы, Ташкентского предгорного прогиба, и выходит к Южно-Таджикской депрессии.

Меридионально поднятая полоса состоит из наложенных морфоструктур Баянаульских и Каркаралинских гор, Чу-Илийского вала и переходит далее на горные поднятия Центрального Тянь-Шаня и Памира; по «оси» этого поднятия отмечено наибольшее сужение Предпамирского прогиба. Как и другие меридиональные «волны», рассматриваемая полоса поднятия продолжается в пределы Западно-Сибирской равнины, выходя на Васюганское наложенное поднятие и Пуровский региональный разлом. Сопряженная полоса опускания идет через Барабинскую низменность к югу на Таримский массив.

Еще при анализе рельефа и неотектоники Западно-Сибирской равнины и Казахского мелкосопочника было отмечено большое значение субширотных «волн», параллельных Тянь-Шаню. Система орографически выраженных «волн» этого направления, естественно, охватывает территорию Средней Азии. Как и субмеридиональные, субширотные «волны» распространяются и на платформенных равнинах, и в орогенических областях.

Полоса поднятия субширотного направления — это рассмотренная выше «орографическая ось» Казахского щита, на продолжении которой лежит полуобращенное Тургайское плато и участок максимальных высот Мугоджар. Полоса опускания отмечена впадинами озера Алаколь, озера Балхаш, понижениями долины реки Чу и низовьев Сырдарьи, впадинами Аральского моря и Северного Каспия.

Субширотная полоса поднятий идет от Мангышлака через низкогорья Султануиздага и плато Кызылкум (Букантау, Тамдытау) и выходит на Западный и Центральный Тянь-Шань. Сопряженная с нею полоса опус-

кания от «синклинали бессточных впадин» прослеживается на восток до Ферганской впадины. Морфоструктурная зона включает пояс разломов, который В. Е. Хаин (1964) объединяет в единый Манычско-Бухарский глубинный разлом, переходящий со Скифской плиты через Каспийское море на Туранскую платформу.

Параллельная полоса поднятий охватывает древний Кара-Богазский свод и уцелевшую выраженную в рельефе его часть — плато Туаркыр, Заунгузское, выходя далее на Туркестанский и Зеравшанский хребты Южного Тянь-Шаня. Сопряженная полоса опускания включает Закаспийскую, Центральнокаракумскую низменности и Южно-Таджикскую впадину.

Наряду с ортогональной (меридионально-широтной) в пределах Средней Азии проявляется и диагональная (северо-запад — юго-западная) сетка орографических и структурных линий. Многие элементы диагональной системы отчетливо выражены в рельефе (например, хребты Каратау, Нуратау, Каржантау, Пскемский и др.). Однако в большей степени в орографии и неотектонике рассматриваемой территории проявляется ортогональная сеть. Особенно наглядно это видно в областях с мощным покровом неоген-четвертичных отложений. Г. И. Амурский и Г. Х. Дикенштейн, анализируя составленную ими карту мощностей неоген-четвертичных отложений Туркмении, отмечают, что большая часть крупных неотектонических структур имеет либо меридиональную, либо широтную ориентировку. Они указывают также, что существенное влияние на строение верхнего структурного этажа Туркмении оказали зоны разломов глубокого заложения, которые пересекают различные геотектонические области. Таковы Мургабская зона, имеющая почти меридиональное направление, и субширотная Репетекская зона разломов.

Вследствие аридности климата в рельефе Туранской равнины четко выражены не только крупные, но и локальные структуры. В высшей степени тектономорфным является рельеф плато, пластовых равнин. «Топографическая карта Устюрта и Мангышлака, за исключением участков антиклинальных котловин, в сущности является структурной, — пишет Ю. М. Клейнер (1966). — Поскольку рельеф названных плато тектонический, горизонтали карты отождествляются со стратоизогипсами» (рис. 64). Геоморфологические признаки были широко

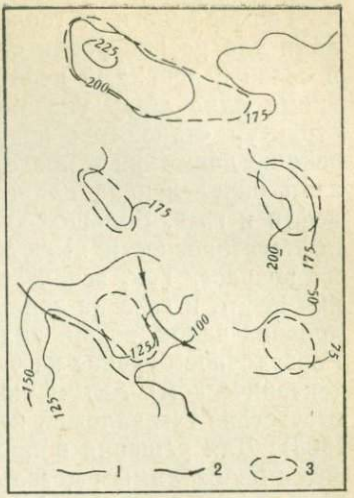


Рис. 64. Типы выражения в рельефе локальных структур Устюрта (по Ю. М. Клейнеру, Ю. Я. Кузнецову, Л. П. Полкановой, В. В. Шолохову, 1967):

1 — обобщенные горизонтали земной поверхности (тектоизогипсы); 2 — долины временных водотоков; 3 — локальные поднятия, намечаемые по геоморфологическим признакам

использованы при составлении тектонической карты Устюрта и оценке перспектив нефтегазоносности этой территории (Ю. Я. Кузнецов, В. В. Прусов, Д. А. Туголесов).

Интересная особенность района Устюрта состоит в том, что в ходе длительного континентального развития плато наиболее крупные синклинальные понижения оказались переуглубленными. В результате амплитуды высот земной поверхности превысили амплитуды тектонических деформаций; рельеф плато стал не только прямым тектоническим, но и подчеркнуто тектоническим. Благодаря этому в рельефе получили отражение такие элементы тектоники, которые нельзя обнаружить при геологической съемке ввиду очень малых углов деформаций (Клейнер, Кузнецов, Полканова, Шолохов, 1967).

Менее яркое отражение находят локальные структуры в ландшафтах глинистых и песчаных пустынь. Однако углубленный геоморфологический анализ с использованием ландшафтных признаков, с учетом особенностей древнего рельефа позволяет и в этих районах уверенно давать прогнозы местоположения локальных структур, разломов. Ценные результаты получены в этом отношении В. П. Мирошниченко (1961, 1968), Н. П. Костенко (1962) и другими исследователями.

Геоморфологи и геологи-четвертичники немало сделали для расшифровки структуры равнин Средней Азии в связи с поисками нефти и газа. Однако в настоящее время одно лишь указание на наличие благоприятных структур становится недостаточным. Интенсивные новейшие движения в пределах равнин Средней Азии оказали определенное влияние на формирование залежей нефти и газа. Большое значение для оценки перспектив нефтегазоносности имеют история развития структур и их возраст. Так, все известные промышленные скопления нефти и газа на западе Турана вскрыты в пределах древних валов, возникших в палеозое и начале мезозоя. Разведочное бурение на более молодом (в основном неотектоническом) Актумсук-Қасарминском валу показало отсутствие там залежей нефти или газа (Кузнецов и др., 1963). Для решения вопросов нефтяной геологии становится необходимым детальный анализ истории формирования структур в новейшее время с получением точных количественных показателей неотектоники.

Основные этапы геоморфологического развития

Геоморфологические циклы, поверхности выравнивания и террасы. Заложение некоторых крупных морфоструктур Туранской равнины относится еще к мезозойской эре. Так, Мангышлакский вал возник в юрском периоде, в дальнейшем это поднятие несколько раз подвергалось денудации, но общий план его сохранился, хотя и значительно усложнился.

В позднем мелу и палеогене платформа Турана подверглась морским трансгрессиям. Туранское море соединялось с западно-сибирским морским бассейном широким проливом в пределах Тургая. Море затопило не только районы современных низменностей и плато, но и центральнокызылкумские низкогорные массивы: все они были перекрыты толщей морских палеогеновых отложений. В пределах более поднятых массивов Нуратау и Каратау сформировались абразионные поверхности мелового-палеогенового возраста. В Тургае с конца олигоцена существовал обширный озерный бассейн.

Оживление рельефообразующих процессов связано с миоцен-раннеплиоценовым геоморфологическим циклом. В результате поднятий в миоценовое время из сферы озерно-аллювиального осадконакопления вышла

северная часть Туранской равнины — Тургайское плато и примыкающие к нему с юга и юго-востока районы. Сформировалась олигоценовая полигенетическая поверхность (преимущественно аккумулятивная), послужившая исходным уровнем для формирования современного рельефа. Эта поверхность хорошо увязывается с одновозрастными ей уровнями к западу от Урала.

Расположенные южнее Тургая части Туранской равнины в миоцене были все еще затоплены морем. Среди моря в виде невысоких островов возвышались лишь Кызылкумские массивы. В раннем плиоцене началось поднятие средней полосы Туранской равнины. Устюрт превратился в низкую пластовую равнину, лишь частично затопленную понтическим морем. В северном Приаралье А. Л. Яншиным (1953) изучена древняя плиоценовая речная сеть, продолжение которой обнаружено на Устюрте. Раннеплиоценовые реки Устюрта использовали преимущественно синклинальные понижения, в которых ими были отложены пески с прослоями глин.

Важным рубежом в геоморфологической истории Турана была среднеплиоценовая эпоха, которой начался новый геоморфологический цикл. Как и на юго-востоке Русской равнины, эта эпоха отмечена общим поднятием территории, усилением дифференциальных движений отдельных морфоструктур и глубоким врезанием речной сети. В результате поднятий сформировалась полигенетическая мио-плиоценовая поверхность, коррелируемая с сарматско-понтической (сарматско-ергенинской) поверхностью Предкавказья и юго-востока Русской равнины. Мио-плиоценовая поверхность пользуется широким распространением на Туранской равнине. К ней относится в целом исходная поверхность Устюрта — аккумулятивная морская равнина сарматского (поздний миоцен) или местами понтического (ранний плиоцен) возраста. Близкий возраст имеют исходные поверхности Заунгузского и Кызылкумского плато. В Тургае, в пустыне Бетпак-Дала (пески Муюнкум, равнина Сарысу) плиоценовая денудационно-аккумулятивная поверхность образует второй уровень, выработанный ниже исходной олигоценовой поверхности.

Наиболее яркое событие среднеплиоценовой эпохи — формирование чрезвычайно глубокой и разветвленной речной сети. Катастрофическое падение уровня главного базиса эрозии — Каспийского моря — до 500—600 м ни-

же уровня океана (по оценке Е. Е. Милановского, 1963) вызвало громадное переуглубление речных долин. Ашхабадскими геологами (Г. И. Амурский, Д. М. Мильштейн, Л. Н. Смирнов) описана вскрытая бурением огромная долина Пра-Амударьи глубиной 700—800 м, пересекавшая в субширотном направлении всю Туркмению. Долина прослежена от района г. Мары, где в нее впадала река Пра-Мургаб, через низменность пустыни Каракумы до балханского коридора, через который Пра-Амударья уходила к Каспию. Направление древних ныне погребенных долин Амударьи и Мургаба контролировалось репетекской и мургабской зонами разломов. Подошва отложений, заполняющих долину Пра-Амударьи, лежит на уровне около 700 м.

Чрезвычайно глубокие (до 350 м) эрозионные врезы среднеплиоценового времени обнаружены также в районе залива Кара-Богаз-Гол и Красноводского полуострова (И. П. Сырнев, П. Н. Куприна). Возможно, что в этом районе получила выход к Каспию древняя Сырдарья. Глубокий предакчагыльский врез в районе Арало-Сарыкамышской впадины отмечал Ю. А. Скворцов (1961). Как видно, среднеплиоценовый (доакчагыльский) размыв в бассейнах Амударьи и Сырдарьи проявился не менее ярко, чем в бассейне Волги (рис. 19).

В связи с анализом событий среднего плиоцена коснемся проблемы происхождения Арало-Сарыкамышской впадины. В вопросе о времени ее возникновения среди исследователей Турана нет единства. И. П. Герасимов (1939) считал, что впадина возникла в среднечетвертичное время в результате эродирующего действия вод западносибирских рек, стекавших в бассейн Арала через Тургайский пролив. А. Л. Яншин (1953) выдвинул другую концепцию, согласно которой западносибирские реки в бассейн Арала никогда не текли. По А. Л. Яншину, основной размыв не был связан с плювиальными эпохами четвертичного периода, а произошел гораздо раньше. С учетом общей палеогеографической обстановки размыв надо относить к среднему плиоцену. К этому времени поднятие Устюртско-Балханской полосы (см. рис. 65) и опускание Тургайско-Аральской создало условия для обособления Арало-Сарыкамышской впадины и для проявления в ней глубоких размывов. В четвертичном периоде впадина продолжала расширяться под влиянием эрозионных и дефляционных

процессов. Что касается стока сибирских вод через Тургай, то новые данные по Западной Сибири (см. гл. 6) и по Тургаю подтверждают справедливость взгляда А. Л. Яншина. П. Я. Кошелев показал, что со среднего плиоцена до современной эпохи в Тургайской ложбине существовал водораздел, сток от которого был и к северу и к югу. Таким образом, Арало-Сарыкамышская впадина была заложена в ранне-среднем плиоцене в результате тектонических деформаций земной поверхности и под действием дефляции и размыва водами Пра-Сырдарьи и, возможно, ее притоков Пра-Чу, Пра-Сарысу, Пра-Тургая (А. А. Ямнов).

В позднем плиоцене в ходе акчагыльской и апшеронской трансгрессий в переуглубленных долинах Пра-Амударьи и других рек возникли ингрессионные заливы. Долины были заполнены аллювиальными и морскими отложениями общей мощностью до 700—800 м (Пра-Амударья). Древняя долина Пра-Амударьи оказалась погребенной, но река долгое время еще продолжала течь в широтном направлении по Каракумской низменности, впадая в Каспий. Так закончился средне-позднеплиоценовый геоморфологический цикл.

На протяжении четвертичного периода в условиях дифференцированного поднятия происходило врезание речной сети и формирование «лестницы» речных террас. К раннему плейстоцену относится формирование наиболее древней из выраженных в рельефе террас Сырдарьи; Ю. А. Скворцов отнес ее к нанайскому, или сокскому, эрозионно-аккумулятивному циклу. Заслугой Ю. А. Скворцова является разработка стройной схемы «геоморфологической стратиграфии» бассейна Сырдарьи. Кроме нанайского цикла (Q_1) выделяются ташкентский (Q_2), голодностепский (Q_3) и сырдарьинский (Q_4) циклы. Каждому циклу соответствует четко выраженная речная терраса (в равнинных участках долин), а сырдарьинскому циклу — три уровня (I и II или абайская террасы и пойма). Этап отложения аллювия нанайского цикла отделен от этапа аккумуляции ташкентского цикла фазой продолжительного размыва. Размыв отмечен также на рубеже ташкентского и голодностепского циклов.

Полный комплекс террас Сырдарьи выражен в рельефе западной части Кызылкумского плато. В низовьях Сырдарьи наиболее древняя нанайская терра-

са погребена, и террасовая «лестница» начинается уровнем ташкентского цикла, это указывает на тектоническое прогибание Аральской впадины в начале плейстоцена. За пределами равнины — в области новейших поднятий гор, — как отмечал Ю. А. Скворцов (1961), каждая из перечисленных цикловых террас расщепляется на несколько локальных террас, возникавших под влиянием местных тектонических поднятий. Прослеживание террасовых уровней, их детальное картирование позволяют судить об этапах общего тектонического поднятия, о локальных складчатых и разрывных дислокациях.

Схема разновозрастных уровней, предложенная еще в 30-х годах Ю. А. Скворцовым и Н. П. Васильковским и усовершенствованная Г. А. Мавляновым, Г. Ф. Тетюхиным и другими ташкентскими исследователями, получила широкое распространение в Средней Азии и Казахстане. Идеи геоморфологов ташкентской школы (как и школы Саратовского университета) имели большое значение для внедрения прогрессивного исторического (возрастного) принципа в практику геоморфологического картирования.

Миграции рек и образование аллювиальных равнин. Среди геоморфологических областей Советского Союза равнина Турана отличается максимальными (за четвертичный период) отклонениями русл рек от их современного положения (К. К. Марков и др., 1965, т. II). Миграции русл рек привели к образованию обширных аллювиальных равнин, на основе которых впоследствии развились ландшафты песчаных пустынь, столь характерные для рассматриваемой области. В свете исследований И. П. Герасимова (1937, 1938), А. С. Кесь (1957), А. В. Сидоренко (1953), С. П. Толстова, А. С. Кесь, Т. А. Жданко (1955), Б. А. Федоровича (1952, 1960), А. А. Ямнова, В. Н. Кунина (1953) и других ученых основные вехи истории рек Турана представляются в следующем виде. В раннем и среднем плейстоцене Сырдарья впадала не в Аральское море, а в расположенное южнее Хорезмское озеро. Последнее было отделено от Аральского моря «перемычками» (А. С. Кесь). По-видимому, это были выраженные в рельефе элементы субширотного Мангышлакско-Каракумского вала. Степень выраженности в рельефе «перемычек» в разные эпохи была неодинакова, что зависело как от тектонической активности вала, так и от интенсивности размы-

ва. Появление или исчезновение «перемычек» оказало, по-видимому, важное влияние на весь ход последующей истории Арало-Сарыкамышского бассейна.

В плювиальную эпоху позднего плейстоцена Сырдарья уже впадала в Аральское море, но устье реки было расположено южнее современного. В результате блужданий русла Сырдарьи сформировалась обширная аллювиальная равнина юго-восточного Приаралья.

Река Амударья с плиоцена и до среднеплейстоценовой эпохи включительно протекала по Каракумской низменности. Многочисленные сложные миграции реки привели к созданию здесь обширной аллювиальной равнины. Одно из древних русл Амударьи представляет собой Келифский Узбой, ныне частично использованный для Каракумского канала имени В. И. Ленина. В позднем плейстоцене Амударья повернула на север, в сторону Приаралья. Прорезав Заунгузское плато, река стала впадать в Хорезмское озеро. Поворот Амударьи на север некоторые геоморфологи (Николаев, 1965, и др.) объясняют тем, что путь к Каспию река загромоздила себе собственными наносами. З. А. Сваричевская (1965), не соглашаясь с этим, резонно замечает, что вряд ли Заунгузское плато представляло собой меньшую преграду для Амударьи, чем ее собственные наносы. По З. А. Сваричевской, воды Амударьи были перехвачены одной из рек бассейна Хорезмского озера (руслом которой после перехвата воспользовалась Амударья). Интенсивную регрессивную эрозию реки-перехватчицы вызвало низкое положение уровня Хорезмского озера. Нам представляется, что поворот Амударьи к северу и отрыв ее от Каспия связан также с усилением поднятий меридиональной Устюртско-Балханской полосы и опусканием сопряженной с нею Арало-Сарыкамышской полосы.

Затопив Хорезмскую котловину, воды Амударьи прорезали «перемычку» и вскоре устремились в Аральскую котловину, где до этого было, по-видимому, лишь небольшое озеро. Так в раннехвалынское время возникло Аральское море. В позднехвалынское время, возможно в связи с наращиванием «перемычки», Амударья повернула на запад, в Сарыкамышскую котловину, образовав там обширное озеро-море. Возникла долина Узбоя (использовавшая отчасти древние плиоценовые долины), по которой осуществлялся сток из Сарыкамыш-

ского озера в Каспий. Новый поворот Амударьи в Аральское море вызвал понижение уровня Сарыкамышского озера, и сток по Узбою прекратился (по археологическим данным С. П. Толстова, это произошло в первой половине I тысячелетия до н. э.). В средние века снова усилился сток по одному из рукавов Амударьи в Сарыкамышскую котловину; для борьбы с этим жители древнего Хорезма соорудили плотину. При нашествии монголов в XIII в. плотина была разрушена, и воды Амударьи беспрепятственно направились в Сарыкамышскую впадину. В XIV в. уровень Сарыкамышского озера еще более повысился, в результате чего Узбой снова обводнился. С XV—XVI вв. Амударья впадает в Аральское море; полное осушение Сарыкамышского озера датируется XVI—XVII вв.

Плювиальные и ксеротермические эпохи, образование пустынь. Аридные климатические условия и пустынные ландшафты впервые возникли в Средней Азии в неогене (Б. А. Федорович). Главной причиной аридизации климата Турана, по К. К. Маркову, послужил рост горных цепей, изолировавших Туран от Атлантики, Средиземного моря и Индийского океана.

Процесс аридизации протекал неравномерно. Как было впервые показано И. П. Герасимовым (1937, 1939), в новейшее время в связи с общепланетарными колебаниями климата в Средней Азии периодически происходили ослабления и усиления аридности. При этом пустынные ландшафты сохранялись не только в более аридные (ксеротермические), но и в более влажные (плювиальные) эпохи. Последние отличались в основном увеличением густоты и обводненности речной сети и озер.

И. П. Герасимов выделял одну плювиальную эпоху в позднем плиоцене и две — в четвертичном периоде. Это подтверждается новыми данными. Для плювиальной эпохи акчагыльского и апшеронского времени (I) отмечаются теплый влажный климат, широкое распространение озер, обводнение рек Турана (М. Н. Грамм). Как свидетельствуют палинологические данные (М. Н. Клапчук), в раннем плейстоцене наступили ксеротермические условия. Затем в конце раннего — начале среднего плейстоцена климат вновь изменился в сторону увлажнения и похолодания. Со среднеплейстоценовой плювиальной эпохой (II) связано резкое возрастание

интенсивности эрозионных процессов. Наряду с обводнением постоянных и временных водотоков этому способствовали тектонические движения, нарастание контрастности рельефа.

Во второй половине среднего плейстоцена вновь наступает ксеротермическая эпоха, отличавшаяся очень сухим и холодным климатом. Среднеплейстоценовая ксеротермическая эпоха оказала большое влияние на формирование рельефа (И. П. Герасимов). В эту эпоху произошло развевание рыхлых песчаных толщ аллювиальных, озерных и морских равнин, в результате чего возникли обширные песчаные пустыни — Каракумы, Кызылкум и др. Произошло навевание песчаных покровов на Заунгузское и другие плато. В предгорьях образовались широкие (до 150 км) покровы лёсса (Г. А. Мавлянов). Местами возникли резко расчлененные временными водотоками участки — бедленды. Озерные бассейны пересохли и превратились в солончаки (соры). Поверхность коренных пород плато, возвышенностей покрылась прочной коркой «пустынного загара».

В плювиальную эпоху первой половины позднего плейстоцена (III) оживилась эрозионная деятельность постоянных и временных водотоков. Подвижные эоловые формы рельефа песчаных пустынь были закреплены растительностью. Однако со второй половины позднего плейстоцена началась новая ксеротермическая эпоха со свойственными ей аридными рельефообразующими процессами. Преобладанием аридных (ксеротермических) условий характеризуется и голоцен. В ксеротермических условиях позднего плейстоцена — голоцена дальнейшее развитие получила аридная морфоскульптура Турана (рис. 65).

Проблема связи плювиальных эпох с оледенениями еще не решена. Плювиальные эпохи на равнинах Турана, по-видимому, не обнаруживают четкой связи с оледенениями или межледниковыми эпохами Западной Сибири или Русской равнины. Значительно более ясная зависимость намечается между плювиальными эпохами и историей оледенения гор юга Средней Азии (см. гл. 10). Плювиальные эпохи, по-видимому, приходятся на этапы отступания и таяния горных ледников, т. е. на межледниковые эпохи, отмеченные глубокими эрозионными врезами в горах. Обводнение Амударьи и других рек Туранской равнины, которые, как и в современную



Рис. 65. Древняя долина и русло Узбоя в стадии их захоронения под эоловыми песчаными отложениями (пустыня Каракум) (аэрофотоснимок по М. Н. Петрусевичу)

эпоху, брали начало в высоких горах, имело основной причиной таяние горных ледников. Можно сделать вывод, что синхронность оледенений и плювиалов, установленная в атлантическом секторе Евразии, в аридных внутриконтинентальных условиях Средней Азии сменяется метахронностью этих палеогеографических явлений (Равский, 1965).

Транзитные реки Амударья, Сырдарья, заброшенное русло Узбоя кажутся совершенно чуждыми современным ландшафтам окружающих пустынь. Однако, как вытекает из приведенного обзора палеогеографических данных, реки и пустыни находятся в тесной генетической связи. Сущность этой связи Д. В. Наливкин (1962, стр. 572) коротко выразил так: «Местом образования пустыни является речная долина, причиной — изменение климата, основным фактором — деятельность ветра и дождевых вод».

Типы морфоскульптуры и современные процессы рельефообразования

Вся Туранская равнина и Казахский щит относятся к одной зоне аридной морфоскульптуры. В пределах этой зоны распределение отдельных типов аридной морфоскульптуры контролируется крупными морфоструктурными чертами рельефа. Выделяются две большие группы типов морфоскульптуры, одна из которых связана с денудационными, другая — с аккумулятивными пустынными ландшафтами (Сидоренко, 1950; Сваричевская, 1965).

Среди *аридно-денудационной морфоскульптуры* выделим семь типов: ландшафты *низкогорий, островных гор* (1) — это низкогорья пустыни Кызылкум, горы Мангышлака, отроги Тянь-Шаня. Для них характерно частое глубокое эрозионное расчленение, созданное в основном в плювиальные эпохи. В настоящее время бóльшая часть долин суха и носит следы переработки в ксеротермические эпохи. В рельефе гор ясно вырисовываются элементы геологической структуры (складки, разрывы), отпрепарированные пустынной денудацией. Нередко горные массивы окаймлены *пьедесталом* пластовых равнин. Продукты денудации гор образуют длинные пролювиальные шлейфы, спускающиеся от гор к песчаным массивам окружающей пустыни.

Морфология пластовых равнин зависит от длительности их расчленения, определяемой возрастом поверхности, а также от интенсивности денудационных процессов. *Расчлененные пластовые равнины* (2). К этому типу относятся раннетретичное Тургайское плато и северное Приаралье, *испытавшие* несколько циклов расчленения. Для них характерны пластово-ступенчатый, столово-останцовый (турткулевый) геоморфологические ландшафты (см. гл. 2). *Слаборасчлененные пластовые равнины* (3) характерны для более молодых (плиоценовых) плато — Устюрт, Красноводского и др. Слабое расчленение определяется геологической молодостью поверхности, ее первичной равнинностью и малой интенсивностью аридно-денудационных процессов. Нередко слабо расчлененные поверхности бронированы устойчивыми пластами осадочных пород или пустынными корами выветривания.

Особый морфоскульптурный тип представляют *слабо*

расчлененные пластовые равнины с эоловым песчаным покровом (4). Сюда относится большая часть пустыни Кызылкум, где грядово-останцовый рельеф коренных пород (вероятно, типа карового рельефа) перекрыт песчаной толщей с характерными грядовыми эоловыми формами; песчаная толща образовалась в основном за счет развевания поверхности коренных пород. Близкое происхождение имеет волнистая равнина Заунгузского плато, почти полностью перекрытая эоловыми песками. *Замкнутые котловины (впадины)* (5) представляют характерный элемент аридно-денудационных ландшафтов. Происхождение котловин и впадин Турана долгое время было предметом дискуссии. Некоторые ученые объясняли происхождение бессточных впадин дефляцией, другие — деятельностью древних рек. С. Ю. Геллер (1937) впервые указал на связь котловин с тектоническими структурами — прогибами. Б. А. Федорович (1950), возражая ему, отметил, что котловины связаны с ядрами антиклиналей. В свете современных данных в известной мере оказались правы оба исследователя. Детальные структурно-геоморфологические исследования (предпринятые главным образом в связи с поисками нефти и газа) показали, что котловины тяготеют к крупным прогибам (типа «синклинали бессточных впадин»), но приурочены чаще всего к локальным поднятиям (куполам, антиклиналям), осложняющим эти прогибы. Таковы, например, впадина Карагие, Сарыкамышская.

Приуроченность котловин к крупным прогибам объясняется тем, что в плювиальные эпохи выраженные в рельефе прогибы использовались реками, которые эродировали поверхность и неравномерно углубляли синклинальные ложбины. В ксеротермические эпохи речные долины превращались в солончаки, где интенсивно протекали процессы соровой дефляции. Сущность этого процесса, впервые описанного Д. С. Коржинским (1929) и детально изученного Б. А. Федоровичем, состоит в том, что ветер выносит верхний рыхлый слой солончака, в результате чего впадина углубляется. По наблюдениям Б. А. Федоровича, летом над соровыми впадинами устанавливается восходящий ток воздуха, способствующий усиленному выносу материала и быстрому углублению впадин. З. А. Сваричевская (1965) считает соровую дефляцию основной причиной переуглубления впадин.

В пределах широких синклинальных ложбин наиболее уязвимыми для процессов денудации были своды растущих антиклиналей. Подверженные растрескиванию своды становились очагами разрушения, размыва и дефляции. В первоначальном заложении ряда котловин сыграли свою роль карстовые процессы, достаточно интенсивно проявляющиеся на равнинах и плато Турана, несмотря на сухость климата. Так, под влиянием комплекса факторов на месте антиклиналей возникли глубокие бессточные впадины.

Характерный элемент аридно-денудационной морфоскульптуры представляют *крутые уступы, чинки* (6). Образование их было рассмотрено выше, в разделе «Морфоструктурные особенности». Здесь добавим лишь, что некоторые чинки возникли в процессе расширения и слияния бессточных котловин. Например, западный чинк Устюрта явно связан с формированием сложной впадины Карынжарык (Ю. М. Клейнер).

Район Заунгузского чинка известен широким распространением *кыров* (7) — вытянутых останцов плато, образующих как бы «бахрому» вдоль чинка. Вершины останцов плоские, ширина от 0,5 до 2—2,5 км. Общая ширина кыровой «бахромы» достигает 30 км. Происхождение кыров — это геоморфологическая загадка. Наиболее удовлетворительное ее решение дал Л. Н. Смирнов. Кыровый рельеф образовался в процессе денудации верхней пачки так называемой заунгузской свиты (миоцен — ранний — средний (?) плиоцен), которая образовалась в аридных условиях и имеет эоловое происхождение. В этой свите был как бы запечатан древний эоловый грядовый рельеф. В процессе вторичной эоловой переработки заунгузской свиты в позднем плейстоцене—голоцене древние межгрядовые понижения, бронированные карбонатными корками, сохранились, образовав возвышенности — кыры. Древние песчаные гряды подверглись дефляции, и на их месте возникли понижения. Таким образом, кыры образовались в результате инверсии древнего эолового рельефа.

Аридно-аккумулятивная морфоскульптура наиболее ярко представлена *эоловым песчаным рельефом* (1) Каракумской низменности, образовавшимся за счет развевания аллювиально-озерной толщи серой каракумской свиты ранне-среднеплейстоценового возраста. Эоловый рельеф разнообразен по своему облику. Широко рас-

пространены грядовые пески, занимающие почти всю центральную и подгорную часть пустыни Каракум. Высота гряд достигает 30—35 м, преобладающее направление меридиональное. В западной части низменности развиты ячеисто-грядовые пески с относительными высотами 5—10 м. Рельеф грядовых и ячеисто-грядовых песков осложняют бугристые пески с высотой бугров 3—5 м (Сваричевская, 1965).

Среди эоловых песчаных форм распространены *такыры* (2). По В. П. Мирошниченко, между Ашхабадом и Серным Заводом выделяется три полосы такыров. Южная и центральная полосы приурочены к синклинальным зонам. Продолжающиеся опускания этих зон способствуют развитию аккумулятивных такыров, в пределах которых происходит отложение тонких частиц, выносимых из предгорий. Северная полоса такыров приурочена к антиклинальной зоне. Такыры формируются здесь в ходе поднятия и денудации на уплотненных глинистых прослоях обнажающейся каракумской свиты.

Формы эолового рельефа на значительных пространствах закреплены растительностью. Однако широко распространены и подвижные, незакрепленные пески. Они приурочены преимущественно к населенным пунктам, дорогам, колодцам, что указывает на роль хозяйственной деятельности человека в их образовании. «Особенно отчетливо это видно с самолета, — замечает З. А. Сваричевская (1965, стр. 279), — когда среди серого фона пустыни появляется резко ограниченное светло-желтое пятно барханных гряд, в центре которого находится колодец».

Борьба с подвижными песками требует выяснения закономерностей их образования и развития. Ценные исследования в этом направлении проводит Институт пустынь Академии наук Туркменской ССР (А. Г. Бабаев, А. Т. Леваднюк) и его Репетекская песчано-пустынная станция — старейший в Советском Союзе физико-географический стационар, созданный еще в 1912 г. Наблюдения на предварительно выровненной песчаной площадке (60×60 м) в течение полутора лет позволили выделить ряд стадий развития эолового рельефа (от песчаной ряби до барханов и барханных цепей). Экспериментальные исследования показали, в частности, что слияние одиночных барханов в барханные цепи может происходить не только при смене ветров разных направ-

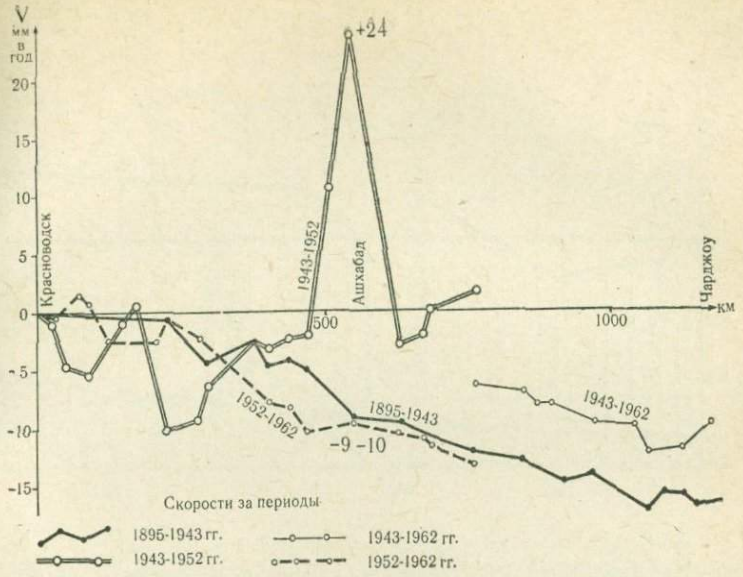
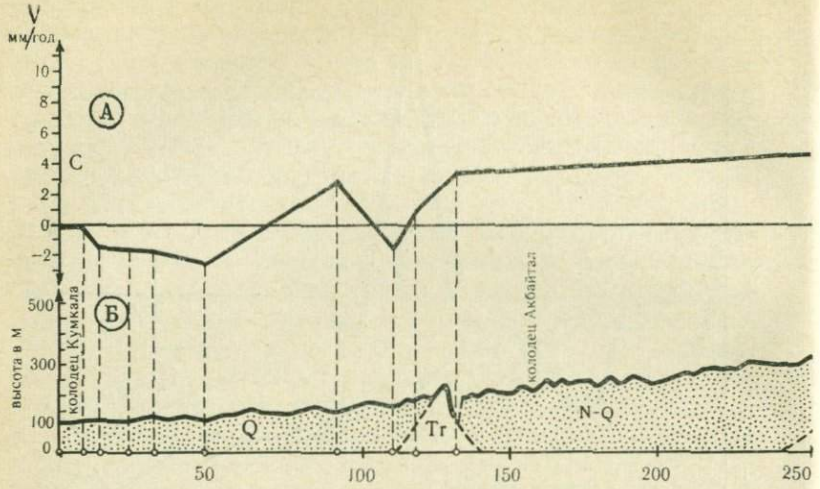


Рис. 66. Графики скоростей современных движений земной коры по линии Красноводск — Чарджоу (по И. Н. Мещерскому)

лений, как предполагали многие исследователи, но и при преобладании ветра одного направления (Вейисов, 1966).

К числу типов аридно-аккумулятивной морфоскульптуры относятся также *континентальные дельты* (3) Мургаба, Теджена, Балха, образовавшиеся в позднем плейстоцене после отрыва Амударьи от этих ее бывших притоков. Это наклонные равнины со следами сухих русл, *перекрытыми формами* эолового рельефа. Современная аккумуляция аллювия происходит в *долинах рек* (4), в *«живых» дельтах* (5) Амударьи и Сырдарьи.

Современные экзогенные процессы — плоскостной смыв, эрозия, дефляция возвышенностей и накопление продуктов размыва в низменностях, впадинах, такырах — стимулируются не только сложившимся рельефом, но и современными тектоническими движениями. Широкая полоса Туранской равнины, примыкающая к горному обрамлению, лежит в 5—6-балльной сейсмической зоне. От района Красноводска через антиклинальные



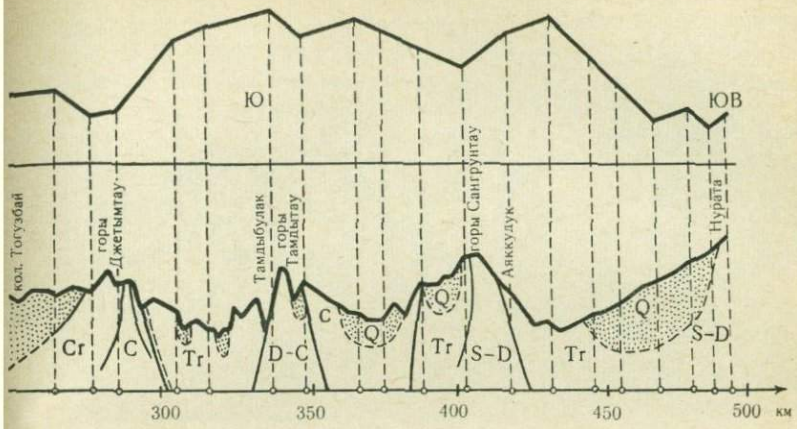


Рис. 67. График скоростей современных движений земной коры по линии, пересекающей Кызылкумское *плато и Тамдыбулакские горы (по А. П. Райзману)*:

А — график скоростей вертикальных движений земной коры; *Б* — геологический разрез

хребты Большой и Малый Балханы к Копетдагу тянется 7—8-балльная полоса. Возможно, что повышенная сейсмическая активность этой полосы сыграла свою роль в отрыве Амударьи от Каспийского моря.

Медленные движения Туранской платформы выявлены несколькими линиями повторного нивелирования.

Четырехкратное точное нивелирование по линии Красноводск — Чарджоу (Мещерский, 1968) показало, что за период с 1895 по 1962 г. район Красноводска и Балханского коридора испытывал поднятие относительно Предкопетдагского прогиба и Каракумской низменности. Амплитуда движений достигала 10—15 мм/год. В период с 1943 по 1952 г. в связи с катастрофическим землетрясением 1948 г. район Ашхабада испытал поднятие (до 1,2 м суммарно). Однако после землетрясения вековое опускание Предкопетдагского прогиба восстановилось (рис. 66).

Линия Арысь—Алма-Ата (Ранцман, Финько, 1963) пересекает несколько морфоструктурных поднятий (хребет Каратау, Чу-Илийский вал) и впадин (Сырдарьинская низменность, пески Муюнкум). Общий характер *современных движений* находится в прямом соответствии с морфоструктурой. Относительные поднятия возвышенностей достигают 10 мм/год. Исключением является район Чу-Илийского вала, где движения носят инверсионный характер. Детальный структурно-геоморфологический анализ показал, что эта «аномалия» вполне закономерна и отражает весьма молодую тенденцию морфоструктурного развития — образование грабена в присводовой части валообразного поднятия.

Повторное нивелирование показало, что в современную эпоху происходит поднятие массива Тамдыбулакских гор относительно Кызылкумского плато со скоростью до 8—9 мм/год (А. П. Райзман). Эти геодезические данные (рис. 67) хорошо согласуются с наблюдениями Г. А. Мавлянова, Г. Ф. Тетюхина (1966), Г. А. Мавлянова и др. (1968) и Г. Ф. Тетюхина, Ш. Арсланбекова (1968), указывающими на большую *современную тектоническую подвижность района. Вблизи по*селка Тамды на участке площадью 10—12 га в полосе шириной до 150 м образовался пучок трещин субширотного направления. Зияющие трещины насквозь пересекают дома, дувалы (глинобитные стены) (рис. 68). Процесс образования трещин резко усилился с 1964—1965 гг. Вновь образующиеся трещины быстро расши-

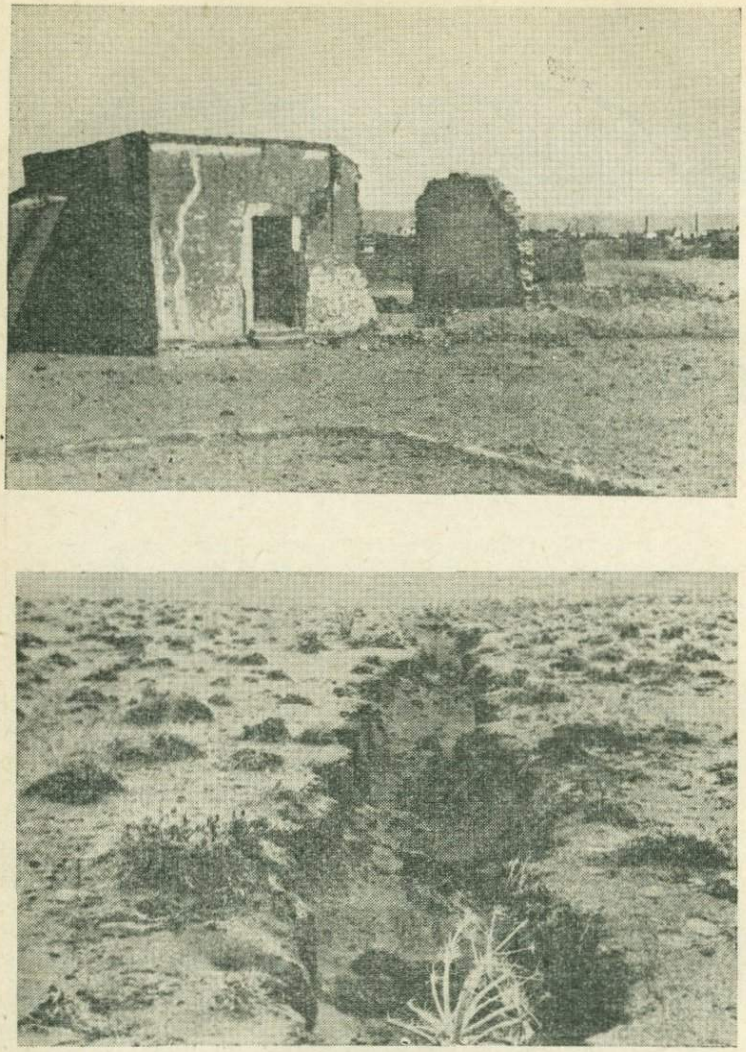


Рис. 68. Район современного трещинообразования (Тамдыбулакские горы):

разрушенный и оставленный жителями дом (вверху); зияющая трещина в 15 км от пос. Тамдыбулак, образовавшаяся еще в конце XIX в. (внизу). Направление трещины резко не согласно с направлением эрозионной сети

ряются. Было замечено, что волосяная трещина, рассекавшая цементный пол в одном из зданий, в течение года расширилась до 3,5—4 см. Когда в 1967 г. Тамды посетили Н. И. Николаев и автор настоящей книги, некоторые строения в зоне трещинообразования были уже настолько повреждены, что жителям пришлось их оставить. Институт сейсмологии Академии наук Узбекской ССР в поселке Тамды организовал сейсмическую станцию. По предварительным данным, процесс трещинообразования усиливается, когда проявляются местные землетрясения. Тщательный анализ привел к выводу о тектонической природе трещин. Как отмечают Г. А. Мавлянов и Г. Ф. Тетюхин (1966), возможность проявления процессов трещинообразования необходимо учитывать при проведении инженерно-геологических изысканий и выборе мест для строительства различных объектов в мобильных частях Туранской платформы.

Глава 8

ПЛАТО И ПЛОСКОГОРЬЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

> Сила и очарование тайги... в том, что разве одни только перелетные птицы знают, где она кончается... Взберешься на высокий холм, покрытый лесом, глянешь вперед на восток, по направлению дороги, и видишь внизу лес, дальше холм, кудрявый от леса, за ним другой холм, такой же кудрявый, а за ним третий, и так без конца...
>
> *А. П. Чехов*

Орография и морфоструктура

Обширная территория, лежащая между Енисеем и Леной, в целом высоко приподнята и представляет резкий контраст низкой Западно-Сибирской равнине. В пределах высокой равнины Восточной Сибири господствуют плато, плоскогорья средней высоты 400—600 м, низменности занимают сравнительно небольшие площади.

Западной границей области плато и плоскогорий Восточной Сибири служит меридиональная долина Енисея, северным ограничением — побережье Ледовитого океана. Восточная и южная границы образованы горными цепями: Верхоянским хребтом, отрогами хребта Джугджур — на востоке, Становым хребтом, Байкальским нагорьем, хребтом Восточный Саян — на юге.

Основная часть рассматриваемой территории в геоструктурном отношении едина и принадлежит древней Сибирской платформе. Лишь в краевых частях на поверхность выходят элементы байкальского и герцинского складчатых поясов; к ним относятся район Енисейского кряжа, нагорье Бырранга на Таймыре, архипелаг Северная Земля.

Важная роль в морфоструктуре Восточной Сибири принадлежит двум геофлексурам — крупным тектоническим уступам, выраженным в рельефе. Субмеридиональная Енисейская геофлексура отделяет высокую платформенно-равнинную область Восточной Сибири от низкой Западно-Сибирской равнины. Субширотная Хатангская

геофлексура выражена уступом, ограничивающим с севера Среднесибирское плато. Хатангская геофлексура делит рассматриваемую территорию на две неравные по площади морфоструктурные области — Таймырскую (Северо-Сибирскую) и Среднесибирскую.

Таймырская морфоструктурная область характеризуется более дифференцированным рельефом и бо́льшей мозаичностью геоструктуры, чем Восточно-Сибирская. Таймырская область включает следующие крупные морфоструктуры: 1) Северо-Сибирскую низменность; 2) возрожденные горы (нагорье) Быранга и 3) плоскогорье архипелага Северная Земля.

Северо-Сибирская низменность (высоты до 150—200 м) в геоструктурном отношении представляет собой опущенную часть древней Сибирской платформы, выполненную мощными (2—4 км) толщами осадочных пород; поверхность коренных пород покрыта плащом четвертичных отложений мощностью до 100—150 м. Локальные поднятия коренных пород (часть которых, по-видимому, перспективна на нефть и газ) отражаются в рельефе в виде гряд, вызывают коленообразные изгибы рек (Воскресенский, 1962). Долиной Енисея Северо-Сибирская низменность отделяется от Западно-Сибирской равнины, с которой она имеет много общего в геоморфологическом отношении.

Нагорье Быранга (высшая точка 1146 м) в целом представляет собой перекошенный геоблок, наиболее поднятая южная сторона которого обрывается к Северо-Сибирской низменности тектоническим уступом типа геофлексуры. В направлении на север, к побережью Ледовитого океана, поверхность нагорья снижается постепенно. В геоструктурном отношении нагорье разнородно: южная часть его относится к области герцинской, северная — к области более ранней байкальской складчатости. Древние складчатые структуры срезаны поверхностью пенеплена, деформированной новыми и новейшими движениями. Наиболее поднятые участки пенеплена образуют хребты, вытянутые в субширотном направлении; они возвышаются над основной платообразной поверхностью нагорья (Воскресенский, 1962). Для нагорья характерны сквозные (поперечные) долины; две наиболее крупные из них заняты реками Пясиной и Таймырой. Происхождение этих долин, как и многие другие проблемы геоморфологии Северной Сибири,

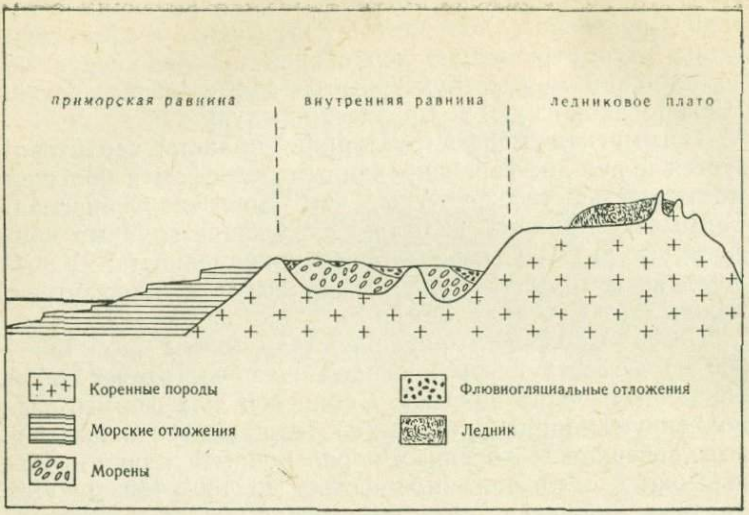


Рис. 69. Геоморфологический профиль Северной Земли (по С. С. Воскресенскому, 1968)

выяснено еще недостаточно. Возможно, что эти долины связаны с молодыми поперечными разломами.

Плоскогорье архипелага Северная Земля (высшая точка 965 м) в морфоструктурном отношении имеет много общего с нагорьем Бырранга. В основе рельефа архипелага лежит пенеплен, срезающий складчатые структуры байкальского (на юге) и каледонского (на севере) возраста. Как и Бырранга, архипелаг Северная Земля в целом представляет собой перекошенный геоблок (рис. 69). Исходный пенеплен наиболее высоко поднят близ северо-восточных берегов Северной Земли, которые возвышаются над океанским побережьем в виде крутых уступов; к ним непосредственно подходят уступы и наклонные равнины зоны материкового склона дна Ледовитого океана. Противоположные юго-западные берега, обращенные к шельфовому Карскому морю, пологие, низменные. Пенеплен здесь погружен и перекрыт морскими отложениями, образующими низменную аккумулятивную равнину. Внутренняя часть острова представляет собой высокое плоскогорье, частично покрытое ледником; плоскогорье непосредственно примыкает к крутым северо-восточным берегам (Воскресенский,

1962). Очертания островов и узких проливов между ними предопределены разломами.

Среднесибирская морфоструктурная область подразделяется на три основные части: 1) Среднесибирское плато; 2) Лено-Вилюйскую, или Центральноякутскую, низменность и 3) Алданское плоскогорье (рис. 70).

Среднесибирское плато — это наиболее обширная по площади часть рассматриваемой морфоструктурной области. Как отмечал Г. Ф. Лунгерсгаузен, внесший крупный вклад в геоморфологию и геологию Сибири, громадные площади Сибирской платформы отличаются исключительным внешним однообразием. «Это однообразие особенно поражает при первом знакомстве со страной, например при ее облете. Бóльшая часть территории платформы представляет собой **плато** (выделено мною. — *Ю. М.*) с плоской, полого-волнистой, иногда холмистой или холмисто-грядовой поверхностью, расчлененной сетью глубоко врезанных долин. Плато сильно, хотя и неравномерно приподнято на севере... На востоке, снижаясь, оно переходит в Центральноякутскую низменность. Глубина эрозионного вреза в северной части платформы достигает 500 м. Узкие долины приобретают здесь вид настоящих каньонов. Контраст между характером плоских древних водоразделов и строением речных долин, с их почти горным характером, является типичной чертой платформы, обратившей на себя внимание уже первых исследователей Центральной Сибири» (Лунгерсгаузен, Леонов, 1959, стр. 2—3).

В приведенном выше отрывке подчеркнуто, что Средняя Сибирь в геоморфологическом отношении представляет собой плато. Однако распространено другое название — «Среднесибирское плоскогорье», обычно помещаемое на картах, в справочниках, руководствах по географии и геоморфологии (Воскресенский и др., 1962). Меньше привилось название «плоская возвышенность», предложенное для Средней Сибири Л. Г. Каманиным (1938). С. С. Воскресенский, возражая против этого термина, справедливо замечает, что любая территория Средней Сибири гораздо менее плоская, чем, например, возвышенности Русской равнины. Однако нельзя согласиться и с С. С. Воскресенским, когда он предпочитает название «плоскогорье» для Средней Сибири. Характер плоскогорий имеют лишь сравнительно небольшие участки Средней Сибири (Енисейский кряж, Анабарская



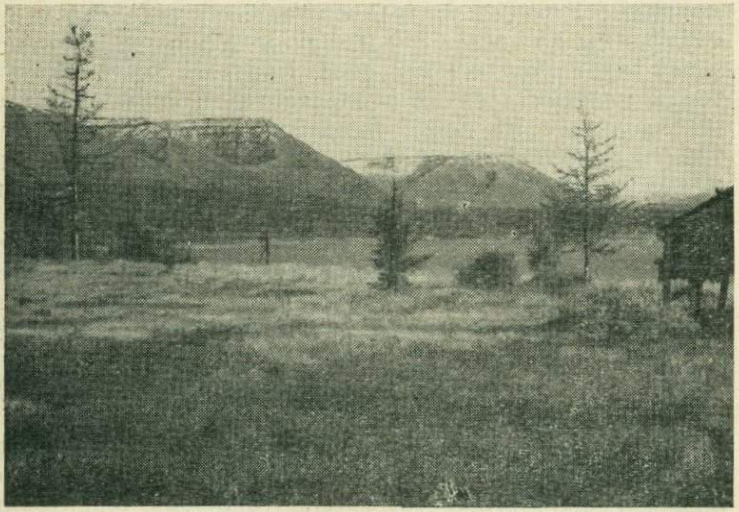


Рис. 70. Геоморфологические ландшафты Средней Сибири:
траппового плато в среднем течении реки Оленек (вверху)
Фото С. С. Коржуева
западные склоны плато Сыверма (внизу)
Фото Ф. А. Старшинова

возвышенность), плоская поверхность которых срезает «корни» древних гор (орогенических структур). На бо́льшей части Средней Сибири плоский характер водораздельных пространств согласуется с близким к горизонтальному залеганием пластов осадочных и вулканогенных пород. Плоские, ровные пространства водоразделов ограничены высокими эрозионными или эрозионно-тектоническими уступами. Все это характерные признаки плато (см. гл. 1).

Важная особенность высокой платформенной равнины Средней Сибири, отличающая ее от низких равнин западной половины СССР, — широкое распространение траппов (вулканических и интрузивных образований). В перми, триасе, юре здесь существовало множество вулканов, продукты деятельности которых в виде лавовых и туфовых толщ прекрасно сохранились и занимают обширные пространства. Хуже сохранились сами вулканические аппараты, подвергшиеся денудации в мезо-кайнозое; однако кое-где можно еще встретить конусообразные сопки — остатки древних вулканов (Туойхая и др.), иногда даже с кратерообразными углублениями на вершинах (С. С. Коржуев, 1960). Одновременно с вулканической деятельностью происходили внедрения магмы в поверхностные слои земной коры, так образовались пластовые интрузии (собственно траппы) и дайки. Медленные процессы внедрения магматических тел сменялись мощными извержениями и взрывами, во время которых возникали «трубки взрыва», заполненные брекчиевидной породой — кимберлитом, содержащей кристаллы алмазов (рис. 71).

Проявление платформенного магматизма делает сходной высокую платформу Средней Сибири с высокой Африканской платформой. На большое сходство геологического строения Сибирской платформы с алмазоносной провинцией Африки еще в начале 40-х годов указал советский геолог (ныне академик) В. С. Соболев; он высказал тогда предположение об алмазоносности Сибирской платформы. Этот прогноз блестяще оправдался, продемонстрировав широкие возможности сравнительного метода в науках о Земле. Траппы оказывают большое влияние на рельеф Средней Сибири. Само название «трапп» происходит от шведского слова, означающего «ступени лестницы». Плотные магматические породы более устойчивы по отношению к размыву, чем осадоч-

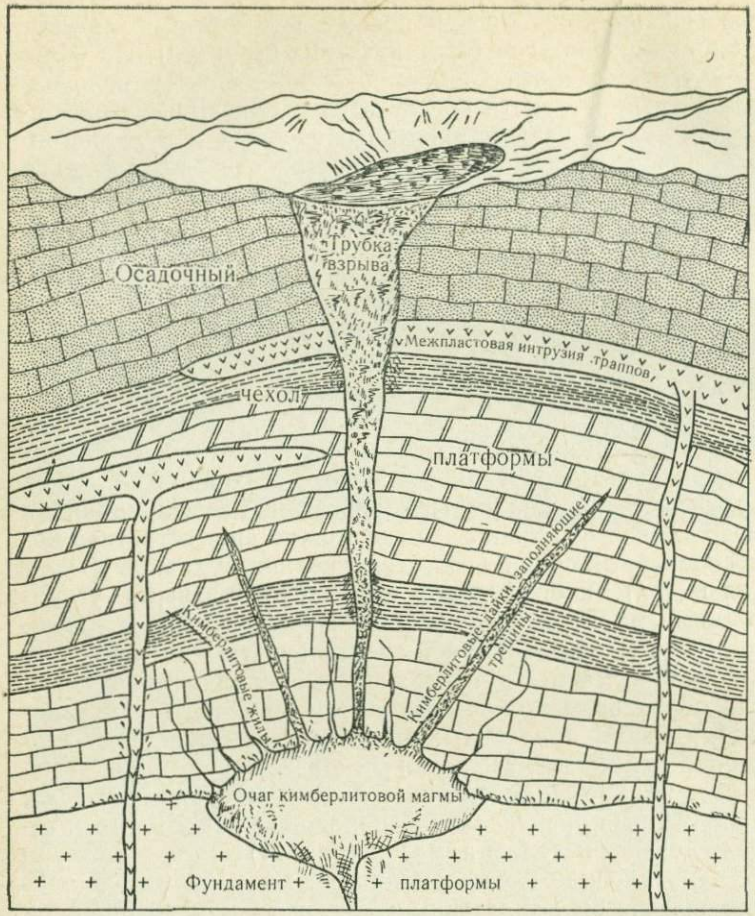


Рис. 71. Схема кимберлитовой трубки взрыва в разрезе земной коры (по Б. М. Крятову, 1966)

ные слои. Поэтому выходы почти горизонтальных пластов интрузивных траппов создают характерную ступенчатость склонов.

В распределении типов траппового рельефа в пределах Средней Сибири имеется определенная закономерность (рис. 72). Трапповые тела приурочены к обширной тектонической впадине — Тунгусской синеклизе. В наиболее прогнутой части синеклизы (район плато Путорана и Сыверма) распространены преимуществен-

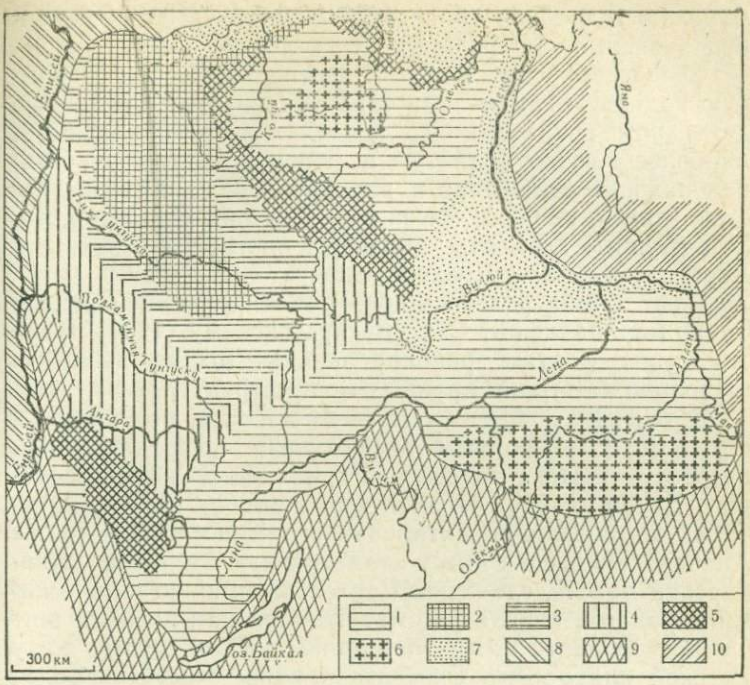


Рис. 72. Основные морфоструктурные элементы рельефа Сибирской платформы (по С. С. Коржуеву, 1960)

Структурно-денудационный рельеф: 1 — пластовые плато; 2—4—вулканические плато (2 — лавовые; 3 — туфогенные; 4 — трапповые); 5— смешанные пластовые и вулканические плато; 6 — плоскогорье
Аккумулятивный рельеф: 7 — озерно-аллювиальные низменные равнины.
Обрамление платформенной равнины: 8 — Западно-Сибирская равнина; 9 — Байкальская горно-складчатая область и Енисейский кряж; 10 — Верхоянско-Колымская горно-складчатая область

но лавовые и туфо-лавовые покровы, образующие обширные лавовые плато (рис. 72). Южнее их в центральной части Тунгусской синеклизы развиты туфовые плато, пронизанные секущими телами траппов — дайками. По периферии Тунгусской синеклизы выделяется пояс собственно трапповых плато, где преобладают различные виды пластовых интрузий. Горизонтально залегающие пласты диабазов и базальтов образуют столовые возвышенности с крутыми склонами. Наклонные пласты траппов создают формы рельефа, напоминающие куэсты.

В целом трапповая область отличается четко выраженной зависимостью рельефа от геологического строения.

Среднесибирское плато представляет собой огромную поднятую глыбу земной коры (геоблок). При более детальном анализе в его пределах можно различать наиболее высоко поднятые и менее поднятые участки; они находят отражение в рельефе в виде возвышенностей (плато, кряжей, массивов) и понижений (впадин). Эти крупные элементы орографии являются основными морфоструктурами Средней Сибири.

Опыт геоморфологического районирования Средней Сибири принадлежит С. С. Воскресенскому (1962). В соответствии с этим районированием можно выделить несколько категорий крупных морфоструктур.

Древние кристаллические массивы и кряжи с эрозионным низкогорным и среднегорным рельефом. Таковы Енисейский кряж, высшая точка которого Енашиминский Полкан имеет высоту 1104 м. В отличие от линейно-ориентированного Енисейского кряжа Анабарский массив имеет изометричные очертания. Анабарский массив, сложенный архейскими кристаллическими породами, иногда рассматривается как древний щит Сибирской платформы, аналогичный Балтийскому щиту Русской платформы. Енисейский кряж — остаток более поздней горноскладчатой системы байкалид, от структуры которой и унаследована линейная ориентировка кряжа. В новое и новейшее время Енисейский кряж и Анабарский массив испытали значительное поднятие, сопровождавшееся образованием новых или омоложением древних разломов. Усть-Оленекский массив сравнительно невелик, он также соответствует выступу древних (докембрийских) пород.

Широко распространены в Средней Сибири плато различных типов. Лавовые плато характеризуются плоскими равнинными вершинами и глубокими долинами с крутыми ступенчатыми склонами.

Таковы плато Путорана, отличающееся наибольшими высотами во всей Средней Сибири (до 1701 м), и продолжение Путорана — плато Сыверма. Трапповые плато отличаются большим разнообразием форм препарировки трапповых интрузий на междуречьях, порожистыми руслами рек. С. С. Воскресенский выделяет Западное трапповое и Ангаро-Чунское плато. К Восточному Саяну примыкает Среднеангарский трапповый кряж северо-

восточного направления. Кряж представляет собой зону куполовидных трапповых массивов (лакколитов), разделенных понижениями, выработанными в осадочных породах. Кряж пересекает река Ангара, образуя здесь огромные пороги. В зоне этого кряжа, на сужении долины Ангары, сооружена одна из крупнейших в мире Братская ГЭС. Выделяются также Мархинско-Вилюйское и Котуйское трапповые плато.

Плато, сложенные осадочными породами палеозоя, имеют обычно наклонную ровную поверхность, рассеченную глубокими долинами. К этой группе относятся: наполовину трапповое Оленекское плато, Лено-Хатангское, Лено-Ангарское наклонное плато.

В пределах Средней Сибири явно преобладают положительные морфоструктуры, отрицательные морфоструктуры — впадины сравнительно немногочисленны, они подразделяются на две категории — внутренние и краевые. Внутренних впадин всего две — Енисейская и Центральнотунгусская. Они характеризуются сравнительно спокойным равнинным рельефом, широкими заболоченными долинами. Краевые впадины приурочены к западной и южной окраинам Среднесибирского плато. Это Приенисейская, Канско-Рыбинско-Усольская, Иркутско-Черемховская и Предбайкальская впадины. Все впадины невелики по площади, линейно вытянуты, характеризуются сглаженным рельефом водоразделов, широкими долинами с внутренними дельтами. К впадинам приурочены залежи каменного угля, нефти. Локальные структуры находят чаще всего прямое отражение в рельефе.

Лено-Вилюйская (Центральноякутская) низменность в сущности также может быть отнесена к краевым впадинам Восточно-Сибирской платформенной равнины. Река Лена служит как бы длинной осью низменности, река Вилюй — короткой осью. По краям низменности высоты 350—450 м, к долинам Лены и Вилюя они снижаются до 100—120 м. В структурном отношении низменность неоднородна. Та часть низменности, которая вдается в Среднесибирское плато в виде залива, соответствует Вилюйской синеклизе. Вытянутая вдоль Лены полоса низменности, огибающая с запада Верхоянский хребет, соответствует предгорному (Предверхоянскому) прогибу. Рельеф Лено-Вилюйской низменности сглаженный, внешне однообразный. Вдоль основных речных ство-

лов развит аккумулятивный рельеф, представленный широкими четвертичными террасами. По периферии низменности распространены пластовые равнины, сформированные на почти горизонтально залегающих мезозойских осадочных породах (меловых, юрских). Локальные тектонические поднятия (антиклинали, соляные купола), с которыми связаны месторождения нефти и газа, находят отражение в рельефе и рисунке речной сети.

Алданское плоскогорье, или Алданский щит, — область выходов кристаллических пород (архейских гнейсов, гранитов и др.). Сильно дислоцированные, нарушенные многочисленными разломами и тектоническими трещинами кристаллические породы срезаны поверхностью древнего пенеплена; последняя местами перекрыта осадочными породами.

Для плоскогорья характерны выровненные ступенчатые междуречья с останцовыми горами и массивами отпрепарированных гранитных интрузий; долины глубоко врезаны (Тимофеев, 1965). Средние высоты плоскогорья 700—1200 м; наивысшая точка имеет высоту 2246 м и мало уступает главной вершине Станового хребта (2412 м), ограничивающего Алданское плоскогорье с юга. Однако контраст между сглаженной поверхностью плоскогорья и расчлененным горным рельефом Станового хребта достаточно велик.

Алданское плоскогорье вытянуто в широтном направлении; такое же направление имеют и его основные морфоструктурные элементы. М. В. Пиотровский (1968) выделяет три широтные полосы: 1) северный склон Алданского щита, перекрытый осадочными пороками кембрийского (на востоке юрского) возраста, представляющий собой пластовую равнину — Лено-Алданское плато; 2) среднюю часть Алданского щита — наиболее поднятую полосу, соответствующую выходам кристаллических пород; 3) южный склон — зону предгорного прогиба Станового хребта, заполненную юрскими угленосными отложениями. В послеюрское время область 3 была вовлечена в поднятие Станового хребта. Юрские отложения образуют высокие плато, расчлененные речными долинами (Чульманское плато и др.).

Сводовая зона Алданского щита и его северный склон (Лено-Алданское плато) разделены сбросово-флексурным уступом относительной высотой до 100 м (М. В. Пиотровский). Северной границей Лено-Алдан-

ского плато служит другая геофлексура субширотного направления, возможно связанная с древним глубинным разломом. Флексура выражена уступом высотой до 200 м, вытянутым вдоль правого берега Лены от устья Олекмы до устья Ботомы (Тимофеев, 1965). Таким образом, мы вновь сталкиваемся с приуроченностью крупных речных долин к геофлексурам.

Наряду с зонами широтного направления, параллельными Становому хребту, в пределах Алданского плоскогорья М. В. Пиотровский (1968) выделяет поперечные (меридиональные или север-северо-восточные) морфоструктурные зоны, параллельные северной ветви Верхоянского хребта. В направлении с запада на восток можно различить следующие субмеридиональные зоны: 1) Чарско-Олекминское плоскогорье — поднятую зону с высотами более 2 км; эта зона в сущности относится уже к горной области юга Сибири; 2) Алданско-Чульманскую опущенную зону; 3) Тимптоно-Гонамскую поднятую зону, включающую район максимальных высот всего плоскогорья; 4) Алдано-Токинскую опущенную зону; 5) Верхнеучурскую поднятую зону. Для этих глыбово-волновых зон «длина волны» $l=400—500$ км.

В относительно опущенных зонах юрские впадины занимают наибольшие площади; в поднятых зонах, напротив, юрские отложения отсутствуют или резко сокращаются. Отсюда следует, что поперечные морфоструктуры развиваются унаследованно, по крайней мере с юрского времени. Таким образом, возраст этих морфоструктур Алданского щита не новейший (неоген-четвертичный), а новый (мезозойский). Этот вывод, как мы покажем ниже, справедлив для бóльшей части всей Сибирской платформы.

В целом морфоструктурный план Алданского щита определяется «решеткой» широтных и субмеридиональных зон. М. В. Пиотровский (1968) указывает, что пересечения зон поднятий разного направления образуют участки горного рельефа («узловые поднятия»); пересечения зон опускания отмечены глубокими юрскими впадинами («узловые впадины»).

Решетка морфоструктурных зон субмеридионального и субширотного направлений свойственна не только Алданскому щиту, но и всей Восточно-Сибирской платформе. Меридиональные «волны», как и в западной половине Европейской части СССР (см. гл. 1), связаны с

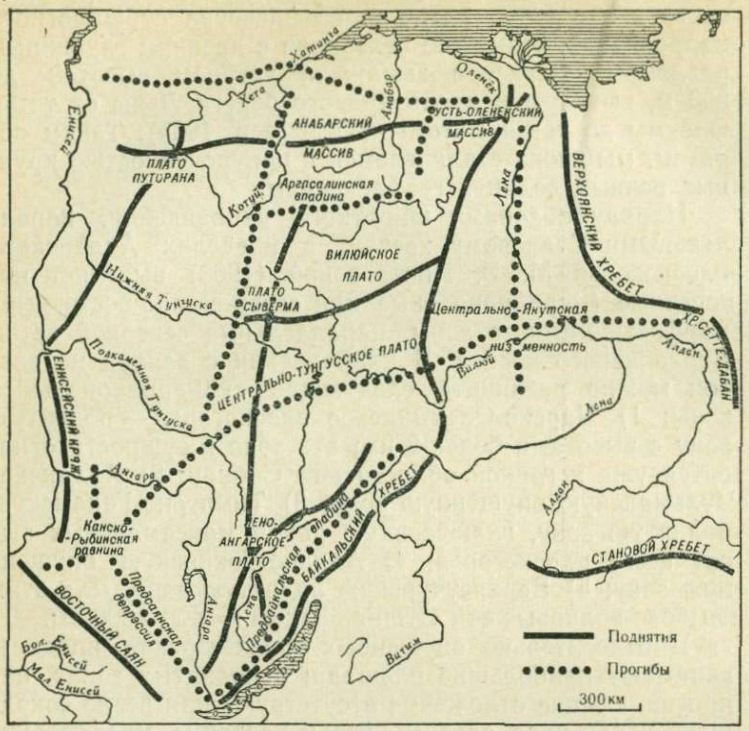


Рис. 73. Система субмеридиональных и субширотных орографических волн Сибирской платформы (по О. М. Адаменко, 1971)

морфоструктурой горного обрамления. Гребни меридиональных волн Сибирской платформы отходят от «поднятых углов» горного пояса юга Сибири. Так, от «поднятого угла», образующегося при стыке Западного Саяна с Восточным, отходит субмеридиональная поднятая полоса (рис. 73), включающая Енисейский кряж, Западное трапповое плато, плато Путорана. Возможно, что продолжением этой полосы в подводном рельефе шельфа служит Центральная Карская возвышенность. Другая долготная полоса поднятия отходит от «поднятого угла» Байкальской горной области, образованного Патомским и Северо-Байкальским нагорьями. Эта полоса включает Лено-Хатангское плато, Анабарский массив; на ее про-

должении лежит участок максимальных высот нагорья Бырранга.

Относительно пониженная полоса связана с опущенным углом горного пояса юга Сибири, известным под названием Иркутского амфитеатра, или Иркутского клина; Среднесибирское плато вдается здесь глубоко на юг. Как было установлено Н. А. Флоренсовым (1960), через вершину этого клина примерно вдоль 105° восточной долготы тянется поперечная орографическая седловина — полоса сниженных горных высот и межгорных впадин, прослеживающаяся далеко на юг (см. гл. 1). Эта долготная структура может быть прослежена и в направлении на север; на ее продолжении лежат основные впадины Среднесибирского плато — Центральнотунгусская и Енисейская. На продолжении этой сквозной структурной линии лежат озеро Таймыр, поперечная долина реки Нижняя Таймыра и пролив Шокальского архипелага Северная Земля, связанные, по-видимому, с зоной разломов. «Осью» субмеридиональной полосы опускания служит нижний отрезок течения Лены.

Наряду с долготными «волнами» (длиной 900—1000 км) в Восточной Сибири прослеживаются субширотные полосы поднятия и опускания (рис. 73). Наиболее отчетливо они выражены на севере, где гребни широтных поднятий представляют нагорье Бырранга, Путорана, Анабарский и Оленекский массивы, а разделяющая их полоса опускания соответствует Северо-Сибирской низменности. В пределах Среднесибирского плато также прослеживается система широтных поднятий и прогибов. Наиболее отчетливо выражена полоса относительного опускания, включающая Приенисейскую, Центральнотунгусскую впадины и Вилюйскую ветвь Лено-Вилюйской низменности.

Система ортогональных (широтно-долготных) поднятий, разломов, тектонических трещин дополняется диагональной (северо-западной — северо-восточной) системой. Вся Сибирская платформа представляет собой в сущности «мозаику глыб» (Лунгерсгаузен, 1968). Многочисленные зоны разломов служили путями для проникновения магматических и гидротермальных образований с их полезными ископаемыми (алмазы, титан и др.). Особенно благоприятными для нахождения коренных источников алмазов считаются места пересечения зон разломов различных направлений (Арсеньев, 1961). Од-

нако такие пересечения наблюдаются на всей территории Сибирской платформы, а кимберлитовые трубки известны далеко не на всем пространстве Сибирской платформы; они встречены только в краевых частях платформы — на южном и западном склонах Анабарского массива, на северном склоне Алданского щита, в бассейне Оки, на Енисейском кряже.

Есть основания считать, что особенности размещения коренных источников алмазов Сибирской платформы отражают закономерности морфоструктурного плана. Рассматривая эти закономерности, сосредоточим внимание на размещении прямых и обращенных морфоструктур (рис. 74). К числу крупных прямых морфоструктур относятся Енисейский кряж, Анабарский и Усть-Оленекский массивы, Алданский щит, соответствующие выступам фундамента платформы. Прямой морфоструктурой является Лено-Вилюйская (Центральноякутская) низменность, соответствующая впадине (синеклизе) Сибирской платформы. Однако другая крупная синеклиза — Тунгусская — характеризуется общей инверсией рельефа. Самый высокий участок Среднесибирского плато — плато Путорана — соответствует наиболее глубоко погруженной части Тунгусской синеклизы. Обращенная морфоструктура Тунгусской синеклизы — наиболее грандиозное сооружение этого типа в пределах платформенных равнин мира.

Интересно, что краевые юрские впадины, лежащие по периферии обращенной Тунгусской синеклизы, имеют прямое выражение в рельефе (Канско-Рыбинско-Усольская, Иркутско-Черемховская и др.). Напротив, в области прямой морфоструктуры Алданского щита юрские впадины южного склона щита оказались вовлеченными в поднятие Станового хребта и приобрели инверсионный рельеф (Чульманское плато).

Как видно, Сибирская платформа по своему морфоструктурному плану очень сходна с Русской платформой. Краевые части обеих платформ представляют собой зоны преобладания прямых морфоструктур, тогда как во внутренних частях господствуют обращенные морфоструктуры. Сходство дополняется существованием переходной морфоструктурной зоны, впервые выделенной О. М. Адаменко (1971) на основании детального анализа соотношений рельефа и структуры. Мы сталкиваемся, по-видимому, с какой-то общей закономерностью строе-

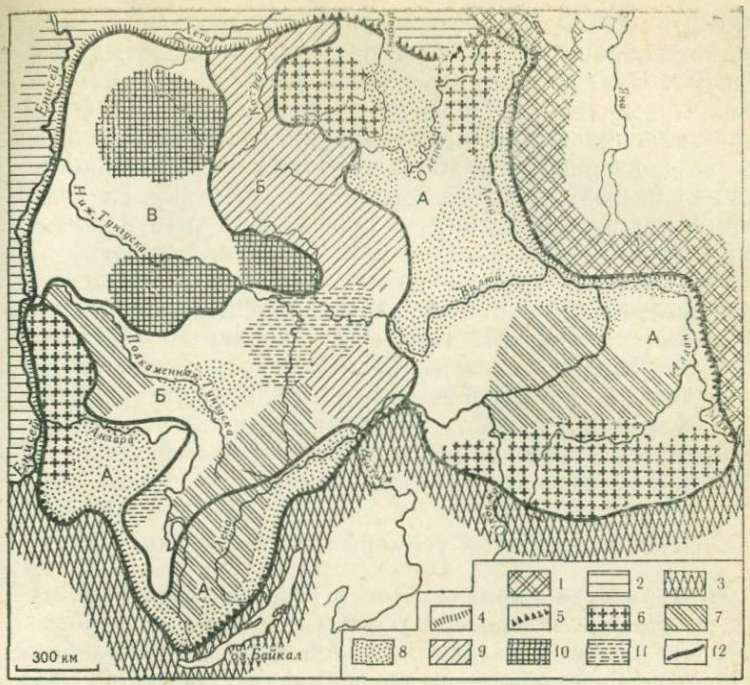


Рис. 74. Схема морфоструктурного районирования Сибирской платформы (по О. М. Адаменко, 1971)

Обрамление платформенной равнины: 1 — Верхоянские складчатые горы; 2 — аккумулятивные низменные равнины; 3 — Саяно-Байкальские складчато-глыбовые горы

Геоморфологические границы: 4 — выраженные в рельефе разломы; 5 — геофлексуры

Прямые морфоструктуры: 6 — возвышенности-антеклизы; 7 — наклонные плато — моноклизы; 8 — низменности — синеклизы

Переходного типа морфоструктуры: 9 — полупрямые и полуобращенные морфоструктуры

Несогласные (обращенные) морфоструктуры: 10 — возвышенности-синеклизы; 11 — низменности-антеклизы; 12 — границы морфоструктурных зон

Морфоструктурные зоны: А — краевая зона прямых морфоструктур; *Б* — переходная зона сложных (полупрямых и полуобращенных морфоструктур); *В* — внутренняя зона обращенных морфоструктур

ния и развития платформ, которая может быть вскрыта только методом морфоструктурного анализа.

Что касается распределения коренных месторождений алмазов, то они оказываются приуроченными к краевой зоне прямых морфоструктур (или к переходной морфоструктурной зоне, которую пока на Сибирской

платформе точно оконтурить не удалось). Во внутренней области обращенной морфоструктуры кимберлиты отсутствуют. Отметим, что на Африканской платформе кимберлитовые трубки также образовались в условиях распространения прямых морфоструктур. Последние были резко подчеркнуты новыми и новейшими движениями, но не испытали при этом коренной перестройки. По-видимому, такой тип развития морфоструктуры наиболее благоприятен для образования алмазных трубок.

Морфоструктурные данные представляют интерес при выяснении закономерностей размещения не только алмазов, но и других полезных ископаемых Восточной Сибири. Нефтегазоносные бассейны сосредоточены, по-видимому, в краевой зоне прямых морфоструктур (Лено-Вилюйская низменность, Иркутский амфитеатр). Внутренняя зона обращенной морфоструктуры (Тунгусский бассейн) менее перспективна.

Основные события геоморфологической истории

Поверхности выравнивания и возраст морфоструктуры. История морфоструктуры Сибирской платформы изучена еще недостаточно, а такой основной вопрос, как происхождение обращенного рельефа Тунгусской синеклизы, остается одним из наименее освещенных.

Согласно палеогеографическим данным (Сакс, Ронкина, 1960), в течение всего палеозоя и в начале мезозоя (триас — юра) на Сибирской платформе господствовал прямой рельеф. Енисейский кряж, Анабарский массив соответствовали относительно повышенным участкам поверхности; Тунгусская синеклиза была понижением, занятым то морскими, то озерно-аллювиальными низменными равнинами. Такие соотношения сохранились и в период проявления интенсивного вулканизма (конец перми — триас — начало юры), когда в области Тунгусской синеклизы образовалась трапповая формация мощностью до 2 тыс. м в районе Путорана. Накопление траппов сопровождалось опусканием земной коры, и поэтому затуханием магматических процессов, в конце триаса — начале юры область Тунгусской синеклизы, включая плато Путорана, оставалась еще относительно пониженной.

Поднятие Путорана и возникновение обращенной морфоструктуры Тунгусской синеклизы приходится, та-

ким образом, на послетриасовое время. Этапы поднятия и перестройки морфоструктуры отмечены поверхностями выравнивания и разделяющими их региональными уступами.

Существование разновозрастных уровней рельефа в пределах Средней Сибири было отмечено впервые С. В. Обручевым (1932), об этом писал также Л. Г. Каманин (1938). С тех пор изучением поверхностей выравнивания Средней Сибири и связанных с ними кор выветривания и древнего аллювия занимались многие исследователи (Думитрашко, 1952; Лунгерсгаузен и Леонов, 1959; Коржуев, 1959; Галушко, 1960; Золотарев, 1964; Мещеряков, 1965; Фердман и Рогожин, 1966; Исаева и Крауш, 1969, и др.). Однако до сих пор эта проблема еще далека от своего окончательного решения; различные исследователи по-разному оценивают количество, возраст и происхождение поверхностей выравнивания Средней Сибири. Эти расхождения отражают реальные трудности изучения поверхностей в условиях Средней Сибири. Ступенчатость склонов, связанная с выходами траппов, затрудняет выделение «цикловых уступов», ограничивающих разновозрастные поверхности выравнивания. Трудности в определении возраста обусловлены редкостью находок на поверхностях выравнивания кор выветривания, древних континентальных образований и скудностью данных об их возрасте, получаемых в основном методом спорово-пыльцевого анализа. Обширные денудационные и лавовые поверхности Средней Сибири отделены от остатков древнеаккумулятивных поверхностей (юрских, меловых) большими расстояниями, что затрудняет их корреляцию. В этих условиях датировка поверхностей выравнивания основывается часто на косвенных признаках (например, осуществляется путем анализа разрезов осадочных толщ в краевых частях Западно-Сибирской плиты, Северо-Сибирской впадины). Эпохи накопления тонкого материала и переотложенных кор выветривания сопоставляются с периодами образования поверхностей выравнивания; с периодами расчленения поверхностей и образования «цикловых уступов» сопоставляются эпохи накопления более грубообломочного материала. Ясно, что такой подход не может обеспечить большой точности в определении возраста денудационных уровней.

В настоящее время во Всесоюзном аэрогеологиче-

ском тресте на основе данных многолетних исследований составляется карта поверхностей выравнивания и кор выветривания Восточной Сибири (Л. И. Исаева и М. А. Крауш; Р. О. Галабала и др.). До завершения этой работы общую картину распространения поверхностей выравнивания можно представить по схеме, предложенной Я. А. Галушко (1960). На схеме (рис. 75) выделены четыре поверхности выравнивания — четыре обширные ступени, разделенные уступами.

Наиболее высокая ступень — I (1000—1500 м) включает плато Путорана; эта ступень сложена почти горизонтально залегающими лавовыми покровами триасового возраста. Исходная лавовая поверхность так глубоко расчленена реками, что рельеф склонов приобрел здесь среднегорный облик. Более низкая ступень рельефа — II (800—1000 м) неширокой полосой окаймляет высокую ступень. По геологическому строению ступень II сходна с высокой ступенью I, но расчленена не столь сильно. Обе ступени окаймлены уступами, достигающими наибольших высот на севере и северо-западе.

Ступень III (600—700 м) занимает большие площади как на севере, так и на юге Средней Сибири. Поверхность срезает преимущественно палеозойские осадочные породы, прорванные интрузиями траппов. Для рельефа характерны столовые возвышенности (на выходах осадочных пород), гребенчатые водоразделы и останцы (на выходах трапповых интрузий), узкие речные долины. Более низкая ступень — IV (300—500 м) протягивается широкой полосой с юго-запада на северо-восток, к Лено-Вилюйской низменности. По рельефу эта ступень во многом напоминает предыдущую.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и Б. Н. Леонов (1959) выделили еще одну (V по нашему счету) поверхность выравнивания, лежащую на высотах от 100—120 м до 180—260 м над уровнем современных рек (200—300 м абс. выс.). В отличие от более высоких поверхностей, контуры которых не связаны с современной речной сетью, поверхность V почти повсеместно следует очертаниям крупных долин, как бы играя роль древнейшего террасового уровня, в который врезана «лестница» четвертичных террас.

Наиболее низкую, придолинную поверхность выравнивания Г. Ф. Лунгерсгаузен датировал плиоценом. Самую высокую поверхность, бронированную лавами

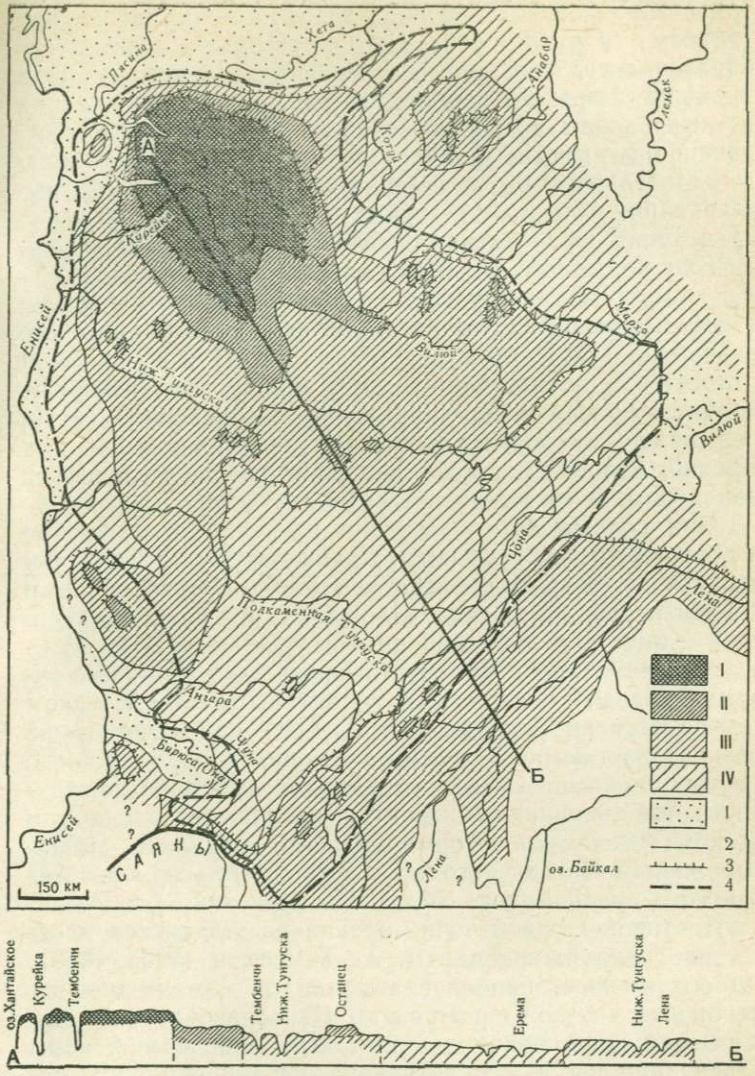


Рис. 75. Распространение поверхностей выравнивания в пределах Среднесибирского плато (по Я. А. Галушко, 1957)

Поверхности выравнивания: I—1000—1500 м; II — 800—1000 м; III—600—700 м; IV—300—500 м; I — участки ниже 300 м; 2 — границы поверхностей выравнивания; 3 — резко выраженные уступы между поверхностями выравнивания; 4 — границы максимального распространения траппов

триасового возраста, можно датировать триасом или триасом — ранней юрой. Промежуточные поверхности образовались, очевидно, в течение длительного периода времени с юры до неогена. Несмотря на расхождения в определении возраста конкретных поверхностей выравнивания, многие исследователи указывают, что эпохами длительного выравнивания и образования кор выветривания были: 1) триас — ранняя юра ($T—J_1$); 2) поздняя юра — начало мелового периода ($J_3—Cr_1^1$); 3) конец мелового периода — палеоген — миоцен ($Cr_2^3—Pg—N_1$) (Лунгерсгаузен и Леонов, 1959; Галабала, 1968). С первой эпохой связывается в таком случае образование I и II ступеней (рис. 75); III и IV ступени относятся к последующим двум эпохам. Значительные поднятия, расчленение территории и образование уступов между цикловыми поверхностями приходились на юрский, меловой периоды, на рубеж между миоценом и плиоценом, а также на четвертичное время.

При современном состоянии изученности возможно и другое решение проблемы. Древнеаккумулятивную поверхность Ангаро-Вилюйского прогиба (IV) с пятнами континентальных юрских отложений можно рассматривать — вместе с денудационными уровнями (III, II) — в качестве единой полигенетической (денудационно-аккумулятивной) поверхности юрского возраста. В таком случае ступени рельефа (II, III, IV) надо считать не разновозрастными уровнями, а поднятыми на разную высоту блоками — участками единой (юрской) поверхности выравнивания. Заметим, что представление о едином ступенчато-деформированном пенеплене высказывали для Енисейского кряжа С. П. Альтер, для Алданского плоскогорья — М. В. Пиотровский.

Противоположной точки зрения на Алданское плоскогорье придерживается Д. А. Тимофеев (1965, 1968). По его мнению, наиболее высокая и самая древняя Чугинская поверхность (I) образовалась в юрский этап дифференцированных движений земной коры и денудационно-аккумулятивного выравнивания. В меловом периоде дифференцированными движениями были сформированы основные черты современной морфоструктуры; в последующий этап выравнивания (конец мела — палеоген) образовалась основная Алданская поверхность денудационного выравнивания (II). В миоцене произошло общее поднятие плоскогорья, не нару-

шившее общего морфоструктурного плана; затем в условиях относительной стабильности земной коры возникла Туолбинская поверхность денудационного выравнивания (III). Далее выделяется плиоцен-раннеплейстоценовый этап общего поднятия, врезания речной сети и денудационного выравнивания. С этим этапом связано формирование придолинной Ленской поверхности (IV) типа педимента. Отметим, что Д. А. Тимофеев, М. В. Пиотровский и В. П. Чичагов убедительно показали широкое распространение в Сибири педиментов — особого типа поверхностей выравнивания, образующихся путем отступания крутых склонов и уступов. Однако в отличие от педиментов семиаридных и аридных областей, хорошо известных по работам Л. Кинга, сибирские педименты формировались в холодных и сухих климатических условиях конца плиоцена — четвертичного периода. Общая черта всех педиментов — образование их при большом участии физического выветривания (в Сибири — морозного, в аридных областях — термического). Как и прочие области Восточной Сибири, Алданское плоскогорье со среднего плейстоцена переживало этап унаследованных общих и дифференцированных поднятий, врезания и перестройки гидросети и горных оледенений (Тимофеев, 1965).

Несмотря на проблематичность возраста отдельных поверхностей, уже теперь ясно, что и в Средней Сибири, и на Алданском плоскогорье заложение основных морфоструктур произошло значительно раньше начала неотектонического этапа, по всей вероятности, в мезозое (юра — мел). Новейшие (неоген-четвертичные) движения земной коры лишь усилили (в ряде районов очень существенно) те черты рельефа, которые были заложены еще под влиянием новых (мезозойских) движений.

При общем сходстве хода геоморфологического развития Средней Сибири и Алданского плоскогорья обращает на себя внимание своеобразие ритма новых и новейших движений земной коры этих областей Восточной Сибири по сравнению с западными областями СССР, например с Русской платформой. Специфика ритма движений Восточно-Сибирской платформы состоит в том, что здесь не проявилась (или проявилась сравнительно слабо) олиго-миоценовая фаза поднятия, сыгравшая столь важную роль в истории рельефа Запада СССР. Интенсивные новейшие движения в Восточной Сибири

начались позднее, чем на Западе СССР, в связи с чем Г. Ф. Лунгерсгаузен к новейшему тектоническому этапу в Восточной Сибири относил только период со второй половины плиоцена до современной эпохи. Другая существенная особенность Восточной Сибири состоит в том, что в развитии ее рельефа важную роль сыграли интенсивные движения (поднятия) мелового периода, тогда как на Западе СССР в меловом периоде преобладали опускания. Своеобразие хода геоморфологического развития Сибирской платформы, несоответствие его «европейскому канону» — результат того, что эта область расположена в Тихоокеанском секторе земной коры, тогда как Запад СССР относится к Индо-Атлантическому сектору (см. гл. 1).

Формирование гидрографической сети. На высоких водораздельных плато Средней Сибири многие исследователи описывали вытянутые понижения, напоминающие речные долины. Находки древнего (мезозойского, раннетретичного) аллювия подтвердили, что эти понижения, действительно, остатки «архаической речной сети», как ее называл Г. Ф. Лунгерсгаузен. Древние долины неглубоки по сравнению с современными и часто имеют совершенно иное направление. С формированием архаической речной сети, с миграцией и боковой эрозией древних рек связана моделировка водораздельных поверхностей выравнивания.

Архаическая речная сеть сильно отличалась от современной; выяснение всех ее особенностей — это пока еще нерешенная задача. Однако некоторые стороны проблемы удалось выяснить. Несомненно, что основной причиной сложных перестроек речной сети Сибири послужили новые и новейшие движения земной коры, приведшие к коренной перестройке морфоструктуры. Характерный пример приводит С. С. Коржуев (1960). Река Лена в дочетвертичное время вытекала из Байкала, но затем в результате поднятия Прибайкальских горных цепей она утратила связь с этим озером. В современном рельефе хорошо сохранилась широкая древняя долина с остатками аллювия Пра-Лены. Сейчас по долине текут две небольшие речки — Богульдейка и Унгура, принадлежащие первая бассейну Байкала, вторая — бассейну Лены.

Значительные изменения речной сети отмечены и в самых низовьях Лены. Река течет здесь по узкой долине

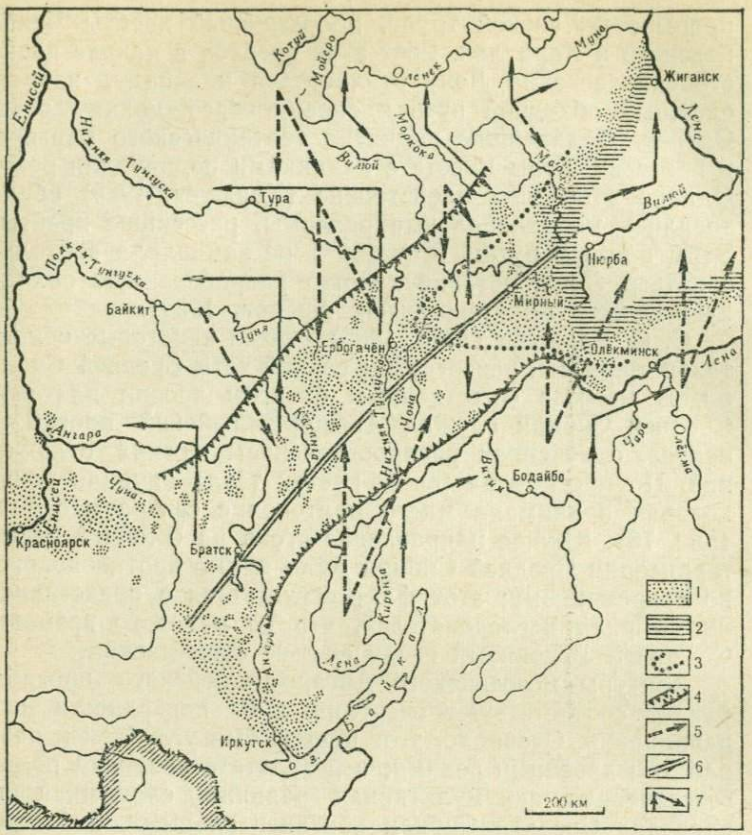
прорыва — Ленской трубе, прорезающей хребты Чекановского и Хараулах. Рост этих хребтов в начале плейстоцена заставил Лену отклониться к западу, избрав сложный обходной путь к океану через долину реки Оленёк. Дальнейшие поднятия тектонического барьера в низовьях Лены вместе с ледниками подпрудили реку. Однако в позднем плейстоцене (Коржуев, 1965) образовались меридиональные разломы, рассекшие хребты. Этим прямым путем («трубой») не замедлила воспользоваться Лена, оставив хорошо разработанную обходную долину (Лунгерсгаузен, Леонов, 1959).

С. С. Коржуев (1960, 1965) указал некоторые общие закономерности перестройки речной сети Средней Сибири. В мезозое естественным базисом эрозии для рек Средней Сибири служил Ангаро-Вилюйский прогиб — полоса, отмеченная распространением юрских отложений. По прогибу на северо-восток текла крупная река, которая принимала много притоков с севера и с юга (рис. 76). Южное направление стока на бóльшей части территории Средней Сибири было прямо противоположно современному; этот факт согласуется с представлениями ряда исследователей, что до мелового времени Северный Ледовитый океан еще не существовал.

Контуры мезозойского Ангаро-Вилюйского прогиба близко соответствуют очертаниям IV поверхности выравнивания. Очевидно, этот прогиб был углублен и разработан древними реками; в результате возникла полигенетическая аккумулятивная равнина, сложенная в пределах Средней Сибири континентальными, а ближе к Вилюйскому прогибу морскими отложениями.

Поднятия Средней Сибири привели к тому, что Ангаро-Вилюйский прогиб из области опускания и аккумуляции превратился в область поднятия и размыва. В результате реки, текущие с юга, постепенно перестраивались с меридионального на северо-восточное и широтное направления, устремляясь к Лено-Вилюйскому прогибу (Лена и ее притоки). Северные реки (Нижняя Тунгуска и др.) получили сток на север, северо-запад и запад, к Енисею и Северному Ледовитому океану. Так в новейшее время на месте мезозойского прогиба образовалась «главная зона разрыва гидрографической сети Сибирской платформы», как ее называет С. С. Коржуев (1965).

Перестройка гидрографической сети Сибирской плат-



Р и с. 76. Схема главной зоны разрыва гидрографической сети Сибирской платформы (по С. С. Коржуеву, 1965):

1 — континентальные отложения нижней и частично средней коры; 2 — морские отложения нижней и средней юры; 3 — западная граница юрской морской трансгрессии; 4 — контуры Ангаро-Вилюйского мезозойского прогиба (по В. Л. Масайтису, 1955); 5 — направление стока в мезозойское время; 6 — одно из главных направлений мезозойской речной сети; 7 — современное направление стока

формы началась в третичное время и наиболее интенсивно протекала на рубеже между неогеном и четвертичным периодом. В результате серии перехватов сформировались сложные речные долины, состоящие из древних участков меридионального направления, соединенных поперечными широтными участками; последние нередко имеют вид узких ущелий — долин прорыва.

С конца неогена и на протяжении всего четвертичного периода наряду с изменением плановых очертаний происходило углубление речных долин и образование серии террас. В долинах крупных рек Средней Сибири — Енисея, Лены, Нижней и Подкаменной Тунгусок, Ангары и других — насчитывается до 8—10 террас. Выделяются верхний, средний и нижний комплексы террас (Г. Ф. Лунгерсгаузен). К верхнему комплексу относятся наиболее высокие эрозионные террасы шириной до нескольких километров; они прослеживаются на высотах 200—250 и 160—180 м над уровнями рек. Эти две террасы (X и IX) сформировались в конце плиоцена — начале четвертичного периода (Кушев, Леонов, 1964). Верхняя терраса соответствует наиболее молодой (придолинной) поверхности выравнивания. Четко выражены в рельефе эрозионно-аккумулятивные террасы среднего комплекса — высотой 100—120 м (VIII), 70—80 м (VII), 50—60 м (VI) и 35—40 м (V). Эти террасы шириной до 2—5 км имеют аллювиальные песчано-галечные покровы мощностью до 20—30 м; возраст террас датируется ранним — средним плейстоценом. Наиболее четко выражен комплекс низких террас высотой 25—35 м (IV), 14—20 м (III), 8 — 12 м (II) и 4—6 м (I); они являются часто полностью аккумулятивными, достигают большой ширины и прослеживаются до самых верховий рек. Нижний комплекс террас образовался в позднем плейстоцене — голоцене.

В процессе углубления речных долин образовались россыпные месторождения алмазов. На примере района кимберлитовой трубки «Мир» (бассейн реки Малая Ботуобуйя) А. П. Левина (1968) показала, что плейстоценовые россыпи алмазов являются вторичными, переотложенными и образовались за счет размыва древних (раннеюрских) россыпей. Древние россыпи приурочены к триасово-юрской поверхности выравнивания; эти россыпи первичные, образовались за счет поступления алмазов непосредственно из коренных источников (кимберлитовых трубок) в ходе денудации последних в триасе — ранней юре. В новейшее время при быстром углублении и расширении речных долин за счет размыва древних россыпей образовались элювиальные, делювиально-солифлюкционные, ложковые (от слова «ложок» — неглубокий заросший овраг) и аллювиальные алмазоносные россыпи. Вечная мерзлота не благоприят-

ствовала формированию элювиальных и делювиальных россыпей. Аллювиальные россыпи, напротив, оказались в наилучших условиях, так как в них благодаря усиленному врезу рек и расчленению междуречий алмазы поступали и из древних россыпей, и отчасти из коренных источников (А. П. Левина).

Общей причиной усиления вреза рек в новейшее время послужило поднятие Сибирской платформы, продолжающееся, по-видимому, и в настоящее время. Следствием быстрого поднятия надо считать невыработанность продольных профилей рек Средней Сибири, изобилующих порогами, перекатами, приуроченными обычно к выходам траппов и других устойчивых пород. Вот как В. Я. Шишков описывает Угрюм-реку (прообразом которой послужила Нижняя Тунгуска):

«Угрюм-река все еще продолжала быть капризной, несговорчивой. В ее природе — нечто дикое, коварное. Вот приветливо улыбнется она, откроет меж зеленых берегов узкое прямое плесо: «Плывите, дорогие гости, добрый путь!»... Но вдруг, за поворотом, нежданно расширит свое русло, станет непроходимо мелкой, быстрой. Стремительный поток подхватывает шитик и с предательским треском сажает на мель.

...А вот и начало порога. Река здесь сдвинула почти вплотную свои скалистые берега. В эти узкие ворота валила вся вода сверкающей, гладкой, без взмыров, массой. Образовав саженный водопад, она с грохотом мчалась дальше, сразу поседевшая, бешеная, яро набрасывалась на грозно торчавшие из воды камни. Вода кипела, злилась; грохот и рев стояли неописуемые.

...И снова тихое, улыбчивое плесо, и снова ему на смену непроходимый перекат или порог. Так изо дня в день. Шиверы, пороги, перекаты, запечки, осередыши».

Древнее оледенение. С плиоцена в Средней Сибири началось ухудшение климата, растительность приобрела лесотундровый характер. Возможно, что уже в раннем плейстоцене стала возникать вечная мерзлота, а на Таймыре образовался ледниковый покров. Более надежно установлено оледенение для среднего плейстоцена. Однако в вопросе о характере этого максимального оледенения среди исследователей нет единства.

Широко распространены представления о покровном характере оледенения и о существовании нескольких центров оледенения. Так, С. А. Стрелков (1965) выде-

ляет для эпохи максимального (самаровского) оледенения три ледниковых щита: Таймырско-Североземельский, Путоранский и Анабарский. В эпоху максимального оледенения эти три щита сомкнулись и образовали обширный ледниковый покров, распространявшийся на юг примерно до 62° с. ш. Южнее и юго-восточнее границы оледенения располагалась перигляциальная зона, включавшая арктическую пустыню и тундру, здесь происходило образование вечной мерзлоты — «подземного оледенения» (по К. К. Маркову).

Другие исследователи (Ю. П. Пармузин, Н. И. Михайлов) считают, что древнее оледенение Средней Сибири было значительно скромнее по своим размерам. Эти исследователи полностью отрицают покровное оледенение Путорана, Анабарского щита и признают только горно-долинное оледенение возвышенных прибрежных областей, а также развитие ледников предгорий. Вопрос остается нерешенным, но, по-видимому, в условиях континентального климата Восточной Сибири более вероятно развитие горно-долинных ледников, чем покровного оледенения. Г. Ф. Лунгерсгаузен считал, что оледенение Сибирской платформы носило полупокровный характер. «Обширные массивы льда, приуроченные к возвышенностям, чередовались с участками, лишенными постоянного ледяного покрова. На этих участках устанавливалась совершенно специфическая ландшафтная обстановка и формировались своеобразные мерзлотные отложения (включающие накопления солифлюкционных шлейфов), иногда напоминающие морены» (Лунгерсгаузен, Леонов, 1959, стр. 12).

Как и в Западной Сибири, в Средней Сибири не решен окончательно вопрос о соотношениях оледенений и трансгрессий. К. К. Марков, Г. И. Лазуков, В. А. Николаев (1965) обосновывают вывод о синхронности трансгрессии и оледенения севера Сибири. Напротив, С. А. Стрелков (1965) считает, что бореальная трансгрессия соответствовала межледниковой эпохе (между самаровским и зырянским оледенениями). Однако Г. И. Лазуков не отрицает проявления межледниковой казанцевской трансгрессии в Средней Сибири. С максимальным оледенением связано накопление толщи аллювия террас среднего комплекса.

В отношении позднеплейстоценового зырянского оледенения имеются в сущности те же две точки зрения,

что и по поводу максимального (самаровского) оледенения. Все исследователи соглашаются, что зырянское оледенение по своим размерам было меньше самаровского. С. А. Стрелков считает, что и в зырянское время в Средней Сибири существовало покровное оледенение. Другие оспаривают этот взгляд. Г. И. Лазуков полагает, что зырянское оледенение было покровным только на Таймыре. В пределах Среднесибирского плато оледенение было горно-долинным или полупокровным, т. е. покровы льда были сравнительно тонкими и меньшими по площади, чем в самаровское время, а большая часть вершин не покрывалась льдом и представляла собой нунатаки.

Послезырянская (каргинская) межледниковая эпоха была сравнительно непродолжительной: она сменилась сартанским горно-долинным оледенением. Это оледенение охватило возвышенные участки плато Путорана, Анабарского щита, оставив после себя хорошо выраженные моренные гряды и холмы, цирки, кары, троговые долины. Вопрос, является ли сартанское оледенение самостоятельным или представляет собой заключительную стадию зырянского оледенения, окончательно не решен. В послеледниковое время климат улучшился. Но вечная мерзлота, появившаяся, по-видимому, раньше ледниковых покровов, пережила их и продолжает оказывать большое влияние на ландшафт Средней Сибири. С эпохой зырянского и сартанского оледенений связано образование нижнего комплекса речных террас.

Типы морфоскульптуры и процессы ее образования

Своеобразие морфоструктуры Сибирской платформы сказывается на характере скульптурных форм ее рельефа. Равнинность поверхности междуречий рассматриваемой территории при ее большой протяженности с севера на юг привела к тому, что здесь, как и на других платформенных равнинах, проявляется широтная зональность морфоскульптуры. Отличие Сибирской платформенной равнины от ранее рассмотренных состоит в ее общей приподнятости. В силу этого здесь в известной мере проявляется свойственная горным областям ярусность морфоскульптуры.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и Б. Н. Леонов (1959, стр. 3) писали: «Контраст между характером плоских древних

водоразделов и строением речных долин, с их почти горным характером, является типичной чертой платформы... Соответственно можно говорить об отчетливо выраженной ярусности рельефа Сибирской платформы. Верхнему ярусу соответствуют водораздельные пространства, в свою очередь распадающиеся на несколько самостоятельных поверхностей выравнивания. Формирование их охватывает длительный промежуток времени, от среднего мезозоя до неогена включительно. Нижний ярус образуют речные долины с лестницами эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас, врезание которых отвечает четвертичному этапу новейших тектонических движений».

В направлении с севера на юг в пределах области плато и плоскогорий Восточной Сибири выделяются три основные морфоскульптурные зоны: 1) современного оледенения и перигляциальных ландшафтов; 2) древнеледниковой, криогенной и эрозионной морфоскульптуры и 3) криогенно-эрозионной морфоскульптуры. К первой зоне относятся архипелаг Северная Земля и часть нагорья Бырранга. Вся остальная бóльшая часть рассматриваемой территории относится к двум другим зонам. Граница между второй и третьей зонами соответствует предполагаемой линии максимального распространения оледенения (примерно 62° с. ш. в бассейне Енисея).

1. *Зона современного оледенения и перигляциальных ландшафтов.* На Северной Земле ледниковыми куполами и щитами — остатками сартанского оледенения, по В. Н. Саксу (1953), покрыта примерно половина (48%) территории. Другая половина является современной перигляциальной областью; она включает приледниковое плато, возвышенную равнину и террасированную приморскую равнину (см. раздел «Морфоструктура»). На примере высокого плато Северной Земли можно проследить характерные черты морфоскульптуры территорий, недавно (в геологическом смысле) освободившихся от покровного оледенения (Воскресенский, 1962). Высокое плато, сложенное метаморфическими породами, имеет ровную, столообразную поверхность. Ледниковые щиты и покровы как бы консервировали эту поверхность, защищая ее от денудации. Послеледниковая эрозия сюда еще не успела проникнуть. На поверхности плато заметна сеть пологих ложбин — древних доледниковых долин, сильно выровненных в тот период, ког-

да плато покрывалось льдом. В изобилии встречаются валуны и нагромождения морен.

Если в условиях плоского рельефа ложа ледник оказывал консервирующее или даже выравнивающее действие, то по периферии плато в условиях более значительных уклонов ложа ледника проявилась его эродирующая деятельность. Подвижными ледниковыми языками были выработаны глубокие троги, накоплены моренные отложения большой мощности. Здесь же отмечается и значительное эрозионное (долинное) расчленение. На склонах моренных гряд, трогов и долин широко развиты криогенные формы рельефа — каменные и мелкоземистые полосы, каменные кольца и многоугольники.

Сходными чертами морфоскульптуры характеризуется и восточная, наиболее высокая часть нагорья Бырранга, где имеется несколько долинных ледников и ледниковых шапок на плоских вершинах. Как и на высоком плато Северной Земли, древнее оледенение было здесь сравнительно малоактивным и привело к дальнейшему сглаживанию и консервации подстилающей поверхности. В связи с этим значительная часть нагорья обладает слабо расчлененным рельефом.

2. *Зона древнеледниковой, криогенной и эрозионной морфоскульптуры* охватывает западную половину нагорья Бырранга, Северо-Сибирскую низменность и значительную часть Среднесибирского плато. Сюда же относятся районы Алданского щита, подвергавшиеся оледенению. По морфоструктурным особенностям зона резко подразделяется на области поднятия с эрозионным рельефом и области относительного опускания с аккумулятивным рельефом. Эти особенности доледникового рельефа оказали существенное влияние на ледниковую морфоскульптуру и послеледниковое развитие рельефа.

И. П. Герасимов (1959, стр. 73) подчеркнул, что «подвергшиеся оледенению северные и северо-западные районы Средней Сибири являлись в основном областями сноса, поэтому ледниковая морфоскульптура представлена здесь в отличие от Западной Сибири формами ледниковой экзарации, а не аккумуляции ледниковых наносов... В этом отношении Средняя Сибирь больше напоминает горные районы или Балтийский щит». Таким образом, общая приподнятость высокой Сибирской плат-

формы оказывает весьма глубокое воздействие на тип морфоскульптуры.

Центром оледенения Средней Сибири было плато Путорана, получавшее основную массу переносимых с запада осадков; на Анабарском массиве, находившемся в «климатической тени», оледенение было небольшим и малоактивным. Для Путораны характерна экзарационная морфоскульптура, созданная интенсивно двигавшимися горно-долинными и выводными ледниками. Здесь развиты троги, выпаханные озерные впадины, «бараньи лбы», друмлины (Стрелков, 1965). По западной и северной периферии Путораны прослеживается пояс ледниково-аккумулятивных форм — конечноморенных холмов, камов, озов зырянского оледенения. В более южных районах во впадинах рельефа на склонах крупных возвышенностей распространены кары и ниши, созданные небольшими ледничками и снежниками (Лунгерсгаузен, Леонов, 1959).

Совершенно иной тип ледниковой морфоскульптуры характерен для Северо-Сибирской низменности: здесь господствуют ледниково-аккумулятивные образования. Наиболее свежи формы зырянского оледенения; конечные морены сплошной полосой окаймляют подножия нагорья Бырранга и Среднесибирского плато. Низменность перекрывалась морем, и морские террасовые равнины занимают значительное место в ландшафте. На поверхности ледниковых, морских, аллювиальных отложений развиты криогенные формы рельефа — булгунняхи (высотой до 30 м), бугры пучения, термокарстовые впадины озер. На склонах ледниковых холмов и гряд интенсивно протекают процессы солифлюкции (Воскресенский, 1968).

3. *Зона криогенно-эрозионной морфоскульптуры.* Вся Средняя Сибирь представляет собой область эрозионной морфоскульптуры. Эрозионные формы послужили тем фоном, на котором развились ледниковые образования в зоне 2. В зоне 3, которая в ледниковом периоде находилась в перигляциальных условиях и сейчас находится в зоне вечной мерзлоты, древняя эрозионная морфоскульптура трансформировалась в своеобразный тип расчленения, который можно назвать криогенно-эрозионным. Этот тип морфоскульптуры, естественно, представлен и в зоне 2, но в рассматриваемой зоне 3 он выражен в наиболее «чистом виде».

Густота расчленения поверхности Средней Сибири достигла большой величины еще до начала современного (плиоцен-четвертичного) эрозионного цикла. В ходе последнего, как показал С. С. Воскресенский (1968), густота расчленения даже несколько сократилась в результате интенсивного углубления долин. В настоящее время глубина расчленения Средней Сибири достигает величин, очень внушительных для платформенных областей: 600—800 м на плато Путорана, 500—700 м на Лено-Ангарском плато, 300—400 м на плато в бассейне Нижней Тунгуски. Лишь в краевых впадинах глубина расчленения заметно падает. Например, в Канско-Рыбинской впадине долины врезаны всего на 30—60 м (С. С. Воскресенский, 1968). В связи с продолжающимся поднятием Сибирской платформы в речных долинах и сейчас происходит интенсивный врез. Особенность русловых процессов в реках Сибири — активная деятельность речного льда.

Большая глубина расчленения обусловила широкое распространение склонов со специфическими склоновыми процессами, играющими большую роль в морфогенезе Средней Сибири. Климатические условия Сибири способствуют развитию процессов морозного выветривания, образованию в породах трещин, скальных блоков, щебнистого элювия. «...Не подлежит сомнению, — пишет И. П. Герасимов (1959, стр. 74), — что во время ледникового периода, когда термические амплитуды на земной поверхности были особенно увеличены, формирование щебневых продуктов скально-морозного выветривания протекало с огромной интенсивностью. В то время этот процесс, по-видимому, быстро «разъедал» горные склоны, погребал их под россыпями каменного материала, медленно сползавшего во все долины». Г. Ф. Лунгерсгаузен писал о Сибирской платформе как о холодной перигляциальной пустыне четвертичного периода, где интенсивно проявлялась деятельность мороза и ветра. С ветровой эрозией в условиях перигляциальной пустыни Г. Ф. Лунгерсгаузен связывал происхождение скал с «эоловым кружевом» и фигурных скал, в том числе знаменитых «столбов» в долинах Лены, Оленека и других рек.

Эти же процессы, хотя и с несколько ослабленной силой, продолжаются и в современную эпоху, которая для многих районов Восточной Сибири в сущности

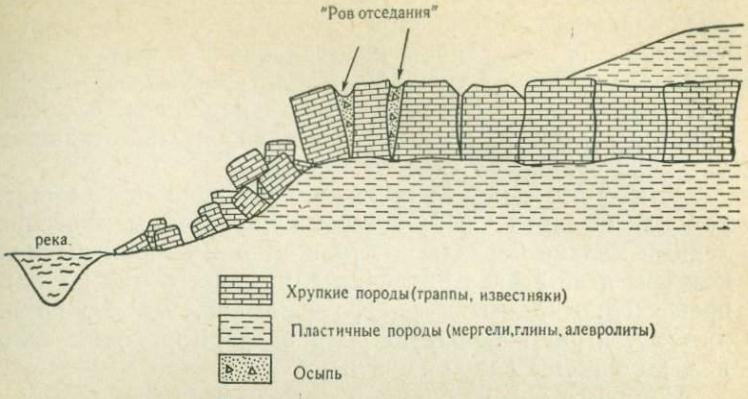


Рис. 77. Схема развития явлений отседания склонов (по С. С. Воскресенскому, 1962, и Ю. Б. Тржцинскому, 1969)

должна считаться не после-, а позднеледниковьем (Колосов, 1947; Герасимов, 1952).

С. С. Воскресенский (1962) выделяет несколько типов склоновых процессов в Средней Сибири. Главную роль играют здесь процессы массового смещения элювия — медленное сползание обломков коренных пород под действием силы тяжести, изменений влажности и температуры. В большинстве случаев сползание обломочного чехла (дефлюкция) протекает медленно и может быть выявлено только стационарными наблюдениями. Быстрее движутся каменные реки — курумы, развитые по крутым (10—20°) склонам трапповых массивов. Каменные реки шириной от нескольких десятков до сотен метров при длине до километра образованы крупными глыбами диабаза.

Значительным распространением в Средней Сибири пользуются процессы отседания склонов (рис. 77). Они возникают в плотных и твердых, но хрупких и трещиноватых породах (траппах, известняках), подстилаемых пластичными породами (глинами, мергелями). В условиях больших относительных высот, свойственных Средней Сибири, под действием горного давления на склонах происходит выдавливание пластичных пород. В вышележащей хрупкой породе образуются вертикальные трещины. Расширяясь, трещины приводят к обособлению и затем к отседанию огромных блоков пород. Сущ-

ность процесса состоит в том, что трещины заполняются делювиальным материалом, который при переменном увлажнении, замерзании и оттаивании действует, как клин, и расширяет трещину. Характерные «рвы отседания» глубиной до 15—20 м тянутся параллельно склону (иногда в несколько рядов), намечая блоки, готовящиеся сползти вниз по склону.

Для более пологих склонов, особенно в северных районах Средней Сибири, весьма характерны многочисленные мелкие борозды — делли. Делли заполнены мелкоземом и не всегда различимы на местности, но зато превосходно видны на аэрофотоснимках. Делли, по-видимому, играют большую роль в формировании склонов, но они еще слабо изучены.

Наряду с эрозионными и склоновыми процессами в Средней Сибири развит карст. Вечная мерзлота, сковывая грунты, препятствует карсту, поэтому карстовые процессы протекают главным образом в южных районах Среднесибирского плато и на Алданском массиве. Однако в прежние геологические эпохи, когда климат был теплым и влажным, карстовые явления были очень широко распространены на Сибирской платформе. Современный карст тесно связан с эрозионными формами рельефа; эта связь отчасти обусловлена тем, что в пределах русла и поймы, как правило, мерзлоты нет. Карстовые полости в руслах рек часто содержат наиболее богатые россыпи золота. Формы современного и древнего карста оказывают большое влияние на выбор мест для строительства. Так, из-за обилия карстовых пустот и полостей пришлось отказаться от вариантов створов гидростанций на Ангаре, весьма удобных для строительства по всем остальным признакам.

Детально были исследованы карстовые образования в районе водохранилища Братской ГЭС. Карст развит здесь в карбонатных и гипсоносных отложениях нижнего кембрия. Карстовые формы представлены пещерами, воронками, западинами, суходолами. Для развития карста в южном Приангарье, как выяснилось, основное значение имеют различного рода трещины: трещины напластования, отседания, тектонические, по которым поверхностные воды проникают на глубину (Г. П. Вологодский).

Карст и склоновые процессы, развиваясь в условиях холодного гумидного климата и вечной мерзлоты, на-



Р и с. 78. Останец базальтов в районе
озера Глубокое, Норильский район

Фото Ф. А. Старшинова

ложили заметный отпечаток на морфологический ландшафт Средней Сибири. С ними связаны, в частности, многочисленные глыбы, скальные блоки, столбы и валы и чередующиеся с ними трещины, рвы и западины. Первоначально эти формы связывали только с процессами карста и отседания склонов. Последующие исследования, особенно работы по изысканию трассы железной дороги Лена — Братск — Тайшет (С. М. Большаков), показали, что это — формы полигенного типа, созданные процессами эрозии, карста, оползнями и отседанием склонов, которые развиваются в тесной взаимосвязи, взаимно накладываясь, сменяя и продолжая один другого.

Для сравнительно небольших по площади участков аккумулятивного рельефа в пределах Среднесибирского плато — речных и озерных террас, делювиальных шлейфов — характерен бугристо-западинный рельеф. Высоты бугров обычно невелики (1—3 м), размеры их в плане 10—30 м. Образование бугров и западин, по-видимому, связано с процессами попеременного замерзания и оттаивания грунтов, а также с вытаиванием жильных льдов и линз льда, т. е. с процессами термокарста.

Наиболее широко развиты термокарстовые явления в пределах Лено-Вилюйской низменности. Многочисленные озера, аласы, булгунняхи, бугристо-западинные формы — все они обязаны своим происхождением вечной мерзлоте, процессам ее наступания или отступания. С эпохой плейстоценовой ледяной пустыни связаны накопления эоловых песков иногда очень большой мощности (до 100—120 м в районе Олекминска). Местами эоловые накопления выражены в рельефе в виде линейно вытянутых береговых дюн или больших песчаных массивов (тукуланов) на плоских водоразделах.

Часть III

РЕЛЬЕФ ОКРАИННОГО ГОРНОГО ПОЯСА СССР

Глава 9

ГОРЫ ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ (Кавказ, Крым, Карпаты)

Кавказ подо мною. Один в вышине
Стою над снегами у края стремнины;
Орел, с отдаленной поднявшись вершины,
Парит неподвижно со мной наравне.
Отселе я вижу потоков рожденье
И первое грозных обвалов движенье.

Здесь тучи смиренно идут подо мной;
Сквозь них, низвергаясь, шумят водопады;
Под ними утесов нагие громады;
Там ниже мох тощий, кустарник сухой;
А там уже рощи, зеленые сени,
Где птицы щебечут, где скачут олени.

А. С. Пушкин

Орография и морфоструктура

Общий обзор орографии. Часть альпийского орогенического пояса, включающая горные сооружения Кавказа, Крыма и Восточных Карпат (в границах СССР), выделяется нами под названием Черноморско-Кавказской горной области. Этим подчеркивается важная роль впадины Черного моря в истории развития и современной структуры всего рассматриваемого звена альпийского пояса.

Черноморско-Кавказская область служит продолжением области Средиземноморья и имеет с ней много общего в характере рельефа, в строении земной коры, в истории и современных тенденциях развития. Это альпийские геосинклинали в стадии «замыкания», пережившие складчатость и орогенез. Рельеф и земная кора находятся здесь в переходной фазе от океанической к континентальной стадии развития.

От океанической (геосинклинальной) стадии в Черноморско-Кавказской области сохранились глубоководные впадины (Черное море — глубже 2,2 км, Южный

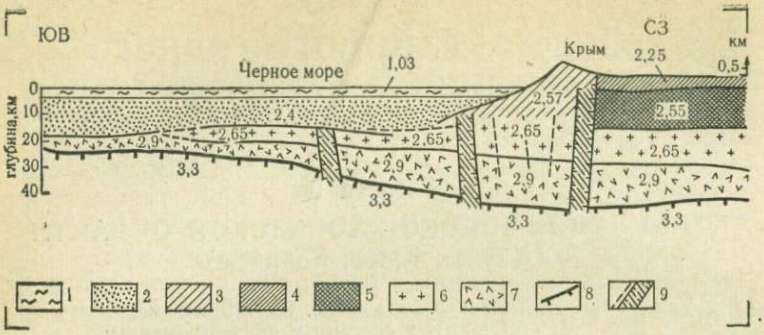


Рис. 79. Схема строения земной коры в области Черноморской впадины и Крыма (по Т. С. Лебедеву, К. А. Болюбах, 1963, и Н. С. Благоволину, 1965):

1 — слой воды; 2 — осадочные толщи впадины Черного моря; 3 — мезо-кайнозойские образования Крымских гор; 4 — мезо-кайнозойские отложения равнинного Крыма; 5 — палеозойский комплекс равнинного Крыма; 6 — гранитный слой; 7 — базальтовый слой; 8 — поверхность Мохоровичича; 9 — предполагаемые зоны глубинных разломов; цифрами даны значения плотности пород (г/куб. см).

Каспий — около 1 км), где происходит интенсивное осадконакопление. Глубоководные впадины обладают малой мощностью земной коры (до 18 км в Черноморской впадине, по данным В. П. Гончарова, А. Ф. и Ю. П. Непрочновых), причем в центральных частях впадин гранитный слой отсутствует или имеет незначительную мощность, т. е. земная кора имеет океанический тип строения. Черное море называют иногда «океаном в миниатюре» (рис. 79).

В узких переходных зонах от глубоководных впадин к горным цепям поверхность литосферы повышается на 2—3 км, а земная кора океанического типа сменяется типично континентальной корой. Ограничения Черноморской впадины представляют собой типичные геофлексуры, или континентальные флексуры (по Ж. Бурхару), осложненные ступенчатыми разломами. В пределах горных хребтов высотой 3—5 км, испытывающих интенсивное поднятие и денудацию, мощность земной коры достигает 55—60 км (Большой Кавказ).

Кавказ, Крым, Карпаты — это молодые горные страны, сформировавшиеся в главных чертах в новейшее геологическое время. Основными геоструктурными элементами их являются сложно построенные складчатые геоантиклинальные сооружения и предгорные и межгорные прогибы. Для всей области альпийской складчатости

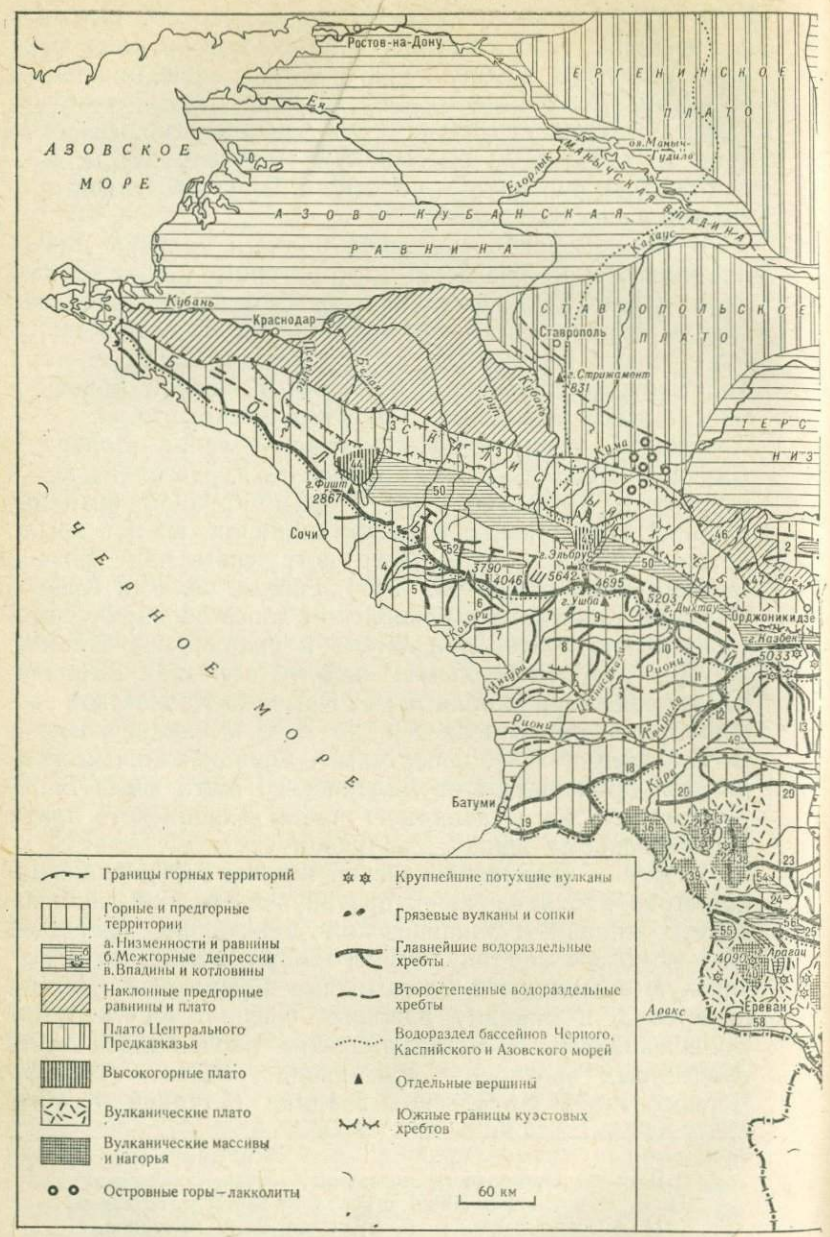
Юга СССР характерно очень четкое, прямое выражение основных геоструктурных элементов в крупных формах рельефа. Подавляющая часть антиклинальных структур выражена в рельефе в виде горных хребтов; синклинальным структурам отвечают морфологические депрессии. Поэтому особенности морфоструктуры данной области рассмотрим попутно с характеристикой орографии (рис. 80).

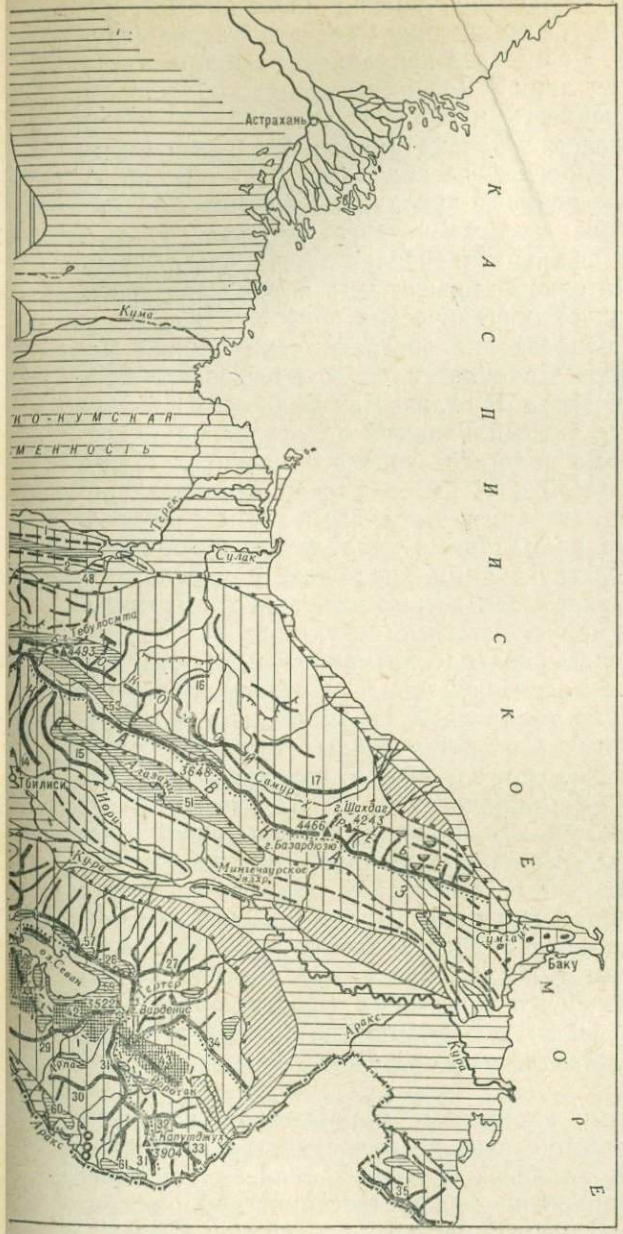
В Черноморско-Кавказской области большое значение имеют орографические и структурные линии кавказского (С — СЗ) направления. В этом направлении вытянуты сводово-глыбовое поднятие Большого Кавказского хребта и лежащая на его продолжении система Копетдага, соединенная с Большим Кавказом Апшеронским порогом — поднятием дна Каспийского моря.

Продолжением морфоструктурной линии Большого Кавказа к западу служат поднятие Керченского полуострова и Крымские горы — часть крупной антиклинальной структуры, или мегантиклинали, южное крыло которой и часть ядра ныне погружены под уровень Черного моря (Муратов, 1949). Горные области Крыма, Кавказа, Копетдага в альпийском поясе образуют самостоятельную геосинклинальную и складчатую систему. Другую геосинклинальную систему образует Карпато-Балканская горная область; от Крымско-Кавказской геосинклинали она отделяется, по Е. Е. Миналовскому и В. Е. Хаину (1963), поперечным, меридиональным поднятием, проходящим от Балтийского щита через Белорусский массив и западную часть Украинского щита к низкогорному кряжу Добруджи.

К югу от Большекавказской полосы гор и поднятий примерно параллельно ей протянулась полоса глубоководных впадин и закавказских межгорных прогибов. Она включает впадину Черного моря, Рионскую и Куринскую низменности, разделенные перемычкой Лихского хребта, и впадину Южного Каспия. К северу от Большекавказской линии поднятий расположена цепь предгорных прогибов. Сюда входят: область шельфа Черного моря, Индольская впадина (Степной Крым),

Рис. 80. Орографическая схема Кавказа. Составила Н. В. Думитрашко (1966) с использованием материалов Н. А. Гвоздецкого, Б. А. Будагова, Б. А. Антонова, Г. К. Габриеляна, Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина





Хребты

1. Терский
2. Сунженский
3. Пастбищный (Меловой)
4. Гагрский
5. Бзыбский
6. Абхазский
7. Кодорский
8. Эгрисский
9. Сванетский
10. Лечхумский
11. Рачинский
12. Лихский
13. Ломисский
14. Картлийский
15. Гомборский
16. Нукатль
17. Самурский
18. Месхетский
19. Шавшетский
20. Триалетский
21. Самсарский
22. Джавахетский
23. Сомхетский
24. Базумский
25. Памбакский
26. Шахдагский
27. Муровдаг
28. Гегамский
29. Варденисский
30. Даралагезский
31. Зангезурский
32. Баргушатский
33. Мегринский
34. Карабахский
35. Талышские горы

Нагорья

36. Эрушетское
37. Абдул-Самсарское
38. Джавахетское
39. Ахалкалакское
40. Арагацкое
41. Гегамское
42. Варденисское
43. Карабахское

Плато

44. Лагонакское
45. Бечасынское

Равнины

46. Кабардинская
47. Осетинская
48. Чеченская
49. Верхне-Картлийская

Депрессии, впадины

50. Северо-Юрская депрессия
51. Алазани-Агричайская впадина

Котловины

52. Архызо-Загеданская
53. Бежтинская
54. Лорийская
55. Ленинаканская (Ширакская)
56. Памбакская
57. Башкенд-Дастафюртская
58. Араратская
59. Севанская
60. Нахичеванская
61. Джульфа-Ордубадская

Азово-Кубанская и Терско-Кумская низменности, последняя раскрывается во впадину Среднего Каспия (глубиной до 790 м). Кавказское направление обнаруживает и орографическая линия Донецкий кряж — Южноергенинская возвышенность в области молодой Скифской платформы. В целом в рассматриваемой области выделяется система орографических (морфоструктурных) волн кавказского направления длиной $L=400$—500 км; выделяются также «волны» второго порядка длиной $l\approx200$ км. Как видно, эти значения длин орографических волн значительно меньше, чем в областях платформ, удаленных от орогенических поясов.

Кавказское направление орографических линий менее четко выражено в области сводово-глыбового поднятия Малого Кавказа. В отличие от Большого Кавказа здесь отсутствует единый Главный водораздельный хребет. Общая форма пологого сводового поднятия Малого Кавказа (высотой до 4 км) замаскирована вулканическими плато и нагорьями, отдельными короткими хребтами — горстами и впадинами типа мульд и грабенов. Наряду с морфоструктурами продольного общекавказского направления здесь весьма отчетливо выражены поперечные, субмеридиональные структуры.

Понять закономерности современной морфоструктуры Черноморско-Каспийской области невозможно, если не учесть наличия поперечных структур типа флексур, разломов, крупных морфоструктурных волн. Поперечные структуры хорошо изучены в пределах Кавказа (В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский, Н. В. Думитрашко); выделяются поперечные поднятия и прогибы разного порядка величины. Наиболее крупные из поперечных структур альпийской орогенической области являются «сквозными» и продолжаются в пределы смежных платформ. Таково главное Транскавказское поперечное поднятие, включающее Минераловодский выступ фундамента, район Эльбруса и Казбека (Центральный Кавказ), Лихский хребет; как отмечалось (гл. 3), это поднятие продолжается в пределах Русской равнины (см. рис. 43).

С поперечными поднятиями и прогибами, наложенными на продольные структурные элементы в последние этапы развития альпийской горной области, связаны некоторые несовпадения между геоструктурой, орографией и гидрографической сетью ряда районов Кавказа,

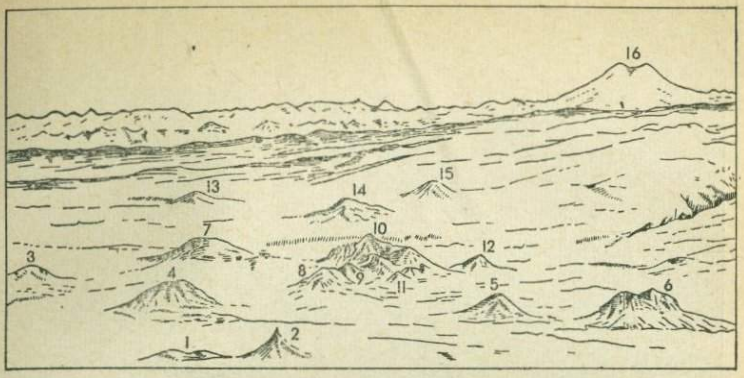


Рис. 81. Вулканический ландшафт Пятигорья
(по И. Н. Сафронову)

Горы: 1 — Кокуртлы; 2 — Кинжал; 3 — Лысая; 4 — Змейка; 5 — Бык; 6 — Верблюд; 7 — Машук; 8 — Развалка; 9 — Железная; 10 — Бештау; 11 — Медовая; 12 — Шелудивая; 13 — Золотой Курган; 14 — Юца; 15 — Джуца; 16 — Эльбрус

Крыма, Карпат. Возможно, что поперечные структуры не возникли заново, а лишь возродились в новейшее время и следуют линиям древних (доальпийских) разломов.

В Черноморско-Каспийской области сложно сочетаются глыбовые, складчатые, волновые структуры и морфоструктуры. Как справедливо отмечают Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1963), глыбовая структура земной коры не исключает волновой природы тектонических движений, а лишь определяет форму и характер их проявления. Крупные волны земной коры объединяют по нескольку глыб; отдельные глыбы волнообразно изогнуты.

После общей характеристики Черноморско-Кавказской области рассмотрим более подробно особенности крупных морфоструктурных черт рельефа отдельных горных сооружений.

Морфоструктура Кавказа. Форпостом Кавказских гор служит группа островных гор Минераловодского района (гора Бештау высотой 1402 м, горы Железная (852 м), Машук (993 м), Змейка, Верблюд). Эти причудливых очертаний горы представляют собой интрузивные массивы типа лакколитов. Они возникли в миоплиоцене (по Г. Д. Афанасьеву, абсолютный возраст массивов 12—30 млн. лет) в узле пересечения главного

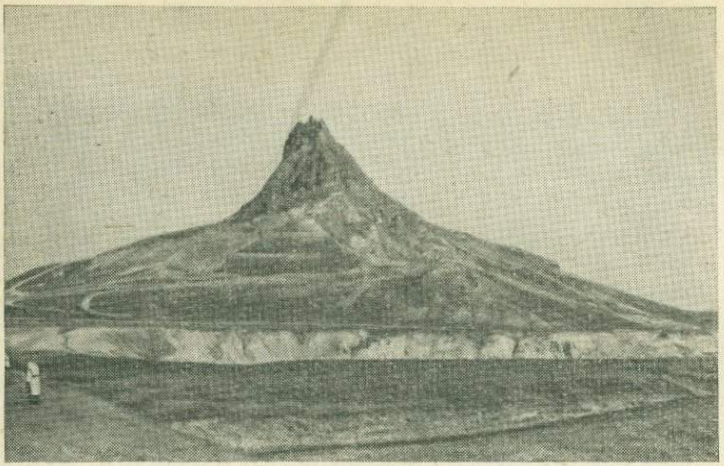


Рис. 82. Гора Кинжал

Фото С. К. Горелова

Транскавказского поднятия с продольным разломом, ограничивающим северный склон Большого Кавказа (рис. 81, 82).

Из Минераловодского района в ясную погоду хорошо видна цепь гор Большого Кавказа, над которой возвышается снежный конус Эльбруса. Область между вулканическими конусами Эльбруса и Казбека носит название Центрального Кавказа; здесь шесть вершин превышают по высоте 5 км (Эльбрус — 5642 м, Шхара — 5058 м, Дыхтау — 5203 м, Коштантау — 5145 м, Джангитау — 5049 м, Казбек — 5033 м) и наиболее ярко выражено современное оледенение (рис. 83).

Большой Кавказ в целом крупная прямая морфоструктура, хребет — мегантиклинорий. Большой Кавказ подразделяют на Западную и Восточную части, Центральный Кавказ включается в первую из этих двух крупных областей. Граница между Западным и Восточным Кавказом проводится по ущелью Терека, Крестовому перевалу и долине Арагви. Е. Е. Милановский различает Центральный, Восточный сегменты, наиболее широкие и сложно построенные, разделенные пережимом, и более узкие сегменты Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа.

Широкий (свыше 100—120 км) северный склон Западного Кавказа резко отличается от узкого (до 40—45 км) южного склона. Северный склон более пологий, слои менее дислоцированы и постепенно повышаются к оси мегантиклинория Большого Кавказа. Создается впечатление, что значительная часть северного склона длительное время развивалась в платформенных условиях и была вовлечена в сводовое поднятие Большого Кавказа лишь в новейшее время.

На северном склоне выделяются три ряда отчетливо выраженных моноклинальных гряд, или куэст (рис. 80). Крутые обрывистые уступы куэст обращены к югу. Между грядами куэст, бронированных устойчивыми породами, расположены понижения, выработанные в менее плотных толщах. Местоположение куэст и депрессий предопределяется отчасти продольными разломами. Сравнительно низкая северная I куэста образована третичными отложениями; она развита не сплошь, а местами прерывается (например, в Минераловодском районе), иногда раздваивается. Южнее почти сплошные гряды образуют: Пастбищный хребет, или II куэста (сложена верхнемеловыми известняками и мергелями), и Скалистый хребет, или III куэста (бронирована верхнеюрскими и нижнемеловыми известняками). К югу от Скалистого хребта тянется продольная депрессия, сложенная песчано-глинистыми юрскими отложениями (североюрская депрессия). В ядре Западного Кавказа выходят кристаллические породы палеозоя, в которых сформированы Боковой и Главный водораздельный хребет с резко расчлененным альпийским рельефом.

В пределах Восточного Кавказа породы кристаллического фундамента не обнажаются. Осевая часть его сложена осадочными породами не древнее юрского возраста. Геологически погруженное положение Восточного Кавказа связано, вероятно, с его приуроченностью к зоне Каспийско-Баренцевой полосы опускания (см. рис. 43). Оно отражается и в рельефе. Вершины Восточного Кавказа уступают по высоте вершинам Западного Кавказа и не достигают 4,5 км (Базардюзю — 4480 м, Шахдаг — 4243 м).

Восточный Кавказ еще более асимметричен, чем Западный: северный склон его широкий (до 150 км), южный очень узкий (местами менее 30 км). На северном склоне в направлении с севера на юг выделяются: по-



Рис. 83. Вид на Эльбрус с горы Чегет

лоса третичных предгорий, сложенных сильно дислоцированными третичными отложениями; зона хребтов, сложенных смятыми в коробчатые крупные складки меловыми и верхнеюрскими породами. Для зоны хребтов характерен эрозионно-обращенный рельеф (известняковый Дагестан). В осевой зоне Восточного Кавказа выделяются Боковой и Водораздельный хребты. Интересно, что Боковой хребет местами значительно выше Водораздельного.

Основными элементами Закавказской депрессии служат, как отмечалось, Рионская низменность, Куринская впадина и разделяющий их плосковершинный Лихский хребет. Рионская низменность представляет собой плоскую аккумулятивную равнину треугольной формы (в плане); наиболее опущенная приморская ее часть — Колхидская низменность. Куринская впадина имеет значительно более сложный рельеф. По Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину (1963), она состоит как бы из двух ступеней: высокой и низкой. Высокая ступень включает несколько равнин (Картлийскую, Алазано-Агричайскую равнины, Ширакскую степь и др.), рельеф их разнообразят невысокие хребты. Низкую ступень образуют

Кура-Араксинская и Ленкоранская низменности (в основном аккумулятивные, опущенные ниже уровня океана).

В пределах Малого Кавказа выделяется несколько морфоструктурных зон. Северная зона хребтов (Триалетский, Месхетский хребты) образована складчато-дислоцированными мезозойскими и палеогеновыми отложениями. Обширную площадь занимает зона вулканических нагорий, где широко развиты покровы плиоценовых и четвертичных лав, свежие и денудированные конусы вулканов. Наиболее крупный вулканический конус Арагац (Алагез) — высшая точка Малого Кавказа (4090 м). Наряду с хребтами, вулканическими конусами и плато здесь немало впадин, депрессий. Одна из них занята озером Севан (глубина озера около 83 м, площадь озера 1400 кв. км, высота над уровнем моря 1900 м). Впадина Севана является в целом реликтом древнего геосинклинального прогиба, но отдельные ее участки представляют собой наложенные плиоцен-четвертичные грабены. Южнее зоны вулканических нагорий выделяются: короткая зона хребтов и зона депрессий, к последней приурочена широкая долина Аракса.

Большую роль в рельефе Кавказа играют локальные морфоструктуры — небольшие антиклинальные, синклинальные складки и другие формы. Они получают различное отражение в рельефе (рис. 84). В. Е. Хаин (1950) установил следующую закономерность. В центральной части сводового поднятия Большого Кавказа складчатые структуры находят преимущественно пассивное выражение в рельефе, широко развит инверсионный рельеф. По периферии Большого Кавказа распространен прямой рельеф, прекрасный пример которого дает Терско-Сунженский антиклинальный хребет. Обращает на себя внимание аналогия с морфоструктурным планом Русской равнины, где также в краевых частях преобладают прямые, а во внутренней области сводового поднятия обращенные морфоструктуры. При известных отличиях в характере геосинклинальных и платформенных структур налицо единый тип морфоструктурного развития. Многие антиклинальные поднятия по периферии сводового поднятия Кавказа содержат богатейшие залежи нефти и газа. С разломами в областях поднятия связано оруденение. Геоморфологический анализ позволяет намечать районы рудных месторождений, оконту-



Рис. 84. Структурный рельеф Дагестана (по А. Е. Криволуцкому, 1954)

ривать нефтегазоносные структуры. По геоморфологическим признакам обнаружен ряд перспективных структур в Кура-Араксинской низменности (В. Я. Троцюк), на дне Каспийского моря (О. К. Леонтьев, В. В. Шарков).

В областях периклинальных окончаний Большого Кавказа — в Апшеронско-Кобыстанской и Таманско-Керченской — развиты грязевые вулканы, многие из которых продолжают интенсивно развиваться. Как выясняется, «корни» некоторых грязевых вулканов расположены на глубинах свыше 5—8 км.

Морфоструктура Горного Крыма. Южная часть Крымского полуострова, Горный Крым, — осколок некогда обширной горной страны, от которой сохранились лишь часть ядра и северное крыло. Крымские горы представляют собой асимметричную морфоструктуру — поднятие с очень крутым южным склоном и более пологим северным. Выделяются три гряды, вытянутые параллельно береговой линии. Южная, наиболее высокая гряда (высшие точки: горы Роман-Кош — 1545 м, Ай-Петри — 1233 м) сложена мощной толщей известняков верхней юры, смятых в пологие складки. Гряда имеет сравнительно ровную поверхность (яйла), а с юга и запада ограничена крутой флексурой, или разломом, выраженным в рельефе уступами, обрывами, спускающимися к морю. Строение побережья осложняется интрузивными массивами — лакколитами, с которых был смыт покров осадочных пород, и они оказались



выражены в рельефе (горы Аюдаг — 544 м, Кастель, Карадаг и др.).

Параллельно Главной гряде тянутся два ряда куэст, называемых обычно второй и третьей грядами Крымских гор, хотя они имеют характер предгорий. Вторая гряда (высотой до 723 м), отделенная от Главной гряды широким эрозионным понижением, распадается на несколько куэстовых уступов. Они выражены в рельефе с разной степенью четкости, что зависит от того, сохранился или смыт бронирующий их устойчивый пласт известняков эоцена. Третья, внешняя гряда (высотой до 352 м) развита только в западной части Крыма и постепенно снижается к востоку. Гряда бронирована сарматскими известняками, южный ее склон крутой, северный, снижаясь, переходит в равнину Степного Крыма.

В пределах Крыма развиты также поперечные поднятия и прогибы, выраженные в рельефе и наложенные в новейшее время на основные структуры субширотного направления. К ним относится, по-видимому, субмеридиональный прогиб, выраженный в рельефе Керченским проливом и отделяющий северо-западное окончание Большого Кавказского хребта от складчатого мелкогорья Керченского полуострова — продолжения мегантиклинали Горного Крыма. Поперечное поднятие (С — СЗ ориентировки) приурочено к району наибольших высот Главной гряды между меридианами Алушты и Алупки; поднятие осложнено разломами, находящими отражение в рельефе поверхности и рисунке гидросети (поперечная наложенная Салгирская грабен-синклиналь).

Морфоструктура советских Карпат. Восточные Карпаты в пределах территории СССР состоят из системы хребтов СЗ — ЮВ простирания. В направлении от края Русской платформы вкрест простирания Карпат Н. П. Ермаков, М. В. Карандеева выделяют следующие морфоструктурные области. Внешние, или Скибовые, Карпаты (высотой до 1800 м) отвечают антиклинальной зоне, осложненной чешуйчатыми надвигами, или скибами. Асимметричные чешуи выражены в рельефе куэстами. Параллельно Скибовым Карпатам, отделяясь от них эрозионно-тектоническими депрессиями, протягивается Водораздельный хребет — горы Бескиды и Горганы (высотой до 1792 м). Водораздельный хребет — это обращенная морфоструктура, он совпадает с Центральной синклинальной зоной складчатой области Восточных Карпат; столь яркое проявление инверсии рельефа — своеобразная черта морфоструктуры Карпат.

Цепочка вытянутых котловин тектонического происхождения образует узкую и длинную Центральнокарпатскую депрессию, отделяющую Бескиды и Горганы от основной горной цепи Карпат — Полонинского хребта («полонины» — местное название альпийских лугов). К Полонинскому хребту приурочена наивысшая точка советских Карпат — гора Говерла (2061 м). Полонинский хребет — прямая морфоструктура, соответствующая внутренней антиклинали Восточных Карпат; они сложены складчато-дислоцированными флишевыми породами. Будучи наиболее высоким хребтом Карпат, Полонинский не является, однако, главным Водораздельным хребтом. Причины этой интересной орогидрографической аномалии Карпат мы коснемся ниже. К юго-западу от Полонинского хребта расположен Вигорлат-Гутинский вулканический хребет (высотой 0,8—1,0 км), сложенный мио-плиоценовыми лавами, излившимися по линиям разломов. В рельефе хребта различаются разрушенные вулканические кратеры.

С юго-запада советские Карпаты ограничивает Закарпатская, или Притиссенская, равнина (105—120 м). Она сложена четвертичными аллювиальными отложениями и представляет собой выраженный в рельефе предгорный прогиб. Однообразный рельеф поверхности равнины нарушают островные горы — разрушенные вулканические или интрузивные массивы.

Этапы развития и возраст морфоструктуры. Первая попытка решения вопроса о возрасте Кавказа как крупной формы рельефа принадлежит Л. А. Варданянцу, который пришел к выводу о большой молодости рельефа, приписывая ему раннечетвертичный (или позднеапшеронский) возраст. Согласно этим представлениям, «Кавказ вырос на глазах человека».

Более углубленный подход к анализу вопроса привел Н. И. Николаева (1949) к иному выводу. Н. И. Николаев показал, что наиболее высокие ярусы рельефа Кавказа (Передовой, Главный хребты) значительно поднимаются над поверхностью выравнивания, датируемой поздним плиоценом, и являются более древними.

К настоящему времени исследования разновозрастных ярусов рельефа Кавказа — поверхностей выравнивания — позволили проследить ход геоморфологической истории этой горной страны. Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг, Д. Г. Панов, Д. В. Церетели (1964) выделяют несколько этапов расчленения и последующей планации рельефа (геоморфологических циклов), протекавших не вполне одновременно в разных частях Кавказа. В центральной части Большого Кавказа денудация, продолжающаяся до настоящего времени, началась в эпоху поднятия гор на рубеже между мелом и палеогеном. Именно с этого времени (свыше 60 млн. лет назад) Большой Кавказ превращается в орографически выраженное, растущее вверх и в ширину поднятие. Поверхности выравнивания свидетельствуют об эпохах замедления или приостановки орогенических движений. На период замедления поднятий в конце палеогена приходится образование олигоценовой поверхности, сохранившейся преимущественно на Малом Кавказе (С. П. Бальян); высота ее достигает 4 км.

Следующий крупный этап выравнивания был в позднем миоцене, когда образовалась сарматская поверхность — исходный уровень рельефа многих участков Большого и Малого Кавказа. Эта поверхность называется также Шахдагской — по вершине Шахдаг, где Б. А. Будаговым впервые была обнаружена сарматская фауна моллюсков на древней абразионно-аккумулятивной поверхности, поднятой ныне до высот 3,5—3,6 км.

После образования сарматской поверхности в самом

конце миоцена (мэотис) поднятие Большого Кавказа резко усиливается, и в его осевой части впервые возникает высокогорный рельеф. Новая фаза выравнивания была в раннем плиоцене; в среднеплиоценовое время произошло опять резкое расчленение рельефа в связи с поднятием суши и эвстатическим (?) снижением уровня Каспия. Последующие этапы планации и образования поверхностей выравнивания датируются поздним плиоценом — началом четвертичного периода и среднечетвертичным временем.

Наряду с движениями земной коры важная роль в создании морфоструктуры Кавказа принадлежит новейшему вулканизму. Мощные вспышки вулканизма, сопровождавшиеся извержениями вулканов, излиянием лав, неоднократно охватывали в новейшее время обширные области Малого Кавказа, районы Большого Кавказа, Предкавказья и закавказских депрессий. В Эльбрус-Кюгенском районе вулканические процессы проявлялись в позднем плиоцене, в средне- и позднеплейстоценовое время и в голоцене. Грандиозные извержения на протяжении всего неотектонического этапа — с позднего сармата до голоцена — происходили в вулканической провинции Армянского нагорья.

Анализ современных высот древних поверхностей выравнивания, формировавшихся на уровне, близком к уровню моря, позволяет оценить амплитуды новейших поднятий (за мэотис — антропоген). Поднятия Большого Кавказа максимальны в центральном (5 км) и восточном (4 км) сегментах, несколько убывают в перемычке между этими сегментами, в районе Осетии, и сокращаются до 1—2 км в периклинальных окончаниях мегантиклинория. Опускания Рионской впадины составили за это же время около 2 км, Куринской — 5—7 км. Новейшее поднятие Малого Кавказа носило более дифференцированный характер; в среднем оно оценивается в 1,5—2 км при максимальном значении 3,5 км (В. Е. Хаин, Е. Е. Милановский). Наряду с развитием продольных структур анализ высот поверхностей выравнивания позволяет выявить поперечные структуры, интенсивно формировавшиеся в новейшее время.

Изучение ярусности рельефа Кавказа имеет не только теоретическое значение, но важно и для решения практических задач. К. Н. Паффенгольц (1959) указывает, что в разных ярусах рельефа Кавказа на-

блюдается разная степень концентрации рудных полезных ископаемых, россыпей. Анализ деформаций поверхностей выравнивания позволяет выявлять активные флексуры, разломы, контролирующие на Кавказе размещение полезных ископаемых, выходы подземных вод.

Сопоставим некоторые черты новейшего развития Кавказа и Русской платформы. За период с олигоцена до антропогена на Кавказе образовалось не менее семи поверхностей выравнивания, причем олиго-миоценовые поверхности оказались подняты на 3—5 км.

За тот же отрезок геологического времени (около 25 млн. лет) на Русской равнине, в Поволжье, возникли всего три поверхности выравнивания, а высота олигоценовой поверхности не превышает 0,4 км. Таким образом, интенсивность новейших поднятий Кавказа примерно на порядок (в 10 раз) больше скорости поднятий Русской равнины. Качественное различие в ходе образования равнинного и горного рельефа состоит в учащении ритма тектонических движений и экзогенных процессов в орогенической области.

Хотя новейшим (неоген-четвертичным) движениям земной коры принадлежит огромное значение в становлении крупных черт рельефа Кавказа, все же возраст морфоструктуры этой области выходит за пределы неотектонического этапа. Как отмечалось, начало формирования современной поверхности Большого Кавказа, т. е. начало геоморфологического этапа его развития, восходит по крайней мере к рубежу поздний мел — палеоген, а может быть, и к более раннему времени. Так, есть указания на сохранность фрагментов меловой поверхности выравнивания в пределах Северо-Западного Кавказа (В. М. Муратов).

Еще более ранним возрастом, по-видимому, характеризуется общий план расположения крупных морфоструктур Кавказа, особенно продольных элементов, наследующих в значительной мере герцинский структурный план. Вопрос о возрасте морфоструктуры Кавказа в целом нуждается еще в разработке. Однако ясно видна тенденция исследователей к «одревнению» крупных черт рельефа Кавказа по мере расширения знаний о нем за последние 20—30 лет. Нам представляется, что все известные теперь факты говорят, что морфоструктура Кавказа является не новейшей (неоген-четвертичной), а новой (мезо-кайнозойской).

В последнее время происходит также пересмотр представлений о возрасте морфоструктуры Крыма. Свидетелем наиболее ранних этапов развития рельефа этой горной страны служит денудационная поверхность нижних яйл (высотой 0,9—1,2 км), над которой поднимаются уступы высоких плато яйл (1,3—1,5 км). М. В. Муратов рассматривал нижние яйлы как плиоценовую, а в дальнейшем (1951) как миоценовую (сарматскую) абразионную поверхность. Н. С. Благоволин (1966) обосновывает взгляд, что эта поверхность является значительно более древней и ее можно датировать раннемеловым временем. Н. С. Благоволин выделяет также более низкую поверхность выравнивания позднеплиоценового возраста, отчетливо выраженного полигенетического (денудационно-аккумулятивного) характера (рис. 85).

Исходя из современных высот поверхностей выравнивания амплитуду новых (послемеловых) поднятий Горного Крыма можно оценить в 0,9—1,0 км; новейшие (плиоцен-четвертичные) поднятия составили всего 0,4—0,5 км, т. е. почти в 10 раз меньше, чем на Кавказе. Не исключено, однако, что горы Крыма были не только обширнее по площади, но и выше, чем в настоящее время. В связи с расширением и углублением Черноморской впадины Горный Крым был вовлечен в общее опускание, и его поверхность снизилась.

Существуют различные взгляды на историю развития Черного моря. Одни исследователи считают, что глубоководная впадина Черного моря с «океанической» (базальтовой) корой в ее центральной части существует с ранних этапов истории Земли и является реликтовой. Другие предполагают, что гранитный слой существовал на всей территории впадины; в дальнейшем в связи с резкими опусканиями он исчез в процессе «базификации» земной коры, т. е. проплавления гранитов поступавшим из мантии веществом. Вероятно, истина находится где-то между этими крайними точками зрения. По нашим представлениям, впадина Черного моря весьма древняя, и базальтовая кора в ее центральной части сохраняется с океанической стадии развития планеты. В ходе геологической истории площадь впадины сокращалась в результате формирования поясов коры материкового типа по ее периферии, где происходили складчатость и орогенез. Вероятно, еще в конце мезозоя —

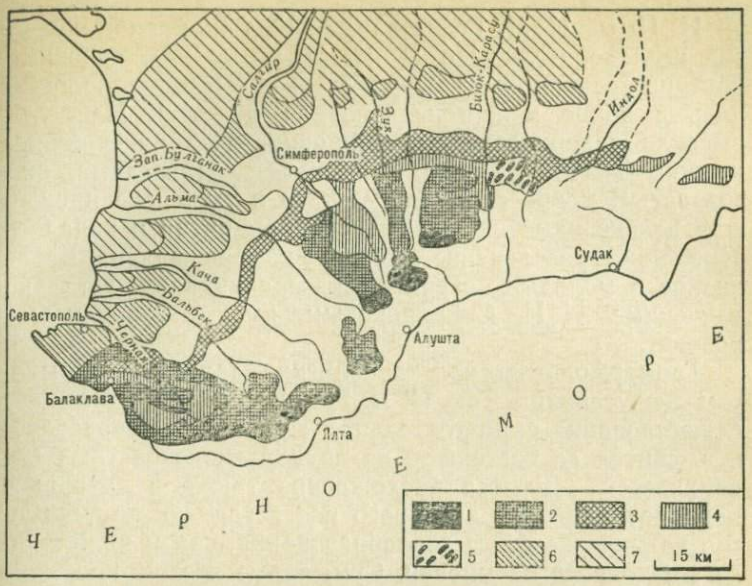


Рис. 85. Полигенетические поверхности выравнивания Горного Крыма (по Н. С. Благоволину, 1965):

1 — фрагменты доготеривского (домелового) рельефа Раннемеловая поверхность выравнивания: 2—денудационная часть; 3—5 — аккумулятивная часть (3 — мелководные известняки, песчаники, конгломераты; 4 — мощные глинистые осадки в древних депрессиях; 5 — грубые конгломераты и песчаники с размытыми рифами юрских известняков) Позднеплиоценовая поверхность выравнивания: 6 — денудационная часть; 7 — аккумулятивная часть

начале палеогена Черноморская впадина была меньше по размерам и не столь глубока, как теперь. Однако в дальнейшем проявился противоположно направленный процесс расширения впадины путем опускания и базификации крупных блоков земной коры по ее периферии (части Горного Крыма, Северо-Западного Кавказа и др.). Амплитуда опускания впадины только за новейшее время составляет, по-видимому, не менее 1—1,5 км.

«Агрессивность» океанических впадин, их расширение и углубление — общепланетарная тенденция, ярко проявившаяся в геоморфологическом этапе. Черное море, таким образом, напоминает океаническую впадину не только по своему строению, но и по истории развития.

Поверхности выравнивания, неотектонику и историю развития морфоструктуры советских Карпат изучали

П. Н. Цысь, И. Д. Гофштейн, А. И. Спиридонов и другие исследователи. По П. Н. Цысю (1964), основные контуры современных морфоструктур Карпат заложились в конце палеогена — начале миоцена. Наиболее высокая поверхность выравнивания, Полонинский пенеплен (высота 1,4—2,0 км), имеет раннесарматский возраст. В конце сармата, мэотисе и плиоцене произошли интенсивные, но прерывистые поднятия и началось эрозионное расчленение Полонинского пенеплена. Более низкие и молодые поверхности выравнивания, детально изученные А. И. Спиридоновым, имеют плиоценовый возраст.

Геоморфологическая хронология Карпат еще во многом дискуссионна. Так, И. Д. Гофштейн (1964) отрицает существование самостоятельной Полонинской поверхности, считая ее состоящей из двух разновозрастных поверхностей. Имеются расхождения также в датировке периодов наиболее активного роста гор, но, по-видимому, важнейшие фазы горообразования, как и на Кавказе, приходятся на миоцен. Суммарные неотектонические поднятия советских Карпат оцениваются в 1—1,5 км; опускание Закарпатской впадины достигает 2 км.

Развитие речной сети. В рисунке речной сети Кавказа, Крыма и Карпат отчетливо выделяются элементы речной сети продольного и поперечного направлений. Можно ли считать поперечные долины и отрезки долин более молодыми, чем продольные? Такое предположение весьма вероятно для ряда районов. Так, основные речные артерии советских Карпат первоначально были связаны с продольными долинами. Полонинский хребет играл роль главного водораздела. В дальнейшем он был перепилен речными долинами поперечного направления, притоками реки Тисы — Латорицей, Рикой, Тереблей, которые перехватили в свой бассейн верховья рек, принадлежавших бассейну Днестра. Перехватам способствовали новейшие подвижки по поперечным разломам, этими «ослабленными зонами» воспользовалась регрессивная эрозия рек (П. Н. Цысь, М. М. Жуков, А. В. Кожевников).

В пределах Горного Крыма, по Н. С. Благоволину, развитие шло иным путем. Продольная речная сеть сложилась здесь в новейшее время, а более ранняя сеть была поперечной. Эти древние реки текли с юга на север, верховья их ныне поглощены Черным морем.

В обширной области Кавказа на всем протяжении ее геоморфологической истории существовали как продольные, так и поперечные долины. Однако несомненно, что в более ранние этапы главные речные артерии следовали вдоль основных синклинальных понижений, продольных разломов и эрозионных депрессий Северо-Кавказской моноклинали (С. С. Кузнецов, Е. М. Великовская). По мере разрастания горного сооружения и усложнения орогидрографического плана все большее развитие получали поперечные долины и отрезки долин. Так, в верхнем плиоцене сформировался поперечный, меридиональный отрезок среднего течения долины Кубани, был прорезан Скалистый хребет. В наиболее древних частях Кавказа (Центральный Кавказ, северо-восток Малого Кавказа) продольная речная сеть существовала уже в миоцене. Перестройки речной сети сопровождались смещением водоразделов (см. выше).

На развитие речной сети Кавказа оказали влияние вулканические процессы, проявившиеся особенно интенсивно во второй половине неотектонического этапа. Под лавовыми покровами был погребен сложный эрозионный рельеф с крупными речными долинами и аллювиальными толщами. Изучение этого погребенного рельефа позволяет выявлять россыпи редких минералов, обнаруживать потоки подземных вод (С. П. Бальян).

На фоне преобладающего поднятия горных сооружений в течение всего периода их развития происходило врезание рек. Глубинная эрозия протекала неравномерно во времени, чередуясь с боковой; свидетельством этих циклов развития служат речные террасы. В долинах карпатских рек насчитывается до 7—9 террас; наиболее высокие из четвертичных террас достигают 80—100 м относительной высоты.

Н. В. Думитрашко (1960) отмечает резкие различия в строении долин рек Черноморского и Каспийского бассейнов. В долинах рек Крыма и Кавказа, впадающих в Черное море, насчитывается до 6—7 террас. Раннечетвертичная (чаудинская) терраса не достигает здесь высот более 100 м. В районе меридионального Транскавказского поднятия, на Малом Кавказе, число террас и их высоты увеличиваются; например, в долине Кубани выше Невинномысска, по И. Н. Сафронову, относительная высота раннечетвертичных террас более 150 м.

В долинах рек Кавказа, впадающих в Каспийское море, число террасовых уровней возрастает до 12—17; относительные высоты раннечетвертичных (бакинских) террас достигают 250—300 м (Д. А. Лилиенберг, Б. А. Будагов). Почти вдвое большее количество террас в бассейне Каспия по сравнению с Черноморским бассейном обусловлено, по-видимому, как повышенной тектонической подвижностью Каспийской области, так и замкнутым характером бассейна, на колебаниях уровня которого отражались все климатические изменения.

На высотах и общем количестве террас в долинах рек горных стран сильно сказываются дифференциальные тектонические движения отдельных блоков, антиклиналей и синклиналей, разломов. Например, в районе Невинномысской антиклинали террасы Кубани приподняты до 10—15 м против нормального положения. Террасы Риони снижаются в сторону Колхидской низменности. При переходе от областей поднятия к областям резкого опускания происходит не только снижение высот террас, но и их погружение с перекрещиванием их уровней типа «ножниц». Еще в 30-х годах Г. Ф. Мирчинк отметил существование «ножниц» террас долины Кубани, указывающих на четвертичное поднятие Большого Кавказа и опускание Азово-Кубанской низменности. Представления Г. Ф. Мирчинка оспаривались некоторыми исследователями, однако они подтверждаются детальными исследованиями И. Н. Сафронова (рис. 86). А. В. Кожевников (1964) выявил перекрещивание уровней террас реки Сулак при переходе от Дагестанского поднятия к Терско-Кумскому прогибу. По С. П. Бальяну (1966), соотношения террас и аллювиальных толщ в поднятиях и депрессиях горных областей Малого Кавказа преимущественно подчинены закону «ножниц».

Наряду с тектоническими движениями большое влияние на формирование террас оказали колебания уровня морей и оледенения гор. Сопряженность речных террас с морскими террасами на побережьях позволяет сопоставлять накопление аллювия с эпохами трансгрессий, врезание — с периодами регрессий морей. Вопрос о связи террас с оледенениями менее ясен. По мнению некоторых исследователей, фазы накопления аллювия террас совпадали с межледниковыми эпохами, а фазы углубления долин — с эпохами оледенений. Анализ взаи-



Рис. 86. Продольный профиль террас реки Кубани (по И. Н. Сафронову)

моотношений конечных морен и террас в верховьях Кубани и ее притока Теберды привел Г. К. Тушинского, А. В. Кожевникова к другому выводу. Накопление аллювиально-флювиогляциальных отложений террас соответствовало здесь эпохам наступания ледников. В межледниковые эпохи происходили эрозионные врезы. Возможно, что в различных районах Кавказа в разные отрезки ледникового периода соотношения оледенений и эрозионно-аккумулятивных фаз в речных долинах складывались по-разному и в целом были метахронны. Своеобразие ритма террасообразования в разных районах определялось также особенностями движений земной коры в разных морфоструктурных областях. Врезанию рек в межледниковые эпохи могли способствовать гляциоизостатические поднятия гор после стаивания ледников.

Напомним, что в долине Волги основные фазы накопления аллювия приходились на межледниковые эпохи, а фазы врезания — на периоды оледенений. Противоположный ход событий в верховьях Кубани, возможно, следует рассматривать как подтверждение тезиса, что развитие рельефа горных стран в ледниковом периоде происходило под большим влиянием движений земной коры, тогда как оледенение равнин протекало почти исключительно под влиянием общеклиматического фактора (К. К. Марков).

Развитие оледенения. Первоначально к Кавказу была применена «классическая» схема четырехкратного оледенения, выработанная в Альпах. Механическое перенесение альпийской схемы на Кавказ вызвало критику со стороны И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939), Л. А. Варданянца (1948). Л. П. Маруашвили (1955), Г. К. Тушинский (1958) показали, что размеры древних

оледенений на Кавказе нередко сильно преувеличиваются; многие отложения, принимаемые за морены, в действительности являются отложениями селевых выносов.

Л. И. Маруашвили, Н. В. Думитрашко считают, что на Кавказе сохранились ясные следы лишь позднечетвертичного оледенения, но допускают наличие плиоценового оледенения. Многие исследователи выделяют, однако, до трех-четырех оледенений.

Наиболее мощное проявление оледенение получило на Большом Кавказе, в центральной его части. На Малом Кавказе в связи с аридностью его климата и меньшей амплитудой поднятия оледенение было значительно слабее. Самое раннее оледенение Большого Кавказа относится к апшеронскому времени; в районе Эльбруса оно, возможно, проявилось еще раньше — в акчагыле (Е. Е. Милановский). Мощные валунно-галечные толщи предгорий Большого Кавказа трактуются как свидетельства ранне- и среднечетвертичных оледенений. Однако морфологически ясные следы в горной части Кавказа оставило лишь позднечетвертичное оледенение. Н. В. Думитрашко объясняет это большей интенсивностью поднятий Кавказа в позднечетвертичное (а также в плиоценовое) время по сравнению с ранне- и среднечетвертичной эпохами.

Последнее, позднечетвертичное оледенение включало ряд стадий, число которых, по-видимому, неодинаково в разных районах. Наиболее распространено выделение двух-трех фаз этого оледенения, первая из которых была наиболее мощной, а последующие постепенно ослабевали.

В пределах Малого Кавказа, как и на Большом Кавказе, обнаружены следы плиоценового (апшеронского) оледенения. Четкое проявление нашло здесь последнее, позднечетвертичное оледенение. Имеются указания на существование оледенения в среднечетвертичное время.

Современная эпоха относится на Кавказе к числу межледниковых, однако, как известно, современное оледенение вершин Кавказа значительно. Не исключено, что на протяжении всего плиоцена и четвертичного периода полного стаивания ледников не было, и отдельные оледенения по существу можно рассматривать в качестве фаз единого ледникового периода.

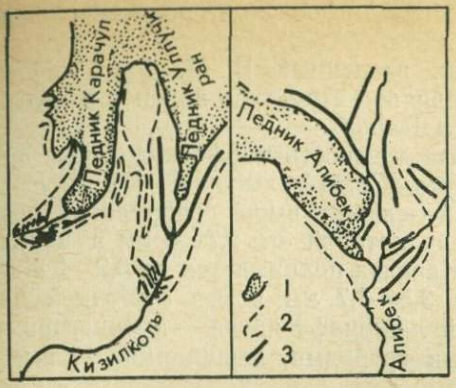


Рис. 87. Отступание ледников Центрального Кавказа (по Г. К. Тушинскому):

1—современные ледники; 2—контуры ледников в 1850 г.; 3 — моренные валы, фиксирующие стадии отступания ледников после 50-х годов XIX в.

Большие усложнения в историю оледенения Кавказа вносили дифференциальные тектонические движения отдельных участков, вулканические явления. Г. К. Тушинский пришел к интересному выводу, что излияния лав, происходившие в античное время, почти полностью уничтожили ледники Эльбруса. После окончания излияний и остывания лав началась регенерация оледенения, завершившаяся стадией наступания ледников в середине XIX в. За последние 100 лет оледенение района Эльбруса вновь стало убывать (рис. 87). Сопоставление старых карт с современными аэрофотоснимками позволило установить, что ледник Большой Азау за 70 лет (1887—1957 гг.) отступил на 2184 м (Г. К. Тушинский).

В Горном Крыму следов оледенения не обнаружено. В Карпатах отмечены проявления оледенения в среднечетвертичное время, когда неподалеку от гор стоял край Днепровского ледника. Более мощное оледенение охватило Карпаты в позднечетвертичное время; оно связывается с интенсивным поднятием гор.

Основные типы морфоскульптуры

Ярусность рельефа. Как было показано в предыдущих главах, главнейшие изменения морфоскульптуры равнин подчинены закону широтной зональности. В горных областях Кавказа, Карпат, Крыма ведущее значение приобретает иная закономерность изменения морфоскульптуры — *морфологическая поясность, или ярусность*, рельефа (по И. С. Щукину, 1964). В каждой из

горных стран ярусность морфоскульптуры имеет свои специфические черты.

Используя термин, введенный В. М. Фридландом, можно говорить о различной структуре ярусности рельефа Кавказа, Крыма и Карпат.

В пределах Кавказа ярусность морфоскульптуры выражена наиболее четко. Самый высокий (I) ярус — нивально-гляциальный — лежит выше современной снеговой границы, уровень которой от 2,7—3 км в западной части Большого Кавказа поднимается до 3,2—3,5 км в центральной и до 3,5—3,7 км в его восточной части. Морфологический ландшафт яруса — высокогорный рельеф со скалистыми гребнями, вершинами, вечными снегами и ледниками.

Ниже уровня современной снеговой границы мы вступаем в ярус древнеледниковых и современных эрозионно-денудационных форм. Этот ярус (II) распространяется вниз до уровня конечных морен древнего оледенения. Этот уровень, фиксирующий положение снеговой границы в ледниковом периоде, лежит на 0,8—1 км ниже современной снеговой границы. Морфологический ландшафт рассматриваемого высокогорного яруса составляют: широкие троговые долины, гряды конечных морен, перегораживающих долины, ригели, крутые склоны с многочисленными осыпями, камнепадами. Интенсивность осыпей, камнепадов, селей особенно возрастает по мере приближения к верхней границе леса (около 2,2 км на Западном Кавказе).

Следующий, более низкий ярус (III) характеризуется чистоэрозионными и денудационными формами без следов ледниковых образований. Здесь отмечаются большая густота и глубина эрозионного расчленения, узкие ущелья долин при пересечении выходов плотных пород (например, гребней куэст на северном склоне Большого Кавказа).

Наряду с влиянием изменений современного и древнего климата по высоте в пределах обширной области Кавказа сказываются климатические различия между западной (гумидной) и восточной (семиаридной и аридной) его областями. Особенно резко это различие видно в рельефе предгорий. Холмистые предгорья Западного Кавказа отличаются мягкими, сглаженными формами. В восточной части Кавказа рельеф предгорий приобретает резкие, четкие очертания, обусловленные препари-

ровкой структурных форм (Дагестан). Местами развит рельеф типа бедленд (бассейн реки Восточного Арпачая на юге Армянской ССР).

Существенное влияние на морфоскульптуру Кавказа оказывает геологическое строение этой горной страны. Н. А. Гвоздецкий (1954) отмечает, что в геологическом строении Большого Кавказа наблюдается известная высотная зональность, определяемая тектоническим планом этой мегантиклинали.

Изменения характера морфоскульптуры, связанные с последовательным выходом на поверхность толщ разного возраста и состава, как бы накладываются на изменения, отражающие современную и древнюю климатическую поясность. Кроме того, влияние геологического строения отражается на морфологических ландшафтах в пределах одного и того же высотного пояса. Б. Ф. Добрынин указал на отличия между высокогорным альпийским рельефом в западном «кристаллическом Кавказе» и восточном «сланцевом Кавказе». На востоке, где выходят малоустойчивые юрские сланцы, ледниковые формы выражены слабее и сильнее видоизменены размывом.

Геологическим строением определяется также местоположение карстовых ландшафтов, широко распространенных на Кавказе. К карстовым формам относится, в частности, широко известный провал в Пятигорске. Наиболее крупные карстовые районы находятся на южном склоне Большого Кавказа и в юго-восточном Дагестане (Н. А. Гвоздецкий). Замечательны карстовые ландшафты Западной Грузии, включающие горизонтальные пещеры и нисходящие пустоты в виде шахт, пропастей. Спелеологическими исследованиями здесь выявлены 63 пещеры длиной до 3 км и глубиной до 307 м (Л. И. Маруашвили, З. К. Тинтилозов).

На Западном Кавказе встречается как покрытый (среднеевропейский) тип карста, так и голый (средиземноморский) тип. Развитию карста способствовала тектоническая трещиноватость карбонатных пород. Согласно новым данным грузинских исследователей, начало образования карста Кавказа относится к миоцену — плиоцену. Карстовые процессы неоднократно меняли интенсивность, усиливаясь в периоды регрессий моря, поднятий земной коры и ослабляясь в периоды опусканий, трансгрессий.

В невысокой горной области Крыма изменения климата по высоте сравнительно мало сказываются на характере морфоскульптуры. Однако ярусность морфоскульптуры здесь проявляется отчетливо. Причиной этого, как показал И. С. Щукин, служат различия литологии горных пород, залегающих на разных гипсометрических уровнях. В нижней части Главная гряда Крыма сложена складчато-дислоцированными сланцами и песчаниками таврической свиты (T_3—J_1). Сланцы водонепроницаемы, легко выветриваются и дают сравнительно спокойные склоны без резких изломов поверхности. Нижний ярус характеризуется эрозионной морфоскульптурой с частым долинным расчленением. Широко развиты оползни. Иной облик рельефа имеет верхний ярус Крымских гор, образованный массивными известняками верхней юры. Плоские поверхности яйл безводны, почти лишены эрозионных форм и обладают ярко выраженной карстовой морфоскульптурой, включающей многочисленные воронки, колодцы, карровые поля.

Вертикальную дифференциацию морфологических ландшафтов Карпат определяет климатический, а не структурно-литологический фактор. В этом отношении Карпаты сходны с Кавказом и отличаются от Крыма. В верхнем ярусе рельефа Полонинского хребта развиты ледниковые формы (несколько уровней карров, переходящих в короткие троговые долины, с боковыми и конечными моренами). Более низкий ярус с эрозионной морфоскульптурой отличается очень глубоким расчленением (свыше 1,2 км). Реки, прорезающие Полонинский хребет, текут в узких, труднопроходимых долинах с крутыми, часто отвесными бортами.

Современные процессы. В Черноморско-Каспийской горной области в современную эпоху интенсивно протекают как эндогенные, так и экзогенные процессы. Закономерности их проявления различны. Эндогенные процессы — медленные движения земной коры, сейсмичность, вулканизм — дифференцируются по морфоструктурным зонам. Характер экзогенных процесов во многом определяется тем, в какой морфоскульптурной области они протекают.

В настоящее время продолжается «рост» горных сооружений Кавказа, Крыма, Карпат и «углубление» межгорных впадин. По данным повторного нивелирования и футштоковых наблюдений, горы Кавказа и Крыма

сейчас продолжают «расти». Большая часть побережья Черного моря в настоящее время погружается, наиболее интенсивно в Колхидской низменности, в районе Поти (6 мм/год). О давности этого погружения, начавшегося свыше 5 тыс. лет назад, свидетельствуют затопленные античные поселения (Диоскурия — на дне Сухумской бухты, Фанагория — на дне Таманского залива Азовского моря). По-видимому, мы являемся свидетелями продолжающегося расширения «агрессивной» Черноморской впадины, ее наступления на горные сооружения Кавказа и Крыма.

Куринская низменность, как и Рионская, в современную эпоху опускается со скоростью 1—2 мм/год; разделяющий их Лихский хребет поднимается. Область юго-восточного окончания Большого Кавказа характеризуется относительными и абсолютными поднятиями. Севернее, на побережье Каспия, выявлены опускания (Махачкала — около 1 мм/год, Кизляр — 4 мм/год).

Для внутренних частей Большого Кавказа по геоморфологическим признакам (глубины эрозионных врезов) В. А. Растворова и Е. М. Щербакова поднятие за позднеи послеледниковое время (последние 20 тыс. лет) оценивают величиной до 300 м. Скорости вздымания для высокогорья оцениваются в 15 мм/год, в 5—10 мм/год для среднегорья и 2,5 мм/год для низкогорья. Эти геоморфологические данные подтверждаются результатами повторных нивелировок, обработанных В. А. Матцковой (1968): скорость современного роста Большого Кавказа оценивается, по этим данным, в 10—12 мм/год.

Кавказ, Крым, Карпаты — области повышенной сейсмической активности. Сила землетрясений достигает здесь 6—8 баллов (см. рис. 13). Различные морфоструктурные элементы неодинаковы по степени сейсмичности. Наиболее подвержены землетрясениям области контрастных движений в узких зонах перехода от областей новейшего поднятия к областям опускания (Шемахинский, Грозненский, Кировабадский районы и др.). Важная закономерность состоит также в приуроченности очагов землетрясений к поперечным поднятиям. На Кавказе весьма сейсмична зона Главного поперечного поднятия. С основным поперечным поднятием Крыма также связано сгущение эпицентров.

При анализе сейсмичности мы вновь сталкиваемся с особым значением «крестовых зон», где происходит на-

ложение продольных и поперечных структур. Так, большая часть эпицентров сильных землетрясений на Западном Кавказе приурочена к зоне контрастных движений вдоль побережья Черного моря. Однако наибольшей повторяемостью землетрясений отличаются районы Сочи и Анапы, лежащие на пересечении продольных и поперечных систем разломов (И. В. Ананьин).

Судя по данным о расположении эпицентров землетрясений за последние 100—300 лет, Восточный Кавказ характеризуется значительно большей сейсмической активностью, чем Западный Кавказ. Д. А. Лилиенберг отмечает, что эта особенность проявления сейсмических явлений хорошо увязывается с общими тенденциями тектонических движений позднеплиоценово-четвертичного этапа, нашедшими выражение в высотах поверхностей выравнивания морских и речных террас.

Среди экзогенных процессов на современном этапе развития Кавказа, Крыма и Карпат преобладает денудация; процессы аккумуляции проявляются более локально и в целом не столь интенсивно. Характер денудационных процессов неодинаков в разных высотных поясах (Куницын, Мухина и др., 1966).

На Кавказе в высокогорном нивально-гляциальном поясе основными геоморфологическими процессами являются ледниковая экзарация и снежная эрозия, физическое выветривание и гравитационный снос. Г. К. Тушинский указывает, что с высоты 3 км большое значение в развитии рельефа приобретают мерзлотные и солифлюкционные процессы, следами которых являются каменные многоугольники, полосчатые грунты, натечные языки обломочного материала, как бы обтекающие скалистые выступы.

В поясе древнеледниковых форм рельефа среди современных процессов развиты: глубинная эрозия, гравитационные процессы и движение масс по склонам, снежная эрозия. В поясе эрозионно-денудационного рельефа наряду с речной эрозией местами проявляется заметная аккумуляция аллювия. Наблюдаются гравитационные, оползневые процессы. В поясе предгорий и межгорных впадин к этим процессам присоединяются плоскостной смыв, пролювиально-делювиальные процессы. Относительно большую долю занимает аккумуляция.

Серьезную угрозу дорогам, населенным пунктам в ряде районов Кавказа представляют сели. В долине

Терека, на Военно-Грузинской дороге частые разрушения вызывают сели, проходящие по Бешеной Балке. Ее описал А. С. Пушкин в «Путешествии в Арзрум во время похода 1829 года»: «Недалеко от селения Казбек переехали мы через Бешеную Балку, овраг, во время сильных дождей превращающийся в яростный поток. В это время он был совершенно сух и громок одним своим именем». На обратном пути ночью близ Коби А. С. Пушкина застала буря, и на следующий день, как он писал, «Бешеная Балка... явилась мне во всем своем величии: овраг, наполнившийся дождевыми водами, превосходил в своей свирепости самый Терек, тут же грозно ревевший. Берега были растерзаны; огромные камни сдвинуты были с места и загромождали поток. Множество осетинцев разрабатывали дорогу. Я переправился благополучно».

Для выяснения закономерностей образования селей, лавин, камнепадов большое значение имеют стационарные наблюдения географического факультета Московского университета, развернутые в районе Эльбруса под руководством Г. К. Тушинского. Сели и лавины широко развиты в этом районе; склоны долины Баксана и его притоков испещрены лавинными лотками, селеподводящими ложбинами. Возникновение селей связывается с интенсивным таянием ледников в верховьях долины. После периодов длительной сухой погоды в результате поступления огромных масс воды опорожняются озера, подпруженные конечными моренами. Образуются селевые потоки, которые мчатся вниз по логу и достигают дна магистральной долины. Здесь образуются расходящиеся веером селевые гряды, состоящие из валов и слегка вогнутых полос (Г. К. Тушинский, 1958).

В горах даже место для временного лагеря туристов, геологов надо выбирать с учетом опасности селей, вдали от селеподводящих ложбин. При проектировании санаториев, поселков, промышленных объектов, дорог учет селей и других геоморфологических процессов совершенно необходим. Наряду с детальным геоморфологическим картированием важно организовать стационарные наблюдения за ходом процессов.

Стационарные наблюдения, детальное картирование необходимы также для изучения оползневых процессов. Оползни разных генетических типов распространены во многих районах Кавказа. Они не столь ярко выражены,

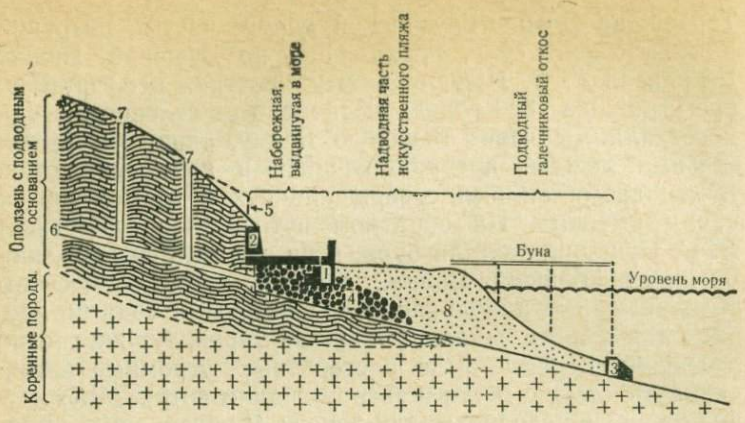


Рис. 88. Схема укрепления оползневых берегов Южного Крыма (по В. П. Зенковичу):

1 — волноотбойная стена; 2 — бетонный контрфорс; 3 — подводный «волнолом» — упор в основании искусственного пляжа; 4 — наброска из крупного камня; 5 — срезка бровки бывшего берегового обрыва; 6 — дренажная штольня; 7 — вертикальные дренажные скважины; 8 — толща насыпной гальки — искусственный пляж, защищающий берег от абразии

как сели и лавины, и действуют как бы исподтишка, но не менее опасны. Особенно коварны мало изученные пока оползни скальных пород, достигающие нескольких квадратных километров по площади и отличающиеся малой подвижностью (2—10 мм/год). При строительстве на них такие оползни активизируются, что приводит к тяжелым деформациям сооружений (Е. Е. Минервина).

От оползней страдают Черноморское побережье Кавказа, Южный берег Крыма. Наибольшую площадь в Крыму занимают оползни, активизированные морской абразией побережья. Распространены также эрозионные оползни. Наблюдения указывают на активизацию крымских оползней. В Сочи-Мацестинском районе в результате защиты оползневых участков, подверженных абразии, удалось значительно снизить процент пораженности площади активными оползнями (с 10—11% в 1946 г. до 4,8% и в 1954 г.). Работы по защите Черноморского побережья Кавказа — яркий пример важности геоморфологической теории для решения актуальных практических задач. Закономерности динамики берегов, установленные В. П. Зенковичем, послужили основой для разработки эффективных мер борьбы с абразией, для защиты Сочин-

ского порта от заполнения наносами. Однако положение на Черноморском побережье Кавказа в целом вызывает беспокойство и требует серьезных мер по борьбе с абразией и оползнями (рис. 88).

Во многих районах активизации процессов эрозии и абразии, оползней и селей — результат неправильного хозяйственного использования территории. Так, настоящий бич Карпат — чрезмерная вырубка лесов на горных склонах — приводит к поражению их линейной эрозией и смывом. Весьма сложная обстановка создалась в бассейне озера Севан в результате строительства каскада гидроэлектростанций на Раздане. К 1966 г. уровень озера упал на 17 м, вдоль берега обнажилась широкая полоса, которая в настоящее время осваивается. Однако этому препятствует активизация селей (на северо-восточном побережье), эрозионных процессов, вызванная резким снижением базиса эрозии.

Местами реки углубились на полную величину снижения уровня озера (17 м), причем действовала не только глубинная, но и боковая эрозия. В районе Цова-Гюх в долине реки за 10—15 лет образовалось до 5—7 террас, т. е. почти столько же, сколько возникло под влиянием чисто природных процессов за весь четвертичный период! Врез реки продолжается, угрожая недавно построенному мосту, дороге. Поддержанию уровня озера будет способствовать переброс в Севан вод реки Арпы по сооружаемому сейчас туннелю. Однако специальное изучение ускоренных геоморфологических процессов и борьба с ними остаются актуальной задачей для района Севана.

Эрозионный врез происходит в бассейне Севана не повсеместно. В полном соответствии с теоретическим предположением К. К. Маркова (1948), которое затем подтвердил Н. И. Маккавеев экспериментально, путем геоморфологического моделирования, сильный эрозионный врез речных русл наблюдается там, где при снижении уровня озера обнажились крутые скаты. Там, где профиль подводного склона озера был пологим, значительной активизации вреза не происходит. Анализ подобных закономерностей представляет большой интерес, и в настоящее время геморфологи Академии наук Армянской ССР и Института географии АН СССР тщательно изучают ускоренные процессы рельефообразования в районе Севана. Севан можно рассматривать как уникальную по

размерам геоморфологическую лабораторию, где за промежуток времени в несколько лет можно наблюдать ход процессов, продолжающихся в естественных условиях сотни и миллионы лет.

Однако экономическая обоснованность постановки такого «эксперимента» представляется крайне сомнительной. Жемчужина Армении Севан не находился бы сейчас под угрозой, если бы при проектировании здесь гидротехнического строительства больше внимания было уделено теоретическим данным геоморфологии.

Недоучет геоморфологических условий и процессов имел место и при проектировании других крупных гидротехнических сооружений на Кавказе. Давно известно (и также экспериментально обосновано Н. И. Маккавеевым), что снижение расхода наносов в потоке усиливает его эродирующую способность. После сооружения Самуро-Дивичинского канала твердый сток реки Самур резко уменьшился, в результате чего на десятки километров от устья реки начался интенсивный размыв берега со скоростью до 4 м/год. Сильно снизился также твердый сток в устье реки Куры после сооружения Мингечаурской и Варваринской ГЭС. Дельта Куры, которая до постройки гидроузлов нарастала со скоростью 50—60 м/год, стала теперь быстро размываться. Скорость отступания берега достигает 6 м/год, в результате чего происходят серьезные разрушения на прилегающей к реке территории (Вендров, 1966).

Глава 10
ГОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Чабанам мила степь. Жителям предгорий — горы. Копетдаг с его долинами, ущельями и холмами — как узорчатая кайма вдоль бескрайних ковров моей степной и пустынной родины. И тем, кто родился и вырос в предгорьях Копетдага, бесконечно дороги и его склоны, густо заросшие вечнозеленой арчой, и долины с ледяными родниками, с дикими курочками, затаившимися в травах, и холмы, подобные верблюжьим горбам, и даже голые скалы.

Берды Кербабаев

Орография и морфоструктура

Общий обзор. Горные страны Средней Азии — Тянь-Шань, Памир, Копетдаг — составляют звенья двух обширных орогенических поясов Евразии. Копетдаг и Памир входят в состав альпийского пояса молодых гор, тянущегося через всю Евразию от Атлантического до Тихого океана. Тянь-Шань — западное звено Тяньшанско-Байкальского пояса возрожденных гор, тянущегося с небольшими перерывами вдоль южной границы СССР почти до побережья Охотского моря. В Средней Азии пояс возрожденных гор вплотную подходит к поясу молодых гор, образуя Среднеазиатский горный узел — наиболее возвышенную часть территории СССР. Здесь находится высочайшая вершина СССР — пик Коммунизма (7495 м) в хребте Академии Наук Памира. Выше 7 тыс. м поднимаются пик Ленина (7134 м) на Памире и пик Победы (7439 м) на Тянь-Шане. Очень близок к семитысячникам пик Хан-Тенгри (6995 м) на Тянь-Шане, расположенный поблизости от пика Победы.

Почему так высоки Памир и Тянь-Шань? Пытаясь ответить на этот вопрос, обратим внимание прежде всего на то, что интенсивнейший новейший орогенез приурочен к поднятию оси альпийского складчатого пояса, где обнажено «дно геосинклинали», ее древние ядра. В свете идей, выдвинутых еще Д. И. Мушкетовым (1919) и развитых в наше время А. В. Пейве и другими исследователями, на памирском участке альпийская складчатая зона зажата между двумя древними глыбами — Индийской

платформой и Таримским массивом. В создании особенностей структуры и орографии Среднеазиатского горного узла важную роль сыграли горизонтальные напряжения, вызванные перемещением Индийской глыбы к северу. Другое возможное объяснение вытекает из представлений Б. А. Петрушевского (1955). Поднятие шарнира альпийской складчатой зоны в областях Памира и Гималаев этот ученый связывает не столько с узостью складчатой зоны, зажатой между докембрийскими глыбами, сколько с влиянием поперечного Индо-Памирского поднятия меридионального направления (рис. 7). Это поперечное поднятие глубинного заложения служит продолжением в пределах континента Срединного хребта Индийского океана. В систему меридиональных волн Средней Азии (см. гл. 7) рассматриваемое поднятие входит в качестве гребня волны наиболее высокого порядка. Относительно более низкое гипсометрическое положение Копетдага, где главная вершина (в пределах Ирана, близ границы с СССР) — гора Ризе имеет высоту лишь 2942 м, связано с удаленностью Копетдага от Индо-Памирского поднятия и тяготением его к зоне меридионального Каспийского прогиба.

Особенности геологической структуры, безусловно, предопределили многие важные черты Памиро-Тянь-Шанского горного узла. Однако полный ответ на вопрос о причинах необычайно высокого гипсометрического положения Среднеазиатского горного узла нельзя дать без анализа морфоструктурного плана и новейшей тектоники. Важно отметить географическое положение Среднеазиатского горного узла в центре континента, вдали от впадин океана и внутренних морей. Горы Кавказа, Крыма в Средиземноморской (Атлантической) зоне, горы Камчатки, Дальнего Востока в Тихоокеанской зоне ниже среднеазиатских, но они стоят как бы «по колено в воде». Горы Средней Азии целиком стоят на суше, что следует учитывать при сопоставлении высот горных стран.

Характерная черта гор Средней Азии — отсутствие молодого (неоген-четвертичного) вулканизма. В горных системах, тяготеющих к Средиземноморско-Атлантической и Тихоокеанской зонам, как известно, молодой вулканизм развит широко и сопровождался значительными излияниями лав. Создается впечатление, что вулканизм и рост гор в высоту в известной мере антагонистические процессы. Выход на поверхность глубинных масс как бы

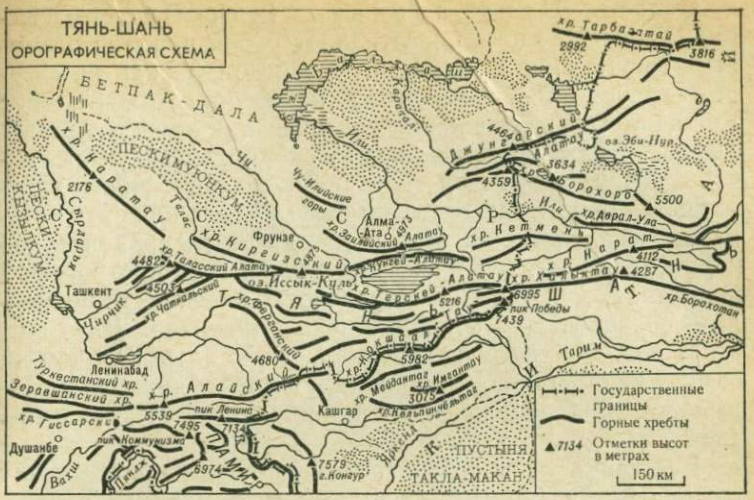


Рис. 89. Орографическая схема Тянь-Шаня

снижает горообразовательный потенциал данной области. В Среднеазиатском горном узле активные глубинные массы, не находя выхода наружу, способствовали интенсивному орогенезу. С этим же, возможно, связана очень высокая сейсмическая активность Средней Азии, максимальная на территории СССР.

Рассмотрим особенности орографии и морфоструктуры отдельных частей горного пояса Средней Азии.

Тянь-Шань. *Орография.* Существует несколько различных схем орографического районирования Тянь-Шаня. Наиболее естественно выделить (в пределах СССР) четыре крупных региона: Северный, Западный, Южный и Центральный (или Внутренний) Тянь-Шань (З. А. Сваричевская, 1965) (рис. 89).

Северный Тянь-Шань включает высокие протяженные хребты субширотного направления — Киргизский, Таласский, Заилийский Алатау, Кунгей Алатау и глубокие полузамкнутые впадины — Чуйскую и Таласскую (Исаев и др., 1964). От Центрального Тянь-Шаня Северный отделен системой замкнутых впадин, самая крупная и глубокая из которых Иссык-Кульская. Другие впадины этой системы — Кочкорская, Джумгальская, Сусамырская, Кетмень-Тюбинская (на реке Нарын).

Область Центрального (или Внутреннего) Тянь-Шаня представляет собой в плане огромный треугольник, сторонами которого служат: на севере — хребет Терской Алатау, на юго-востоке — хребет Кокшаал-Тау и на западе — Ферганский хребет. Хребты Терской Алатау и Кокшаал-Тау сходятся на востоке, образуя горный узел Хан-Тенгри. Внутри описанного треугольника лежит так называемая сыртовая область Тянь-Шаня — обширное нагорье с высокими, но сравнительно короткими хребтами преимущественно субширотного направления, для которых характерны плоские, выровненные вершины — остатки древнего пенеплена. Впадины, осложняющие сыртовую область, менее опущены, чем на севере Тянь-Шаня. Наиболее крупные из них Верхненарынская, Средненарынская, Акшийракская (Исаев и др., 1964).

Важная роль в структуре Тянь-Шаня принадлежит грандиозному (протяженностью свыше 800 км) Таласо-Ферганскому разлому северо-западного направления. К этому разлому, пересекающему весь Тянь-Шань, приурочены хребты Ферганский и Каратау, чем и объясняется их аномальная для Тянь-Шаня северо-западная ориентировка. Таласо-Ферганский разлом отделяет Северный и Центральный Тянь-Шань от Западного и Южного Тянь-Шаня (Сваричевская, 1965).

Западный Тянь-Шань представляет собой систему хребтов юго-западного направления, поперечных к линии Таласо-Ферганского разлома. Сюда входят хребты Каржантау, Угамский, Пскемский, Чаткальский и его ответвление — Кураминский. От Южного Тянь-Шаня Западный отделяется обширной замкнутой Ферганской впадиной и полузамкнутой Ташкентской (или Приташкентской) котловиной.

Южный Тянь-Шань в отличие от Западного характеризуется нормальным для Тянь-Шаня субширотным направлением основных хребтов. Южный Тянь-Шань можно рассматривать как сложную виргацию (ветвление) хребтов. От широкого Алайского хребта отходят два более узких, параллельных хребта — Туркестанский и Зеравшанский. От последнего в свою очередь ответвляется Гиссарский хребет. Ответвлениями Туркестанского хребта можно считать горы Мальгузар и хребет Нуратау.

Хребты Нуратау, Мальгузар, Каратау, Чу-Илийские



Рис. 90. Хребет Кунгей Алатау
Фото Ш. Токомбаева

горы относятся к числу периферических хребтов Тянь-Шаня, местоположение которых намечает переходную зону между горной (орогенической) областью и равнинно-платформенной территорией. Все эти невысокие хребты закономерно связаны с «поднятыми углами» Тянь-Шаня и служат их ответвлениями. Для хребтов и впадин Тянь-Шаня характерно значительное развитие полосы предгорий со сложным своеобразным рельефом ступенчатых адыров, прилавков.

Морфоструктурные особенности. Тянь-Шань представляет собой систему обширных сводово-глыбовых горных массивов (геоблоков), осложненных впадинами с низкогорным или даже равнинным обликом поверхности. Можно выделить три таких наиболее крупных сводовых массива. Самый обширный геоблок объединяет Северный Тянь-Шань (с преимущественно каледонской складчатой структурой) и Центральный Тянь-Шань (преимущественно герцинский) в единый, но гетерогенный морфоструктурный блок [1] или свод. По краям свода древний пенеплен Тянь-Шаня, примерно соответствующий по возрасту

[1] Сюда входит и хребет Халыктау за пределами СССР.

пенеплану Казахского щита (см гл. 7), близок по высоте к своему первоначальному положению (ниже 0,5 км); в центральных частях он поднят на 5—6 км. Свод имеет асимметричное строение (с более крутым южным бортом) с осложняющими его впадинами. Интересно, что самая крупная Иссык-Кульская впадина расположена не в центральной части свода, а ближе к его краю. Прикраевое положение впадин, по-видимому, характерно для глыбово-сводовых морфоструктур возрожденных гор. Подобное положение занимает Байкальская впадина в пределах морфоструктурного поднятия Байкальского нагорья (см. гл. 11).

Другое крупное морфоструктурное поднятие типа свода — Западный Тянь-Шань. Третья обширная морфоструктура типа геоблока — Южный Тянь-Шань, который можно трактовать как сильно вытянутый сложный свод. В строении всех этих крупных (высшего порядка) морфоструктурных поднятий важное участие принимают разломы разных масштабов, в том числе глубинные разломы; именно они придают четкую линейность и угловатость плановым очертаниям поднятых массивов геоблоков.

Обширные поднятия Тянь-Шаня осложнены отдельными хребтами и впадинами — морфоструктурами первого порядка. Хребты представляют собой высоко поднятые участки древнего пенеплена. Во впадинах исходный пенеплен глубоко погружен и перекрыт мощными толщами осадочных пород. Амплитуды поднятий хребтов за новейшее время оцениваются по абсолютным высотам остатков древнего пенеплена или морских палеогеновых отложений в 4—5 км. О большой интенсивности новейших поднятий хребтов свидетельствуют обнаруженные на высоко поднятых участках Гиссарского хребта виды растений, свойственные низким степным пространствам и теперь приспосабливающиеся к новым условиям (Николаев, 1962). О величинах новейших опусканий впадин можно судить по мощности накопленных в них неоген-четвертичных отложений. В Ферганской впадине мощность этих отложений равна 3—7 км (Несмеянов, 1968). Таким образом, общая амплитуда новейших деформаций достигает 8—12 км.

Вопрос о природе морфоструктурных элементов Тянь-Шаня служит предметом длительной дискуссии. По мнению С. С. Шульца (1948), Б. А. Петрушевского (1948) и других исследователей, в формировании горных хребтов

и впадин Тянь-Шаня ведущая роль принадлежала складчатым деформациям. Хребты рассматриваются как антиклинальные складки большого радиуса, впадины — как синклинали или мульды; разрывы — всего лишь как осложнения больших складок. В обоснование этих взглядов приводятся многочисленные примеры пологих изгибов, наклонов (до 15—20°) древнего пенеплена и поверхности кристаллического фундамента Тянь-Шаня. Противоположная точка зрения, выдвинутая еще первыми исследователями Тянь-Шаня—П. П. Семеновым, К. И. Богдановичем, В. М. Дэвисом, — сводится к тому, что основное значение в создании хребтов имели глыбовые движения. Хребты представляются остатками пенеплена, расколотого сбросами и поднятыми на различную высоту.

В последнее время намечается тенденция к сближению двух крайних взглядов и выработке концепции, наиболее полно отражающей сложную природу морфоструктуры Тянь-Шаня. «По нашим наблюдениям, — отмечает И. П. Герасимов (1959, стр. 29), — в образовании современной морфоструктуры Тянь-Шаня определенное место принадлежит как глыбовым движениям, так и деформациям типа больших складок». Наблюдения И. П. Герасимова в районах хребтов Кунгей и Терскей-Алатау показали, что «морфоструктура этих крупных горных массивов определяется существованием обширного сводообразного поднятия, впоследствии раздробленного сложной системой разломов на ряд блоков и глыб» (там же, стр. 29). Н. И. Николаев (1962) характеризует неотектонические структуры Тянь-Шаня как складчато-глыбовые, объединяющие разломы и изгибы.

Каковы соотношения между морфоструктурой (неотектонической структурой) и складчатой структурой палеозойского субстрата Тянь-Шаня? В самом первом приближении их можно определить как согласные. Общее широтно-линейное направление хребтов, характерное для морфоструктуры Тянь-Шаня, унаследовано от дорифейской складчатой структуры. Молодые разломы часто представляют собой возрожденные дорифейские.

Сложнее оценить характер соотношений между отдельными элементами морфо- и геоструктуры. Некоторые хребты соответствуют антиклинориям каледонско-герцинской складчатости и являются прямыми морфоструктурами, таковы Зеравшанский, Туркестанский хребты, хребет Кокшаал-Тау и др. Распространены также инвер-

сионные морфоструктуры; к ним относятся осевая часть Алайского хребта, Ферганский хребет и др. (Е. Я. Ранцман). Характерно асимметричное строение Ферганского хребта: его северо-восточный склон, совпадающий с Таласо-Ферганским разломом, крутой, обрывистый; противоположный склон более пологий. Такие односторонне поднятые горсты, несогласно секущие складчатые структуры палеозойского субстрата, широко распространены на Тянь-Шане. Сложным строением характеризуются Иссык-Кульская, Чуйская впадины. В каледонской структуре этим впадинам соответствовали срединные массивы, сложенные метаморфическими комплексами докембрия. Но уже в герцинском структурном плане на месте массивов развились инверсионные впадины, унаследованные современной морфоструктурой (Е. Я. Ранцман). Ферганская впадина представляет собой гетерогенную морфоструктуру: северная часть ее отвечает глубокому прогибу, южная — относительно поднятой зоне.

Выяснение общих закономерностей размещения на Тянь-Шане морфоструктур различных типов — прямых, инверсионных, гетерогенных и других — остается задачей дальнейших исследований. Решение ее позволит глубже понять как своеобразие современной структуры (морфоструктуры), так и ее унаследованные черты. В настоящее время можно лишь констатировать вслед за И. П. Герасимовым (1959) неполное соответствие палеозойской геологической структуры современной орографии Тянь-Шаня. В качестве причины такого несоответствия И. П. Герасимов (1959, стр. 29) указывает многократную, сильную и глубокую денудированность современной поверхности. К этому надо добавить, очевидно, влияние тектонических движений мезо-кайнозоя, приведших к перестройке прежнего структурного плана, создавших инверсионные морфоструктуры и объединивших в целостные блоки гетерогенные структурные элементы.

Памир. *Орография.* Горную страну Памир (в пределах СССР) можно подразделить на две крупные области: Таджикское низкогорье и собственно Памир. Таджикское низкогорье (часто называемое также Таджикской депрессией) занимает западную часть рассматриваемой территории. Здесь развита система хребтов и возвышенных гряд, разделенных продольными долинами (Вахшский, Каратегинский хребты, хребет Бабатаг и др.). В северной части области направление хребтов

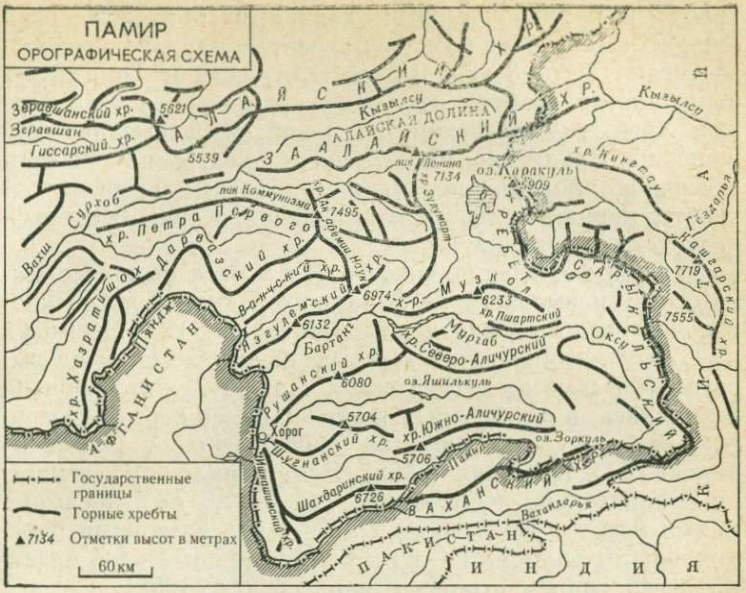


Рис. 91. Орографическая схема Памира

северо-восточное, южнее оно становится близким к меридиональному. В направлении с севера на юг, к долине Амударьи — Пянджа, высоты хребтов и гряд быстро снижаются с 2,5—3 тыс. м до 700—1000 м (рис. 91).

В пределах собственно Памира выделяются три орографические области: 1) Передовые хребты, 2) высокогорье Западного Памира (Горного Бадахшана) и 3) нагорье Восточного Памира. В область Передовых хребтов Памира входят Заалайский хребет и хребет Петра Первого. Оба хребта имеют близкое к широтному направление. Зону этих хребтов нередко объединяют с Гиссарским хребтом Южного Тянь-Шаня, также субширотным, в единую зону под названием Гиссаро-Алай (Н. П. Костенко). Хребет Петра Первого отделяется от Алайского хребта Тянь-Шаня лишь неширокой долиной реки Сурхоб. Между Заалайским и Алайским хребтами расположена широкая Алайская долина, и на этом участке Тянь-Шань и Памир разграничиваются более четко.

Область Западного Памира (Горного Бадахшана) — высокогорье с сильно расчлененными узкими

хребтами и глубочайшими долинами притоков реки Пяндж. Превышения гребней хребтов над руслами рек достигают здесь 3—3,5 тыс. м. В отличие от Тянь-Шаня большинство хребтов не плосковершинные, а островерхие. Хребты Дарвазский, Ванчский, Язгулемский, Рушанский, Ваханский имеют преимущественно северо-восточное направление. Наряду с этим встречаются хребты меридионального направления. К ним относится хребет Академии наук.

Нагорье Восточного Памира столь же высоко, как и высокогорье Западного Памира, но не производит внешне впечатления высочайших гор. Несмотря на то что низшая точка этого региона находится на высоте 3700 м и весь Восточный Памир лежит, образно выражаясь, в заоблачных высотах, большинство географов относит его к области «среднегорного рельефа», замечает О. К. Чедия (1965). Этот парадокс объясняется сравнительно небольшими (до 1—1,5 км) превышениями хребтов Восточного Памира над широкими плоскодонными долинами — памирами, давшими свое название всей горной стране (Сваричевская, 1965).

Нагорье Восточного Памира с его сглаженным реликтовым рельефом придает молодой (альпийской) горной стране — Памиру в целом, казалось бы, не свойственные ей черты морфологического облика возрожденных гор. Такое заключение, основанное на чисто морфологических данных, находит подтверждение в геологических особенностях: нагорье Восточного Памира включает выступы фундамента альпийской геосинклинали, которые характеризовались в мезозое — палеогене субплатформенным тектоническим режимом и рельефом, близким к равнинному.

Над основным уровнем нагорья Восточного Памира возвышаются хребты субширотной ориентировки (хребет Музкол, Северо- и Южно-Аличурский хребты). Распространены также меридиональные хребты и массивы изометричных очертаний (в плане).

Морфоструктурные особенности. Памир представляет собой огромное сводообразное поднятие (Костенко, 1966). Центральная часть Памирского свода за неоген — четвертичное время поднялась более чем на 6—7 км; периферические его части — на 2—3 км (Николаев, 1962). Морфоструктурный свод (геоблок) Памира подобно геоблокам Тянь-Шаня в геологическом отноше-

нии разнороден. Он включает выступы пород фундамента Северного (район Дарвазского хребта) и Юго-Западного Памира, геосинклинальные прогибы Центрального и Юго-Восточного Памира, а также часть краевого Предпамирского прогиба (область Передовых хребтов).

Общие контуры Памирского свода определяются Северо-Памирским, или Каракульским, глубинным разломом (Д. П. Резвой), дугообразно огибающим Северный (Дарвазский) Памир. Важное значение в морфоструктуре рассматриваемой территории имеет Гиссаро-Алайский (Вахшский) глубинный разлом, который в виде системы разрывов протягивается вдоль южного склона Гиссарского хребта и следует далее к востоку вдоль долин Сурхоба и Кызылсу; этот разлом отделяет вытянутое сводовое поднятие Южного Тянь-Шаня от более изометричного Памирского свода.

Область Таджикского низкогорья в целом представляет собой впадину, точнее, северный борт Афгано-Таджикской впадины, ось которой намечена долиной Пянджа — Амударьи.

Памирский свод и сопряженная с ним Таджикская впадина — наиболее крупные (высшего порядка) морфоструктуры. Они осложнены морфоструктурами первого порядка — хребтами и долинами. В отличие от Тянь-Шаня в строении хребтов Памира разрывные нарушения имеют меньшее значение. Крупные хребты чаще всего представляют собой складчатые формы — антиклинории. Долины рек приурочены к синклинориям, прогибам. Если морфоструктура возрожденных гор Тянь-Шаня была определена выше как складчато-глыбовая, то для молодых гор Памира более типичны глыбово-складчатые формы.

Существенные отличия имеются и в общем стиле морфоструктуры Памирского свода и сводовых массивов Тянь-Шаня (Е. Я. Ранцман). Главные контрасты макрорельефа в пределах геоблока Восточного и Северного Тянь-Шаня создаются чередованием горных хребтов и впадин нередко с равнинным рельефом днищ. Памирский свод в меньшей степени осложнен впадинами, контрасты рельефа создаются на Памире преимущественно чередованием хребтов и долин с узкими днищами (Западный Памир и Передовые хребты). Эти особенности отражают глубокие различия в истории мо-

лодых и возрожденных гор и, по-видимому, бóльшую «степень изношенности» земной коры на Тянь-Шане (Николаев, 1968).

Хотя соотношения между морфо- и геоструктурными элементами складчатой зоны Памира изучены еще недостаточно, можно говорить, по-видимому, о преобладании здесь прямых морфоструктур (И. П. Герасимов, 1959). Однако область Передовых хребтов, развившихся в новейшее время в пределах Предпамирского краевого прогиба, характеризуется в целом обращенным рельефом по отношению к раннеальпийской структуре, на что обратил внимание Н. И. Николаев (1962).

Перестройка морфоструктуры в позднеальпийском этапе выразилась также в образовании поперечных поднятий и прогибов, наиболее подробно изученных на Памире О. К. Чедия. Он выделяет поперечные поднятия трех порядков. К числу поднятий первого порядка (глобальных) относится Индо-Памирское поперечное поднятие в целом протяженностью более 1000 км и амплитудой деформации около 1000 м. Поперечные поднятия второго порядка (региональные) имеют протяженность десятки — сотни километров и амплитуду вертикального перемещения — десятки и сотни метров. Поднятия третьего порядка (локальные) имеют протяженность около километра и амплитуду вертикального перемещения — первые десятки метров.

Поперечные поднятия — типичные морфоструктурные образования. Они не всегда могут быть установлены чисто геологическими методами, но хорошо выявляются с помощью геоморфологического анализа. Поперечные поднятия отражаются на рисунке гидрографической сети, с ними нередко связаны водоразделы между бассейнами двух продольных (субсеквентных) долин. В пределах поперечных поднятий долины рек суживаются, отмечаются антиклинальные деформации террас, гранулометрический состав аллювия становится более грубым и т. д.

Наложение поперечных поднятий на основные, продольные хребты приводит к образованию характерной орографической решетки. Так, на Памире меридиональные хребты Кухи-Лал, Сафеди-Хырс, Академии наук, Зулумарт, Сарыкол, пересекаясь с субширотными хребтами Дарвазским, Ванчским, Язгулемским, создают решетчатый рисунок водораздельных линий, оказавший

большое влияние на локализацию центров оледенений (см. раздел «Морфоскульптура»).

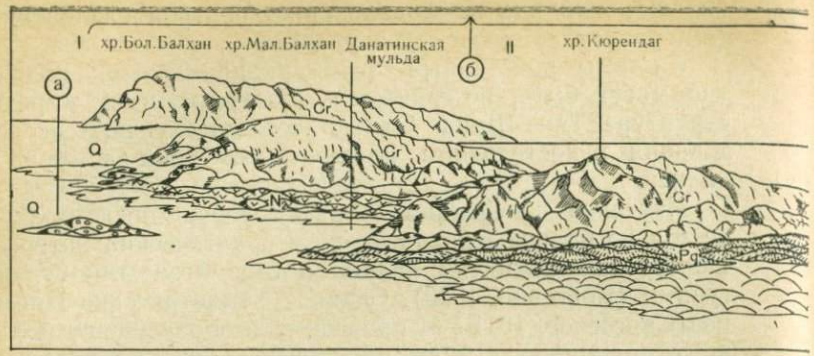
Системы поперечных (субмеридиональных) поднятий могут быть, по-видимому, намечены и в морфоструктуре Тянь-Шаня. Однако соответствующие исследования в достаточном объеме здесь пока не проводились.

Изучение поперечных морфоструктур представляет не только большой научный, но и практический интерес. Поперечные поднятия являются сейсмогенными структурами (Костенко, 1960). Сильное землетрясение Памира (Сарезское, 1911 г.), приведшее к образованию большого подпрудного озера, приурочено к периклинальным частям поперечных поднятий (О. К. Чедия). Таким образом, учет поперечных морфоструктур необходим при детальном сейсмическом районировании, при инженерных изысканиях.

Данные о морфоструктурах (неотектонических структурах) и, в частности, о поперечных поднятиях важны при поисках полезных ископаемых. В пределах нефтегазоносных бассейнов (Фергана, Таджикская депрессия) весьма перспективными для поисков месторождений нефти и газа являются места перекрещивания осей продольных складок (антиклиналей) с осями поперечных поднятий (О. К. Чедия). В некоторых районах (Педжикентская впадина) поперечные складки, или «перемычки», представляются даже более перспективными в отношении нефтегазоносности, чем продольные структуры (А. А. Юрьев).

С морфоструктурными условиями и неотектоникой тесно связано распределение золотых и некоторых других россыпей. Исследования О. К. Чедия в южном Таджикистане показали, что россыпи часто встречаются в отрезках продольных (субсеквентных) долин между двумя поперечными поднятиями. При этом наиболее богатое содержание металла образуется в том месте, где равномерный наклон коренного ложа реки (плотика) вниз по течению сменяется на обратный наклон перед нижерасположенным поперечным поднятием. От амплитуд и расположения поперечных поднятий по отношению к продольным долинам во многом зависят мощность аллювия и содержание в нем металла.

Копетдаг. Эта горная область — элемент обширной системы Туркмено-Хоросанских гор, бо́льшая часть ко-

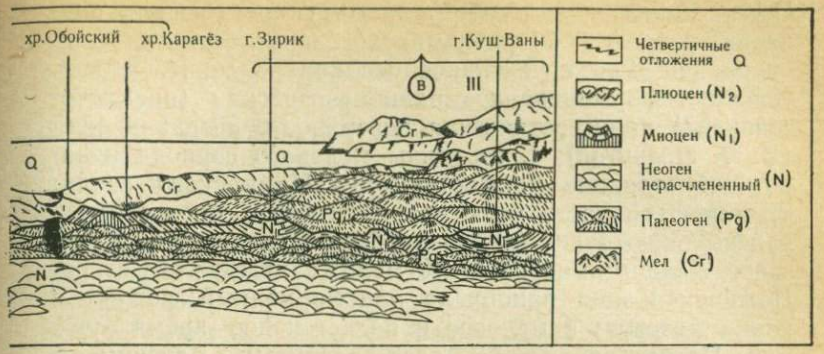


Р и с. 92. Общий вид Юго-Западного Копетдага и смежных районов Закаспийской впадины (по Н. П. Костенко):

а — низменная приморская равнина, осложненная выраженными в рельефе куполовидными поднятиями (прямые морфоструктуры); б — передовая зона Юго-Западного Копетдага с ярко выраженным прямым структурно-тектоническим рельефом; в — обращенный рельеф окраинных участков Закаспийской впадины, втянутых в общее поднятие

торой находится за пределами Советского Союза. Копетдаг состоит из нескольких параллельных хребтов северо-западного направления (Сваричевская, 1965). Наиболее северный, Передовой хребет (высотой около 1 км) представляет собой крупную асимметричную складку. Крутое северное крыло хребта, ограниченное региональным разломом (Костенко, 1966), встает стеной над Каракумской низменностью. Следующий к югу хребет более высокий, чем Передовой (2—2,5 км), и состоит из нескольких горных гряд, разделенных понижениями, которые были использованы древними продольными долинами.

Наибольшие высоты Копетдага в пределах СССР приурочены к участку между районом Ашхабада (на востоке) и средним течением долины реки Сумбар (на западе). Этот участок включает «поднятый угол» системы Туркмено-Хоросанских гор, образованный путем торцового причленения к Копетдагу хребтов, служащих продолжением Эльбурса. К западу от этого морфоструктурного узла система горных гряд Копетдага веерообразно расширяется, быстро снижаясь в том же направлении. Юго-восточнее Ашхабада фронт гор отходит к югу, высота гряд Копетдага уменьшается до 500—800 м, расширяется полоса предгорий (адыров) (рис. 92).



Копетдаг характеризуется почти повсеместным развитием прямых морфоструктур складчатого строения и в этом отношении типичен для молодых гор альпийского пояса. Хребты и гряды представляют собой антиклинальные складки, синклинальные прогибы заняты древними и современными долинами. Отдельные случаи инверсии рельефа связаны с выходами легко размываемых пород (глин) в ядрах антиклиналей и устойчивых песчаников и конгломератов в синклиналях. Наряду с продольными структурами в Копетдаге выделяются поперечные (субмеридиональные) перегибы, на глубине, по-видимому, переходящие в разломы (Костенко, 1966). Рельеф Копетдага отличается четко выраженным ярусным строением, что обусловлено широким распространением поверхностей выравнивания, отмечающих этапы геоморфологического развития этой горной страны.

Основные события геоморфологической истории

Этапы горообразования — поверхности выравнивания и террасовые комплексы. История становления рельефа гор Средней Азии в мезо-кайнозое состоит из двух крупных стадий: доорогенической (мезозой — палеоген) и орогенической (конец палеогена — неоген-четвертичный период).

В течение доорогенической стадии — в мезозое, раннем и среднем палеогене — в области геосинклинали Тетиса, куда входили Памир и Копетдаг, преобладали опускания, и здесь накапливались мощные толщи осадочных и вулканогенных отложений. Район Дарваза на

Памире представлял собой участок относительного поднятия; в пределах Предпамирского прогиба в условиях опускания шло интенсивное осадконакопление. В этих условиях формировалась раннемезозойская (предмезозойская?) полигенетическая поверхность выравнивания (В. В. Лоскутов). С середины мелового периода началось образование морфоструктуры Памирского свода: северная его часть испытала поднятие и превратилась в невысокую сушу (район хребтов Дарвазского, Ванчского, Академии наук). О. К. Чедия считает, что Северо-Памирская зона приобрела платформенный режим с конца мезозоя; в меловое и палеогеновое время уже весь Памир характеризовался режимом, близким к платформенному. По предположению В. В. Лоскутова (1962), следы выровненного рельефа раннемезозойского (домезозойского) возраста сохранились в виде уплощенных поверхностей высочайших вершин Памира, которые можно рассматривать, таким образом, как элементы наиболее древней — мезозойской (предмезозойской (?)) поверхности выравнивания. Области Предпамирского прогиба, Таджикской депрессии и Копетдага продолжали интенсивно опускаться; меловые, ранне- и среднепалеогеновые аккумулятивные поверхности погребены здесь под толщами более поздних отложений.

Морской пролив, соответствовавший Предпамирскому прогибу, в мезозое и палеогене отделял низкую сушу Памирского свода от столь же невысокой денудационной равнины Тянь-Шаня. Мезозойская денудационная равнина (пенеплен) Тянь-Шаня имела сложную предысторию: она сформировалась на месте палеозойской орогенической области. Процессы орогенеза в палеозое, по-видимому, не были столь интенсивны, как в новейшее время, и неоднократно прерывались эпохами пенепленизации. В разрезах гор Тянь-Шаня вскрывается несколько разновозрастных пенепленов: докаменноугольный, каменноугольный, пермский (Синицын, 1948).

К концу палеозоя в области Тянь-Шаня орогенический режим сменился платформенным (или субплатформенным, по Л. И. Турбину, 1964). В обстановке слабодифференцированных восходящих движений стала формироваться раннемезозойская поверхность выравнивания — пенеплен. Возможно, по возрасту этот пенеплен следует сопоставлять с раннемезозойской полигенетической поверхностью Тянь-Шаня. В юрском периоде Тянь-

Шань представлял собой низкую денудационную равнину с пологоволнистым или мелкосопочным рельефом, на которой формировалась кора выветривания. На месте Иссык-Кульской, Ферганской впадин еще с триаса обособились относительно пониженные (опускающиеся) участки с аккумулятивным рельефом.

В позднем мелу и эоцене почти вся западная часть Тянь-Шаня подверглась морской трансгрессии. В полосе миграций береговой линии древний пенеплен был абрадирован, а западнее — перекрыт морскими осадками. В палеогеновое время сформировалась, таким образом, полигенетическая поверхность выравнивания, включающая пенеплен, абразионные равнины, аллювиальные и морские аккумулятивные равнины (Е. Я. Ранцман). Образованием этой обширной поверхности выравнивания завершилась доорогеническая стадия истории рельефа гор Средней Азии. Данная поверхность датируется обычно олиго-миоценом, когда она в результате значительного поднятия окончательно вышла из сферы осадконакопления и стала подвергаться эрозионному расчленению, хотя, с нашей точки зрения, точнее ее было бы называть предолигоценовой. При детальном анализе в пределах данной поверхности, по-видимому, можно выделять участки более древнего, мезозойского (мелового) пенеплена. Так, киргизские геоморфологи (Д. И. Исаев, М. И. Глушкова и др., 1964) считают, что мезозойский пенеплен сохранился в виде островков между хребтами Терскей-Алатау, Кокшаал-Тау и в других районах. Л. Б. Рухин (1962) полагал, что в обрамлении Ферганской впадины горный рельеф существует с мела.

Орогеническая стадия развития рельефа имеет сложную историю. В наиболее общем плане вслед за Н. П. Костенко (1966) можно выделить вступительный, главный и заключительный этапы горообразования. Эти представления тесно связаны с идеями К. К. Маркова (1933) о ярусности рельефа гор, развитыми в дальнейшем многими исследователями (характеристика ярусов рельефа гор дана ниже, в разделе «Морфоскульптура»).

Вступительный этап, охватывающий олигоцен и ранний — средний миоцен, характеризуется возрастанием интенсивности вертикальных разнонаправленных движений и территориальным обособлением области горообразования от равнинно-платформенной территории. В пределах областей горообразования Памира и Гис-

саро-Алая поднятия за этот этап О. К. Чедия (1965) оценивает в 1 км, а амплитуды прогибания впадин — в 3,5 км. Поднятия сопровождались деформацией исходной поверхности и образованием пологого рельефа, который составляет ныне верхний, слабо расчлененный ярус. В сопряженных областях аккумуляции была накоплена коррелятная верхнему ярусу рельефа толща тонких красноцветных моласс.

Главный этап охватывает, по Н. П. Костенко, поздний миоцен и весь плиоцен; О. К. Чедия включает сюда также и ранний плейстоцен. В течение этого этапа произошло общее значительное поднятие крупных горных геоблоков, дифференциальные поднятия хребтов и опускания впадин. Поднятия порядка 3—3,5 км (по О. К. Чедия) привели к формированию среднего глубоко расчлененного яруса рельефа. Во впадинах общие опускания достигли 4—5 км, на фоне их начался активный рост отдельных складок, получивших затем выражение в рельефе. Опускания сопровождались накоплением во впадинах толщи бурых, а затем палево-бурых грубых моласс, образовавшихся за счет глубокого эрозионного расчленения гор.

Заключительный этап, охвативший четвертичный период, еще далеко не закончился, скорее, мы присутствуем при его начальных фазах. Этап ознаменовался дальнейшим поднятием горных сооружений (до 1—2 км на Памире), что привело к образованию нижнего этажа расчленения гор и предгорной полосы. Наиболее высоко поднятые вершины подверглись оледенению. Амплитуда опусканий межгорных и предгорных впадин превысила 1 км; опускания были компенсированы накоплением грубых (изменчивого строения) серых и палево-серых моласс. С середины плейстоцена абсолютные опускания Ферганской впадины (С. А. Несмеянов), Таджикской депрессии (О. К. Чедия) и некоторых других впадин прекратились — впадины были вовлечены в общее поднятие области горообразования.

Выделение этапов рельефообразования основано, как мы видели, на концепции ярусности рельефа. Однако границы ярусов (за исключением верхнего) не всегда достаточно определенны, и различные исследователи по-разному определяют объем ярусов, и следовательно, их возраст. Другой подход к изучению истории орогенического процесса связан с изучением поверхностей вы-

равнивания и террасовых комплексов. Картирование разновозрастных уровней рельефа и увязка их с ритмически построенными толщами моласс — с использованием ритмостратиграфического корреляционного метода, предложенного В. И. Поповым, — позволяют более точно оценить возраст и амплитуды движений земной коры, выявить созданные движениями структурные формы, оценить величины денудационного среза, направление сноса обломочного материала, что весьма важно для поисков полезных ископаемых. Однако в настоящее время степень изученности поверхностей выравнивания Памира и Тянь-Шаня в целом еще недостаточна для построения общей схемы циклов геоморфологического развития гор Средней Азии. Ограничимся поэтому анализом данных по отдельным регионам (табл. 7).

Наиболее подробно изучены поверхности выравнивания Копетдага (Резанов, 1959; Палиенко, 1963). Из семи установленных здесь разновозрастных уровней (см. табл. 7) верхние два — денудационные, два средние — полигенетические (денудационно-аккумулятивные) и три низкие — аккумулятивные. Как видно из табл. 7, в Копетдаге развит комплекс поверхностей, принципиально сходный с комплексами других перикаспийских областей — юго-востока Русской равнины, Туранской платформы (см. гл. 3, 7). Если, однако, на равнинах исходная олигоценовая (олиго-миоценовая) поверхность не поднимается выше 300—400 м, то в Копетдаге она достигает 2,4—2,8 км. Этапы усиления поднятий Копетдага падают на средний миоцен, средний плиоцен, когда формировались эрозионные врезы и уступы между поверхностями. Резкое поднятие в середине позднего плиоцена привело к обособлению двух уровней — акчагыльского и апшеронского, разделенных эрозионным уступом высотой более 1 км. Напомним, что на равнинах обычно прослеживается единая позднеплиоценовая поверхность.

Для Тянь-Шаня в качестве некоторой общей закономерности, еще не получившей достаточного разъяснения, И. А. Резанов (1968) указывает, что поверхности выравнивания наиболее полно развиты по периферии этой горной страны, тогда как внутри ее всюду четко обособляется лишь основная, исходная поверхность олиго-миоценового (в целом) возраста, сформированная на основе древнего раннемезозойского пенеплена (местами откопанного). Как видно из табл. 7, в Южном

Поверхности выравнивания гор Средней Азии (высоты в км)

Копетдаг (Э. Т. Палиенко, 1963)		Южный Тянь-Шань (А. А. Юрьев, 1967)				Памир (В. В. Лоскутов, 1962)	
Поверхности	Средние высоты	Поверхности	Хребет Нуратау	Зеравшанский хребет	Туркестанский хребет	Поверхности	Средние высоты
			Средние высоты				
		Древний (домезозойский или раннемезозойский) пенеплен	—	—	3,2—3,4	Домеловая или раннемеловая (Cr_1)	~7
Олиго-миоценовая (Ризская) ($Pg_3^3 - N_1^1$)	2,4	Олиго-миоценовая ($Pg_3 - N_1^1$)	1,8	2,5—3,2	3,0—3,2	Олиго-миоценовая ($Pg_3 - N_1^1$)	5,5—6 (I ярус)
Миоплиоценовая (Душакская), ($N_1^3 - N_2^1$)	1,8	Раннеплиоценовая (N_2^1)	1,6	2,0—2,6	2,2—2,8	Миоценовая (N_1)	—
Акчагыльская (Коштамырская) (N_2^3)	1,6	Позднеплиоценовая (N_2^3)	1,0—1,2	1,2—2,0	1,4—2,3	Плиоценовая (N_2)	
Апшеронская (Узбекдагская) (N_2^3)	0,8					Плио-плейстоценовая ($N_2 - Q_1$)	3,8—4 (основание II яруса)
Раннеплейстоценовая (Ходжакалинская) (Q_1)	0,6	Раннеплейстоценовая (сохская) (Q_1)	0,8	1,0—1,5	1,1—1,5	Раннеплейстоценовая терраса (Q)	~2—2,5
Среднеплейстоценовая (Бекибентская) (Q_2)	0,25						
Позднеплейстоценголоценовая (Прикопетдагская) ($Q_3 - Q_4$)	0,04						

Тянь-Шане комплекс поверхностей выравнивания (по А. А. Юрьеву, 1967) еще ближе к классическому «каспийскому канону», чем в Копетдаге. Один и тот же набор поверхностей прослеживается при переходе от периферического хребта Нуратау к Зеравшанскому и Туркестанскому хребтам. Повышение всех уровней от периферии к центру Южного Тянь-Шаня подтверждает представление о сводовом характере этого геоблока.

На Памире, по данным В. В. Лоскутова (1962), выделяется набор поверхностей выравнивания, во многом отличающийся от ранее рассмотренных для Копетдага и Южного Тянь-Шаня. Пока еще трудно сказать, отражают ли эти особенности своеобразный ритм поднятия Памирского свода, либо связаны с приближенностью датировок поверхностей. Объединяет все рассмотренные горные регионы четкое развитие олиго-миоценовой поверхности, но высота ее сильно колеблется — от 2,4 км в Копетдаге до 2,5—3,5 км в Южном Тянь-Шане и до 5,5—6 км на Памире. В такой же последовательности изменяются высоты всех других поверхностей, вплоть до четвертичных.

Террасовые комплексы четвертичного возраста хорошо изучены в западных частях Памира (см. раздел «Четвертичное оледенение»), в Западном Тянь-Шане. В Ферганской впадине С. А. Несмеянов (1966) выделяет вслед за ташкентскими исследователями нанайский (Q_1), ташкентский (Q_2), голодностепский (Q_3) и сырдарьинский (Q_4) комплексы. Под террасовыми комплексами понимаются как отложения террас, так и все выровненные поверхности (эрозионные, эрозионно-аккумулятивные, аккумулятивные) и разделяющие их склоны, уступы (Н. П. Костенко, С. А. Несмеянов). Например, нанайский комплекс в горном обрамлении Ферганы представлен наиболее низким уровнем широких эрозионных врезов, а у подножия Кураминского хребта — древнейшей генерацией конусов выноса, сильно расчлененных последующей эрозией. Ташкентскому комплексу в горном обрамлении соответствуют узкие эрозионные врезы; по периферии хребтов к этому комплексу относятся две высокие террасы, с которыми коррелируется вторая генерация конусов выноса. «Лестница» террас и конусов выноса свидетельствует об устойчивой тенденции к поднятию на протяжении всего четвертичного периода.

Некоторые особенности морфоструктурного развития. Современный рельеф Среднеазиатского горного узла создан, как мы видели, в основном интенсивными новейшими (неоген-четвертичными) движениями. Однако заложение ряда крупных морфоструктур восходит к более ранним этапам истории. Выше отмечалось, что Ферганская, Иссык-Кульская впадины обособились еще в мезозое. К меловому периоду относится также заложение Памирского свода с его выровненной вершиной субплатформенного облика. Далеко за рамки неотектонического этапа выходит история развития некоторых речных долин (реки Нарын) и крупных разломов, как бы создающих каркас современных гор (Таласо-Ферганский, Прикопетдагский и другие разломы). Таким образом, как и в Черноморско-Каспийской горной области (см. гл. 4), в Средней Азии морфоструктура гор создана не только новейшими, но и новыми движениями мезозоя — раннетретичного времени.

Важное теоретическое значение имеет вопрос о последовательности вовлечения различных регионов Средней Азии в интенсивный новейший орогенез. Ранее всего орогенические движения начались, по-видимому, на Памире. По О. К. Чедия (1965), поднятие Южного и Центрального Памира началось с палеоцена, Северного Памира — с эоцена. Область Гиссаро-Алая была охвачена орогенезом позднее — с конца олигоцена — начала миоцена. Еще позднее, в плиоцене начался интенсивный рост горного обрамления Ферганы. Интенсивный рост гор Северного Тянь-Шаня начался только с позднего плиоцена (Казанли, 1954). О. К. Чедия в согласии с выводами, ранее сделанными Д. В. Наливкиным и В. И. Поповым, заключает, что новейшие орогенические движения, начавшись на юге, в области Памира, распространялись затем на более северные районы.

Эти представления подтверждаются геофизическими данными о строении земной коры. Процесс горообразования сопровождался перестройкой земной коры и наращиванием ее мощности. Максимальной мощности земная кора достигает в областях более ранней активизации — на Памире и Южном Тянь-Шане, где подошва коры (поверхность Мохоровичича) лежит на глубине 50—70 км, причем изолинии глубин ориентированы в субмеридиональном направлении. В области более поздней активизации (на севере Тянь-Шаня) мощность коры

меньше: поверхность Мохо лежит на глубинах 45—50 км, а изолинии имеют широтное направление (Борисов, 1967). Более ранние по возрасту хребты, например Алайский, обладают глубокими «корнями» (мощность земной коры 60—66 км), тогда как в пределах более молодого поднятия Киргизского хребта «корни» не так глубоки, кора тоньше (42—54 км). Относительно древняя Ферганская впадина имеет мощность коры до 56 км. в пределах более молодых впадин (Чуйской и др.) мощность коры 33—41 км.

Распространение орогенических движений с юга на север, от альпийской складчатой области на эпигерцинскую платформу проливает свет на причину активизации платформы. Процесс орогенеза в альпийской геосинклинали, по-видимому, послужил импульсом к образованию возрожденных гор на смежной платформе. Таким образом, возрожденные горы Тянь-Шаня должны быть отнесены к типу периорогенических.

Отметим некоторые особенности новейших вертикальных движений Тянь-Шаня и Памира. Многие исследователи отмечают нарастание напряженности неотектонических процессов с течением времени (Казанли, 1957; Николаев, 1962). Интересные подсчеты были выполнены Е. Я. Ранцман (1954) путем сопоставления амплитуд разновозрастных эрозионных врезов в районе Терскей-Алатау. Для доледникового времени скорость поднятия составляла 0,3 мм/год; в межледниковое время она возросла до 5 мм/год и в послеледниковое достигла 12,5 мм/год. Скорости послеледниковых (голоценовых) движений порядка нескольких сантиметеров в год отмечаются для Памира.

Наряду с нарастанием интенсивности поднятий хребтов Тянь-Шаня в новейшее время происходило также последовательное расширение горных поднятий за счет межгорных и предгорных впадин. При этом старые предгорные разломы отмирали, запаиваясь жильными гидротермальными и субвулканическими породами, а ближе к осевым частям впадин возникали новые краевые разломы (Турбин, 1964). В результате морфоструктуры хребтов обрастали ступенчатыми предгорьями — адырами. Важное значение имело образование поперечных (субмеридиональных) морфоструктур.

В формировании рельефа гор Средней Азии заметную роль сыграли не только вертикальные, но и гори-

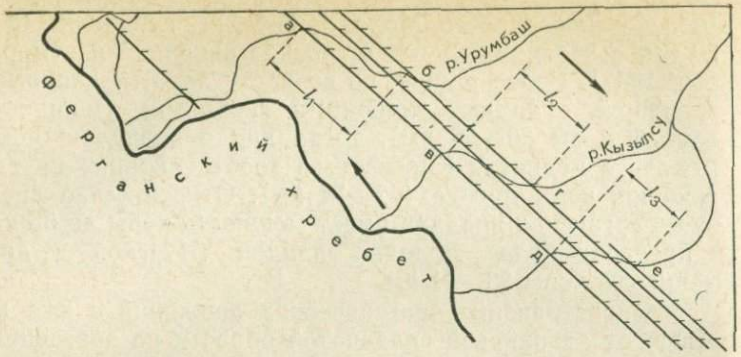


Рис. 93. Признаки горизонтальных движений земной коры в рисунке речной сети района Таласо-Ферганского разлома (по Е. Я. Ранцман и Г. Н. Пшенину):

l — амплитуда горизонтального смещения в долине реки Урумбаш между точками *а* и *б*, l_2 — то же, в долине реки Кызылсу, между точками *в* и *г*, l_3 — то же, между точками *д* и *е*

зонтальные новые и новейшие движения. Лучше всего в настоящее время изучены горизонтальные движения по Таласо-Ферганскому разлому. Установлено, что он представляет собой правосторонний сдвиг. Амплитуда горизонтальных смещений за мезо-кайнозой, по геологическим данным, оценивается в 60—120 км. Горизонтальные движения находят отражение и в рельефе. В зоне разлома речные долины образуют коленчатые перегибы, явно указывающие на взаимное смещение частей долины, расположенных по разные стороны от разлома (рис. 93). Такие смещения охватывают зону шириной 15—20 км; амплитуда суммарного смещения за плиоцен-четвертичное время оценивается в 10—15 км (Ранцман, Пшенин, 1963). Возможно, что крупный коленчатый изгиб в среднем течении реки Нарын также имеет сдвиговое происхождение; в таком случае *Нарынская впадина некогда могла быть* непосредственным продолжением Ферганской. Перемещение Ферганской впадины и Западного Тянь-Шаня на северо-запад, по Таласо-Ферганскому разлому, можно рассматривать — в свете идей А. В. Пейве — как результат движения на север Памирской глыбы в течение мезо-кайнозоя.

Формирование речной сети. Долины рек в различных регионах Памира и Тянь-Шаня существенно отличаются по времени заложения. Древние долины, заложение ко-

торых датируется мезозоем и палеогеном, приурочены к наиболее древним участкам суши — Центральному Тянь-Шаню, внутренней части Памира. Так, верхний отрезок долины реки Нарын имеет мезозойский возраст, он существовал еще в юрском периоде. По В. Н. Огневу (1949), в районе современного Ферганского хребта, тогда еще не существовавшего, была дельта Нарына. Здесь накоплены мощные дельтово-аллювиальные отложения юрского возраста, состав которых указывает на принос материала с востока, из района Хан-Тенгри. Пра-Нарын, как и почти все основные древние долины Тянь-Шаня, имел продольное (субширотное) направление, определявшееся приуроченностью его к синклинальным структурам (впадинам) (Шульц, 1948). Продольное направление было свойственно также рекам Памира, история которых прослеживается с олигоцена — они были приурочены к синклинальным впадинам. Такой же характер имела древняя речная сеть Копетдага, заложение которой относится к олигоцену — миоцену. Древние продольные долины широки, хорошо разработаны.

Не следует, однако, думать, что в ранние этапы развития речной сети все долины были продольными. Еще В. Н. Вебер (1929—1930 гг.) показал, что поперечные долины северного склона Туркестанского хребта тоже достаточно древние. По мере расширения поднятий хребта поперечные реки образовали несколько генераций конусов выноса (наземных дельт), последовательно выдвигая их все ближе к центру Ферганской впадины. С регрессивной эрозией поперечных долин связано начало глубокого расчленения исходных поверхностей выравнивания.

Древние долины возникали в условиях почти равнинного или низкогорного рельефа. Когда под влиянием новых и новейших движений начался рост горных хребтов, реки либо отклонялись от своего первоначального направления, либо преодолевали препятствия, постепенно перепиливая растущее горное поднятие. Это зависело от соотношения кинетической энергии речного потока и скорости поднятия поперечного хребта. При достаточной энергии размыва возникали антецедентные участки долин — это, как правило, узкие ущелья. Таково, например, глубокое ущелье, возникшее в месте пересечения рекой Нарын Ферганского хребта, начавшего расти с мелового периода на месте юрского прогиба.

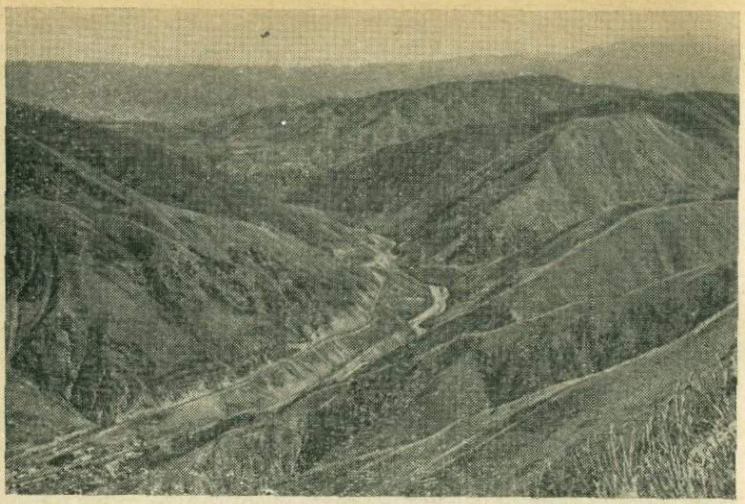


Рис. 94. Панорама северной части Боомского ущелья на Тянь-Шане

Фото Ш. Токомбаева

Многие исследователи считают древним — антецедентным — Боомское ущелье в месте пересечения рекой Чу хребта Кунгей—Алатау. Ш. Т. Токомбаев (1965), напротив, считает это ущелье молодым, возникшим только в позднем плейстоцене. Этот исследователь подразделяет Боомское ущелье на две части — северную и южную. Северная длиной 18 км (рис. 94) лучше выработана и является, по мнению Ш. Т. Токомбаева, древней долиной реки Конорчок, существовавшей значительно раньше образования южной части Боомского ущелья. На месте последней существовала горная перемычка — *древний водораздел между Иссык-Кульским и Чуйским* бассейнами. Образование южной части ущелья Ш. Т. Токомбаев объясняет прорывом вод древнего Иссык-Куля, имевшего, согласно взглядам ряда исследователей, более высокий уровень, чем теперь. Прорыву горной перемычки, возможно, способствовало сильное землетрясение, которое могло сопровождаться образованием открытой трещины (разлома).

Гипотеза Ш. Т. Токомбаева, развивающая представления *П. П. Семенова-Тян-Шанского, Л. С. Берга и* других исследователей, интересна, но она не дает реше-

ния «палеогеографической загадки Иссык-Куля», о которой писал И. П. Герасимов (1953). Кажется загадочным, почему река Чу проходит в нескольких километрах от Иссык-Куля, не впадая в него. И. П. Герасимов пришел к выводу, что озеро Иссык-Куль очень молодо и стало заполняться лишь со среднего плейстоцена. Связь озера с рекой Чу еще не возникла, но дальнейшее развитие долины Чу, видимо, может привести к частичному спуску озера. Свои представления И. П. Герасимов обосновывает тем, что террасовидные площадки, окружающие озеро, не содержат озерных осадков, а представляют собой подмытые озером и слившиеся площадки речных дельт, конусов выноса, делювиальных накоплений.

Отсюда следует, по И. П. Герасимову, что уровень Иссык-Куля никогда не был выше, чем в современную эпоху, и прорыва озерных вод в Боомское ущелье быть не могло. Однако З. А. Сваричевская (1965) вместе с Ш. Т. Токомбаевым, Б. А. Федоровичем продолжает считать высокие террасы Иссык-Куля озерными и поддерживает вывод С. С. Шульца (1948) о том, что озеро существует с неогена.

Мы остановились несколько подробнее на проблеме происхождения Боомского ущелья, чтобы показать, насколько сложной и до конца еще неясной является история перестроек речной сети рассматриваемых территорий. Наряду с ростом хребтов и образованием антецедентных отрезков долин существенное влияние на развитие речной сети оказало формирование поперечных субмеридиональных поднятий и разломов. К наиболее радикальным переменам привело развитие поперечных структур в Копетдаге: многие древние продольные долины были оставлены реками и развитие получили поперечные долины, более узкие, нередко имеющие вид ущелий.

На Памире, как показал О. К. Чедия (1957), рост поперечных поднятий в раннем плейстоцене привел к перестройке речной сети. Наряду с унаследованными продольными долинами возникли поперечные долины и отрезки долин. Наиболее крупный из них — субмеридиональный отрезок реки Пяндж, возникший в связи с ростом поперечного хребта Кохи-Лаль в Афганистане. В результате долина Пянджа в целом приобрела продольно-поперечный характер (по К. К. Маркову, 1965).

Аналогичного характера перестройки отмечены и для Тянь-Шаня. Н. П. Костенко (1958) изучила образование ряда поперечных долин в Южном Тянь-Шане, датировав их возникновение ранним — средним плейстоценом. К этому же времени М. Ж. Жандаев (1954) относит образование коленчатого рисунка речной сети в области западного окончания хребтов Заилийского Алатау, в бассейне рек Куршилик и Шарын. В результате ряда последовательных перехватов более древних (продольных) рек более молодыми (поперечными) здесь возникла также продольно-поперечная сеть. По-видимому, на Тянь-Шане, как и на Памире, образование поперечных долин и их агрессивность были связаны с формированием субмеридиональных поднятий и прогибов.

В целом вслед за К. К. Марковым (1965) можно констатировать, что продольные долины в горах Средней Азии выполняли функцию основной древнейшей сети. Однако с течением времени все более возрастала роль поперечной речной сети. К современной эпохе в Средней Азии, как и во многих других горных областях СССР, широкое распространение получили составные (продольно-поперечные) долины.

В ходе формирования речной сети произошло значительное углубление речных долин, вызванное общими поднятиями горных стран, но лишь частично компенсировавшее суммарное поднятие. Этапы врезания рек отмечены серией террас. Число террас, по данным различных авторов, достигает 8—10. Чередование эпох врезания и планации в долинах было сложной функцией тектонических движений и колебаний климата главным образом в связи со сменой ледниковых и межледниковых эпох.

Четвертичное оледенение. Важнейшим фактором, обусловившим оледенение гор Средней Азии, послужило тектоническое поднятие, приблизившее вершины хребтов к уровню снеговой линии. Показательно, что в Копетдаге, который не поднимается выше 2,5—3 км, нет горных ледников, тогда как все высокие (выше 4,2—4,3 км) горные узлы Памира и Тянь-Шаня отмечены развитием фирновых областей и ледников.

Современное оледенение значительно уступает древнему как по размерам ледников, так и по площади их распространения. Древнее оледенение охватывало и Ко-

петдаг, где на высотах 2,0—2,1 км обнаружены следы древней снеговой линии. Выше ее уровня сохранились ледниковые кары и цирки, ниже — троговые долины и морены (Э. Т. Палиенко). Следы более низкого, чем теперь, положения снеговой линии (3,4—3,5 км) и формы древнего оледенения широко распространены на Памире и Тянь-Шане. Думать, что в эпоху древнего оледенения горы были еще выше, чем теперь, нет никаких оснований. Очевидно, надо сделать вывод, что снижался уровень снеговой линии. Таким образом, на влияние тектонического поднятия накладывалось влияние другого фактора — общих изменений климата. Помимо этих двух основных факторов на оледенение гор оказывали влияние и многие другие причины (местное количество осадков, экспозиция склонов, уклоны поверхности и т. д.), что приводило к большому разнообразию типов и истории оледенения отдельных регионов.

Своеобразие древнего оледенения Памира отметил И. П. Герасимов (1964). По представлениям И. П. Герасимова, Памир как орографическое поднятие сформировался раньше окружающих его хребтов — Дарваза, Бадахшана, Гиндукуша, — в связи с чем он был открыт для приноса влаги и подвергся оледенению. Обширный ледниковый покров охватил сплошным чехлом весь Памир, за исключением вершин внутренних горных гряд, которые возвышались в виде нунатаков. Дальнейшее поднятие Памира происходило с сохранением на его поверхности ледникового чехла. Последний, по мнению И. П. Герасимова, сыграл решающую роль в консервации древнего рельефа Восточного Памира.

Древний (реликтовый) рельеф Памира не подвергался размыву и в период деградации древнего ледникового покрова. Отсутствие следов значительного размыва поверхности, как и следов мощной аккумуляции флювиогляциальных отложений, указывает на своеобразие процесса деградации ледников, покрывавших Памир. По мнению И. П. Герасимова, деградация осуществлялась в значительной мере путем энергичного испарения фирна. Причиной этому был огромный дефицит влаги в воздухе, обусловленный как общей аридизацией климата, так и все возраставшей изоляцией Памира от влагоносных западных и южных воздушных течений в связи с ростом окружающих хребтов. В этих условиях вместо ослабевавшего наземного оледенения развилось

оледенение подземное — вечная мерзлота (мощностью до 70 м).

Наиболее раннее оледенение Памира (покровного или полупокровного типа) О. К. Чедия (1965) относит к первой половине плиоцена. На вторую половину плиоцена приходится межледниковье. В речных долинах Западного Памира в межледниковую эпоху произошел эрозионный врез. На равнинах Турана межледниковье ознаменовалось наступлением плювиальных условий (плювиал I). Совпадение этих двух палеогеографических событий не было случайностью. Как и в современную эпоху, основные реки Турана (Пра-Амударья и др.) брали начало в горах. Таяние ледников и поступление в долины дополнительных масс воды усилили эрозию русл рек в верхних отрезках долин и привели к обводнению рек в их нижних отрезках, на равнинах Турана, что составляло, по И. П. Герасимову, главное содержание плювиальных эпох (см. гл. 7).

По данным О. К. Чедия, с начала четвертичного периода оледенение Памира вновь возросло; ледниковая эпоха охватила весь ранний плейстоцен. Особенности доледникового рельефа предопределили различия в характере оледенения Восточного и Западного Памира. В Восточном Памире с его сглаженным рельефом оледенение носило полупокровный характер. В Западном Памире, к тому времени уже глубоко расчлененном, оледенение было долинным. Раннеплейстоценовые морены, флювиогляциальные и аллювиальные галечники связаны с высокими террасами рек (IX, VIII террасы).

Начало среднего плейстоцена ознаменовалось отступанием ледников. Со среднеплейстоценовым межледниковьем снова оказались связаны врез долин Памира и обводнение речной сети на равнинах Турана (плювиал II). На эпоху между ранне- и среднеплейстоценовыми оледенениями приходится главная фаза образования глубоких долин Западного Памира (Щукин, 1964). Амплитуда среза в эту эпоху была максимальной: глубина некоторых долин Западного Памира возросла на 2 км. В ходе углубления долин сформировались две цикловые (VII и VI) террасы.

Со второй половины среднего плейстоцена ледники стали снова наступать. Новая ледниковая эпоха охватила конец среднего и часть позднего плейстоцена. Это оледенение было долинным. Глубокие эрозионные доли-

ны были преобразованы в троги. Имеется также много каров, врезанных или прислоненных к моренам раннеплейстоценового оледенения (Герасимов, 1964). В период оледенения образовалась аккумулятивная (V) терраса (Чедия, 1965).

Бо́льшая часть позднего плейстоцена приходится на межледниковую эпоху, с которой связан эрозионный врез в долинах амплитудой 100—350 м и образование I—IV террас (О. К. Чедия). Это горное межледниковье соответствует плювиалу III на равнинах Турана. Окончание позднего плейстоцена и начало голоцена были отмечены новым небольшим увеличением ледников. В современную эпоху фиксируется отступание ледников.

Как подчеркивает О. К. Чедия, оледенение Памира развивалось на протяжении всего четвертичного периода. Даже в периоды межледниковий полного исчезновения ледников не происходило. Поэтому, возможно, правильнее было бы говорить не о ледниковых и межледниковых эпохах, а о стадиях и интерстадиалах единой плиоцен-четвертичной ледниковой эпохи.

О. К. Чедия обращает внимание также на относительную метахронность в увеличении и сокращении площади оледенения в разных частях Памира. Это интересное явление обусловлено как своеобразием рельефа, так и неодинаковым темпом поднятий разных горных хребтов.

На Тянь-Шане первое оледенение произошло не раньше четвертичного периода. Раннеплейстоценовое оледенение охватило, по-видимому, только наиболее высокие горные массивы (Хан-Тенгри и др.). Более обширное (максимальное) оледенение приходится на средний плейстоцен. Меньшее по размерам оледенение было в позднем плейстоцене. В связи с аридизацией климата суровые климатические условия привели к формированию вечной мерзлоты на сыртах Тянь-Шаня и на Восточном Памире.

Морфоскульптура, современные экзогенные и эндогенные процессы

Вертикальная геоморфологическая поясность. Характерная особенность горных сооружений Средней Азии — вертикальная геоморфологическая поясность, или ярусность. Впервые на эту особенность указал К. К. Марков,

в дальнейшем представления о геоморфологической поясности развивались многими исследователями.

Наиболее общей является схема вертикальных зон, предложенная Н. П. Костенко (1966); схема включает четыре геоморфологические зоны.

Внутренняя зона (1) наиболее высоко приподнята, охватывает области сглаженного реликтового рельефа, сформировавшегося до общего сводового поднятия. Сюда относятся сыртовая зона Тянь-Шаня, нагорье Восточного Памира. Широкое распространение этой зоны — важное отличие Тянь-Шаня и Памира от молодых гор альпийского пояса (Большой Кавказ, Альпы). В Копетдаге внутренняя зона выражена значительно слабее; к ней лишь условно можно отнести уплощенные вершины и плоскодонные древние долины.

Внешняя горная зона (2) представлена молодым эрозионным и ледниково-эрозионным (альпийским) рельефом. Здесь развиты глубокие ущелистые долины и крутосклонные хребты. Эта зона максимальной глубины расчленения сформировалась на склонах сводообразных горных поднятий (геоблоков) в процессе их воздымания. Ниже расположен умеренно расчлененный рельеф предгорной зоны (3) с аридно-денудационной морфоскульптурой. Внешняя горная и предгорная зоны с молодой морфоскульптурой концентрически опоясывают внутреннюю зону с древней (реликтовой) морфоскульптурой. Наконец, в центральных частях межгорных и предгорных впадин развит слабо расчлененный аридно-денудационный и аккумулятивный рельеф подгорно-равнинной зоны (4).

Как видно, наиболее сложная морфоскульптура (с максимальной глубиной расчленения) приурочена не к вершинам морфоструктурных сводов (зона 1), а к их склонам (зона 2). Это связано с тем, что именно в зоне (2) новейшие и современные экзогенные процессы достигают максимальной интенсивности.

При более детальном анализе горного рельефа выделяется бóльшее количество вертикальных геоморфологических (морфоскульптурных) поясов, или ярусов, в основном за счет подразделения внешней горной зоны (2). Системы ярусов, намеченные разными геоморфологами, не вполне идентичны. Это объясняется как реальными различиями морфологического строения гор, так и особенностями методического подхода. Принципиаль-

но сходные схемы ярусности рельефа дали для Памира И. С. Щукин (1964) и для Тянь-Шаня Е. Я. Ранцман (1968). Согласно этим схемам, выделяются три яруса гор: верхний, средний и нижний. При этом верхний ярус соответствует зоне (1), по Н. П. Костенко; средний и нижний ярусы отвечают зоне (2).

1. Верхний ярус представлен нагорьем Восточного Памира и сыртовой зоной Тянь-Шаня. В первом случае — это ландшафт средневысотных сглаженных гор, во втором — ландшафт мягкохолмистых нагорных равнин, издали кажущихся почти плоскими. Местами над уровнем нагорных равнин поднимаются островные гряды и горы. Амплитуды высот в пределах яруса на Памире — 1,5 км, на Тянь-Шане — обычно до 0,5—1 км. В основе морфологических ландшафтов верхнего яруса лежат формы древнеденудационной (местами древнеаккумулятивной) морфоскульптуры. Эти морфологические ландшафты, будучи быстро подняты на большую высоту, «оторвались» от базиса эрозии и оказались в значительной мере законсервированными. Однако их нельзя считать в полном смысле реликтовыми, так как они подверглись и тектоническим деформациям, и воздействию разнообразных экзогенных процессов. З. А. Сваричевская (1965) подчеркивает, что сырты Тянь-Шаня — это не то же самое, что древние поверхности выравнивания, хотя их часто отождествляют. Древние поверхности верхнего яруса в результате деформаций образовали пологие поднятия и впадины. Собственно сыртами называют днища высоко поднятых впадин, почти еще не затронутые эрозией рек, связанных с низкими базисами эрозии.

При отсутствии мощной глубинной эрозии преобразования морфологических ландшафтов верхнего яруса экзогенными процессами выразились главным образом в наложении форм ледникового и нивального происхождения — ледниковых цирков, каров, морен и др. Многие хребты в сыртовой зоне Тянь-Шаня имеют альпийский рельеф. Кары, цирки придают им острые, зазубренные очертания. Вместе с тем выделяются хребты с древнеденудационными, сглаженными формами. По наблюдениям Н. М. Богдановой, в Западном Тянь-Шане широко распространены ледниково-нивальные уровни; в некоторых районах эти молодые поверхности занимают бо́льшие площади, чем остатки древнего пенеплена. Вечно-

мерзлый слой грунтов в верхнем ярусе Памира и на Тянь-Шане способствует развитию форм криогенной морфоскульптуры. К ним относятся структурные грунты (полигональные и полосчатые), наледи, бугры пучения, термокарст, солифлюкционные шлейфы (Горбунов, 1965; Исаев и др., 1964; Костенко, 1966).

2. Средний ярус, по Е. Я. Ранцман, характеризуется преимущественно ландшафтом средне расчлененных гор. Глубина эрозионного расчленения в среднем ярусе не превышает обычно 0,4—0,6 км, достигая в отдельных районах 1—1,5 км. Средний ярус занимает междолинные, а в некоторых хребтах — приосевые пространства. И. С. Щукин относит к среднему ярусу долины и котловины Восточного Памира со сравнительно широкими днищами и пологими склонами; остатки этого яруса на Западном Памире сохранились на высотах 3,5—3,8 км. По долинам второстепенных притоков средний ярус рельефа еще не затронут молодым эрозионным расчленением, распространяющимся со стороны нижнего яруса.

3. Нижний ярус отличается максимальной глубиной расчленения: на Тянь-Шане она составляет от 0,5—0,8 км до 1—1,5 км, на Западном Памире — до 2,2 км (Лоскутов, 1963). Нижнему ярусу свойственны ландшафты глубоко расчлененных гор. Здесь господствуют крутосклонные хребты, глубоко врезанные долины, ущелья с очень крутыми бортами. По основным долинам ландшафт глубоко расчлененных гор распространяется далеко вверх.

Ведущую роль в образовании рельефа в среднем и нижнем ярусах приобретает речная эрозия, особенно глубинная эрозия (врез). В условиях расчлененного крутосклонного рельефа среднего и нижнего ярусов криогенные (солифлюкционно-делювиальные) процессы медленного перемещения материала, свойственные верхнему ярусу, в значительной мере замещаются гравитационными процессами — образованием камнепадов, осыпей, обвалов, оползней, селей. Выделяются две морфоскульптурные группы средне и глубоко расчлененных гор. Районы, подвергавшиеся значительному древнему оледенению и несущие современные ледники, характеризуются альпийскими формами рельефа хребтов, долинными трогами. Районам, не подвергавшимся оледенению, свойственна водноэрозионная морфоскульптура.

Периферические части горных массивов Средней Азии характеризуются средне- и низкогорными ландшафтами, характерными аридно-денудационными ландшафтами адыров.

Аридные условия рельефообразования придают четкую выраженность тектоническим структурам как адырной полосы (Фергана), так и низкогорьям и среднегорьям. Многие исследователи отмечали структурность рельефа Таджикского низкогорья. Каждая антиклинальная складка, если она не размыта или размыта слабо, представляет собой хребет или возвышенность. В случае бóльшего размыва антиклинальная структура выражается несколькими асимметричными хребтами (куэстами) со склонами (крыльями), бронированными устойчивыми пластами (О. К. Чедия).

Вдоль подножий гор Тянь-Шаня, Копетдага развиты своеобразные типы аридно-денудационной морфоскульптуры: *адыры, чули (холмисто-увалистые ландшафты)*, кыры (столово-останцовые ландшафты). Эти ландшафты возникали в результате расчленения логами и долинами осадочных пород, четвертичных лёссов. При сохранении остатков исходной поверхности (иногда бронированной) возникают столово-останцовые формы. При очень частом расчленении образуются бедленды. В северо-западной Фергане развит особый геоморфологический ландшафт — чильмахрам, имеющий тектонико-эрозионно-дефляционный генезис (Горянин, 1965). Этот тип морфоскульптуры приурочен к поверхности низких террас Сырдарьи и представляет собой неглубоко, но сложно расчлененную равнину. Дефляция создала здесь продольные (параллельные реке) понижения, эрозия — поперечные. Останцовые гряды и хребтики резко расчленены глубокими крутостенными оврагами.

Стационарные наблюдения в районах сухих субтропиков (близ Душанбе) и влажных субтропиков (близ Сочи) показали, что почвы влажных субтропиков более устойчивы против эрозии (Бурыкин, 1962). Основная причина — буйно развивающаяся растительность во влажных субтропиках, которая скрепляет почву корнями, увеличивает ее структурность и придает прочность. Если в условиях влажных субтропиков основное средство борьбы с эрозией — дренаж и сброс излишних поверхностных вод, то в сухих субтропиках необходима планировка размываемых участков и водорегулирование.

Современные процессы рельефообразования. В бассейне реки Чон-Кызылсу более 30 лет назад Институтом географии АН СССР была основана высокогорная Тяньшанская физико-географическая станция (ныне станция принадлежит Академии наук Киргизской ССР). Многолетние наблюдения на станции позволили выявить важные закономерности экзогенных процессов рельефообразования в горах, оценить скорости движения и вскрыть механизм образования селей, осыпей, камнепадов, обвалов и других склоновых процессов.

На основе полевых наблюдений с применением повторных фототеодолитных съемок, а также по данным дешифрирования аэрофотоснимков, М. И. Иверонова (1968) изучила распространения различных процессов денудации склонов в районе Тяньшанской станции. Сравнивались между собой средний ярус рельефа, отвечающий альпийскому и субальпийскому поясам, и нижний ярус, соответствующий лесо-лугово-степному вертикальному поясу. В этих двух поясах, как и в соответствующих поясах Памира, важнейшая роль в морфогенезе принадлежит гравитационным процессам, хотя интенсивность их на Тянь-Шане в целом, по-видимому, ниже.

Подсчет количества форм на единицу площади позволил вскрыть интересные различия в характере процессов средней и нижней зоны. При переходе от среднего яруса к нижнему количество гравитационных форм уменьшается очень сильно — почти в 4 раза, форм нивально-денудационного происхождения становится меньше в 2 раза. Наоборот, число флювиальных форм в том же направлении возрастает, хотя и незначительно. Число форм, обусловленных деятельностью селевых потоков, в нижнем ярусе возрастает в 3,5 раза по сравнению со средним ярусом.

М. И. Иверонова охарактеризовала количественно также соотношения площадей участков горных склонов, развивающихся под воздействием различных процессов (табл. 8). Как видно, и в среднем и в нижнем ярусах рельефа преобладают обвально-камнепадные движения и процессы делювиального сноса и смыва; ими охвачено в сумме от 67 до 100% площади склонов. При этом в среднем ярусе рельефа наиболее развиты камнепады и обвалы (в среднем 48%), а следующее место занимают процессы делювиального сноса и смыва (39%). В ниж-

нем ярусе они меняются местами: на первое место выходят делювиальный снос и смыв (62%), а камнепады и обвалы отступают на второй план (35%). В нижнем ярусе по сравнению со средним значительно сокращаются площади склонов, подверженные солифлюкции (в 5 раз), а также участки склонов, на которых рыхлый обломочный материал переносится ледниками (в 3 раза).

Материалы Тяньшанской станции свидетельствуют о большом влиянии экспозиции склонов на распределение элементов морфоскульптуры и современных процессов сноса. Это влияние особенно сказывается в нижнем ярусе рельефа, где наиболее резок контраст между склонами северной и южной экспозиции. На склонах южной экспозиции роль камнепадов сильно ослабевает, а роль процессов делювиального сноса, напротив, возрастает. На южных склонах отсутствуют процессы солифлюкции и процессы переноса материала ледниками, которые наиболее развиты на северных склонах (см. табл. 8). В целом эти количественные данные хорошо согласуются с представлениями Э. М. Мурзаева (1964) и В. С. Преображенского (1966) о большом влиянии фактора экспозиции на горные ландшафты.

Наряду с климатическими условиями особенности экзогенных процессов и форм морфоскульптуры в горах Тянь-Шаня определяет петрографический состав пород, которыми сложены склоны. Так, некоторые аккумулятивные формы ледникового генезиса приурочены главным образом к склонам, сложенным гранитоидами, оплывно-натечные формы — к сланцевым склонам.

М. И. Иверонова (1968) указывает на исключительно большое влияние антропогенного фактора на характер и интенсивность склоновых процессов. Это влияние подчас полностью изменяет характер природных закономерностей. В частности, влиянием антропогенного фактора — чрезмерной рубкой леса и примитивным способом его спуска со склонов — объясняется резкое увеличение селей в нижнем по своей природе лесном ярусе рельефа.

Проведение геоморфологических исследований, развертывание стационарных наблюдений над экзогенными процессами рельефообразования крайне необходимы для рационального использования естественных ресурсов Памира и Тянь-Шаня. В частности, данные о характере экзогенных процессов необходимо учитывать

Таблица 8

Соотношение площадей участков горных склонов, развивающихся под воздействием различных процессов (в %)

(район Тяньшанской физико-географической станции)
(по М. И. Иверонової, 1968)

Процессы	Экспозиция				
	Северная	Южная	Восточная	Западная	Среднее
Нижний ярус гор					
1. Камнепады, обвалы коренных пород + делювиальный смыв и снос	51	29	32	28	35
2. Делювиальный смыв и снос, дефлюкция	36	71	67	72	62
3. Солифлюкция	9	—	—	—	2
4. Перенос обломочного материала ледником	4	—	1	—	1
Итого...	*100*	*100*	*100*	*100*	*100*
Средний ярус гор					
1. Камнепады, обвалы коренных пород + делювиальный смыв и снос	43	46	49	53	48
2. Делювиальный смыв и снос, дефлюкция	24	54	31	47	39
3. Солифлюкция	26	—	15	—	10
4. Перенос обломочного материала ледником	7	—	5	—	3
Итого...	100	100	100	100	100

при разнообразном строительстве в горных районах. Игнорирование этих данных нередко влечет за собой разрушение сооружений, серьезные убытки. Например, в Боомском ущелье трасса железной дороги Фрунзе—Рыбачье проходит по сложнейшим в геолого-геоморфологическом отношении участкам (Токомбаев, 1965). Наиболее опасен район *«глыбовой осыпи» — остатка* гигантского раннеплейстоценового обвала (по Б. А. Федоровичу). После каждого дождя обвал приходит в

движение. За период с 1942 по 1964 г. на работы по укреплению «глыбовой осыпи» было затрачено более 1 млн. руб. (в современном масштабе цен). Однако эти затраты не оправдали себя, так как дорога по-прежнему находится под угрозой обвалов. Опасность усугубляется тем, что через вершину обвала проходит активный разлом, с которым во время землетрясений могут быть связаны катастрофические обвалы. Между тем еще в 1928 г. Б. А. Федорович предлагал провести железную дорогу по террасе реки Чу, в обход «глыбовой осыпи». Однако этот вариант требовал возведения двух арочных мостов, и строители от него отказались. В настоящее время Ш. Т. Токомбаевым разработан уточненный вариант трассы железной дороги, в обход «глыбовой осыпи», с полным учетом геоморфологических условий. Перестройка участка железной дороги в соответствии с этим вариантом не только быстро окупится, но и предотвратит последствия возможных стихийных бедствий.

Осыпи, обвалы, оползни широко распространены в нижних ярусах гор и предгорьях Памира и Тянь-Шаня. Известен, например, огромный Абадский оползень (в предгорьях Гиссарского хребта). Образование оползня относится еще к 1910—1912 гг., но он активизируется ежегодно, создавая угрозу селу Абад (И. А. Петрухина). Образованию оползней, обвалов способствуют сильные землетрясения. По данным К. В. Курдюкова (1964), Акташский обвал в Алайской долине, происшедший в начале голоцена в связи с землетрясением, перекрыл площадь около 35 кв. км (общая масса перемещенной породы — около 1 куб. км, удаление от места срыва — около 20 км).

Высокая сейсмичность (до 9—10 баллов) горных районов Средней Азии создает постоянно большую угрозу населенным пунктам, гидростанциям, каналам и другим сооружениям. При разработке актуальной проблемы прогноза землетрясений в Средней Азии необходимо учитывать геоморфологические и геодезические данные о новейших и современных движениях земной коры.

Проблема прогноза землетрясений расчленяется на две задачи — прогноз места и прогноз времени землетрясений. Решение первой задачи сводится по существу к проведению сейсмического районирования с выделе-

нием регионов с различной степенью сейсмической опасности. При детальном сейсмическом районировании данные о новейших и современных движениях используются достаточно широко. Участки повышенных скоростей и градиентов движений, молодые, только начинающие свое формирование разломы и складки, места пересечения разнонаправленных активных дислокаций — все подобные районы, выявленные по геолого-геоморфологическим признакам, относятся к числу наиболее активных в сейсмическом отношении.

Значительно слабее разработана трудная, но заманчивая проблема прогноза времени землетрясений. Можно думать, однако, что в принципе эта проблема разрешима, причем для нее также окажутся небесполезными геоморфологические и геодезические данные о современных движениях земной коры. Анализ всего имеющегося (пока еще весьма скудного) материала привел автора настоящей книги к представлению о трех типах движений земной коры в сейсмичных районах; эти типы обозначаются греческими буквами α, β, γ.

Движения типа α — это медленные (вековые) движения, проявляющиеся в течение длительного спокойного периода между вспышками сейсмической активности. Движения типа β — аномальные движения, проявляющиеся в период подготовки землетрясения. Наконец, движения типа γ — быстрые движения, часто разрывного типа, проявляющиеся в момент самого землетрясения (рис. 95).

Движения типа β — предвестники землетрясения, они имеют обычно увеличенную скорость по сравнению с движениями типа α. Иногда с появлением фазы β меняется знак движений; в отдельных случаях движение вообще прекращается, наступает как бы «затишье перед бурей». Важно отметить, что движения типа β проявляются за достаточно долгий срок до землетрясения. Например, движения-предвестники начались примерно за 14 лет до сильнейшего землетрясения в Ниигата (Япония) 1964 г. Анализ повторных нивелирований в эпицентральной области Ташкентского землетрясения 1966 г. (за период с конца XIX столетия до наших дней) показал, что примерно в 1942 г., т. е. за 24 года до землетрясения, здесь произошли заметные изменения в характере движений: в некоторых пунктах произошло резкое усиление интенсивности движений, в других пунк-

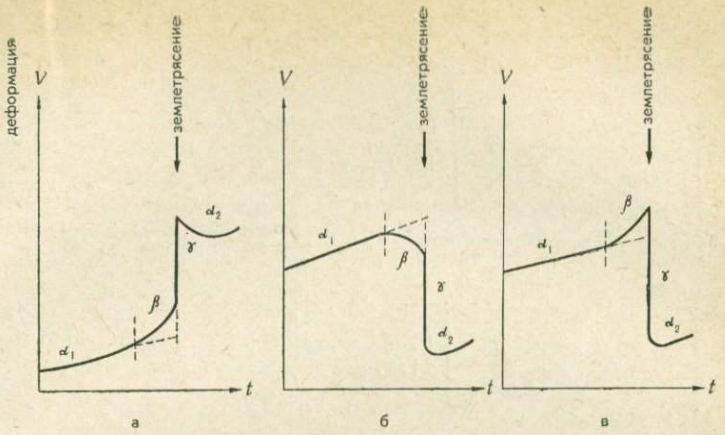


Рис. 95. Типы движений земной коры сейсмичных областей:

α — медленные движения периодов сейсмического покоя; β — движения—предвестники землетрясения; γ — движения периода землетрясения

тах к тому же изменился на противоположный знак движений (поднятие сменилось опусканием).

Смена различных типов движений земной коры в ходе подготовки землетрясения, по-видимому, оказывает влияние на другие процессы, в частности на степень «раскрытости» глубоких разломов и на интенсивность циркуляции по ним подземных вод. Этим, вероятно, можно объяснить замечательный факт, обнаруженный В. И. Уломовым в Ташкенте: резкое увеличение содержания радона в подземных водах за несколько месяцев или дней до значительных сейсмических толчков. Кривая изменений содержания радона по своему общему характеру весьма напоминает типичную кривую изменений скоростей движений земной коры перед землетрясением (рис. 96) и также позволяет выделять три фазы, обозначенные выше как α, β, γ.

Все изложенное вселяет надежду на возможность решения проблемы прогноза землетрясений — грозного природного явления, более всего страшного тем, что неизвестно, когда оно может произойти. В комплексе работ по прогнозу землетрясений видное место должны занять постоянные наблюдения за ходом движений земной коры. По предложению Ю. Д. Буланже и автора настоящей книги в ряде районов СССР, и прежде все-

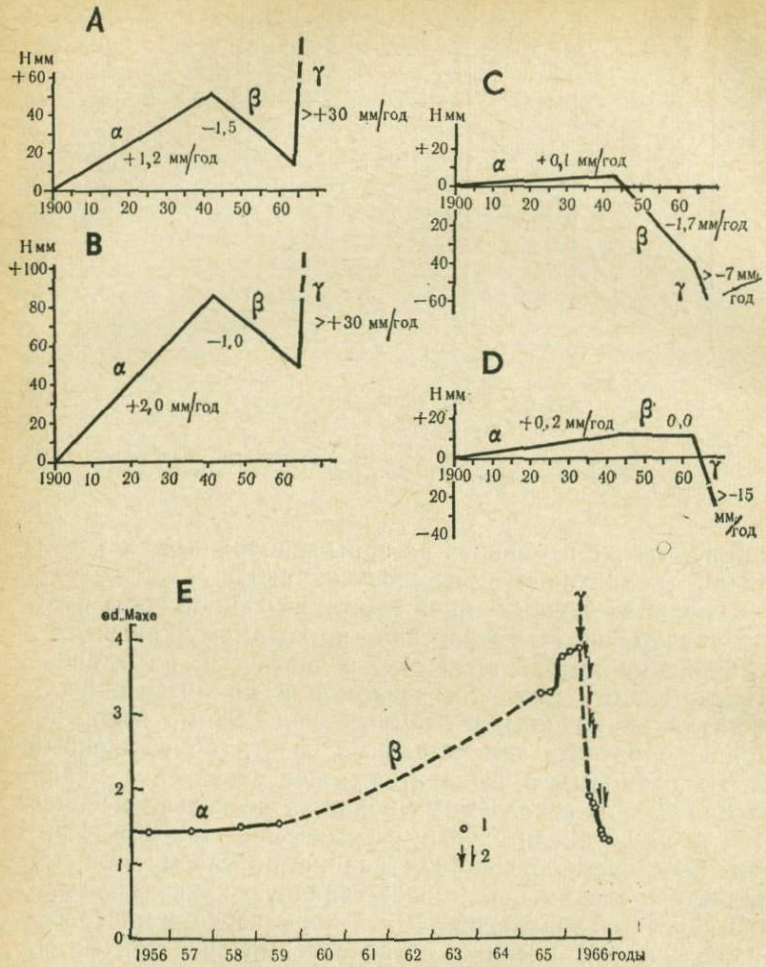


Рис. 96. Признаки движений земной коры в районе Ташкента:

A, B, C, D — *графики изменения высот* четырех точек в районе Ташкента за период с 1900 по 1967 г. (точки A, B — в эпицентральной зоне землетрясения 1966 г., C и D — за пределами эпицентральной зоны). Подписаны скорости движений за разные периоды в мм/год; E — кривая изменения содержания радона в подземных водах Ташкента (по В. И. Уломову); *1 — замеры содержания* радона; 2 — момент землетрясения 26 апреля 1966 г. и сильных повторных толчков

го в сейсмичных областях, создаются геодинамические полигоны, где систематически проводятся геодезические, геолого-геоморфологические и геофизические наблюдения за ходом движений земной коры. В Средней Азии геодинамические полигоны созданы в районах Ашхабада, Ташкента, Гарма, Алма-Аты; проведение работ на полигонах имеет важное научное и практическое значение.

Глава 11
ГОРЫ ЮГА СИБИРИ

Непроглядно темна,
Бесконечна, тайга
Ты сибирская.
По горам, по хребтам,
По глубоким падям
Ты раскинулась.
Старинная сибирская песня

Орография и морфоструктура

Общая характеристика. Пояс гор юга Сибири имеет очень большую протяженность: он вытянут в субширотном (восток-северо-восточном) направлении более чем на 3,5 тыс. км, охватывая сектор земного шара примерно в 50° (от 82 до 132° в. д.).

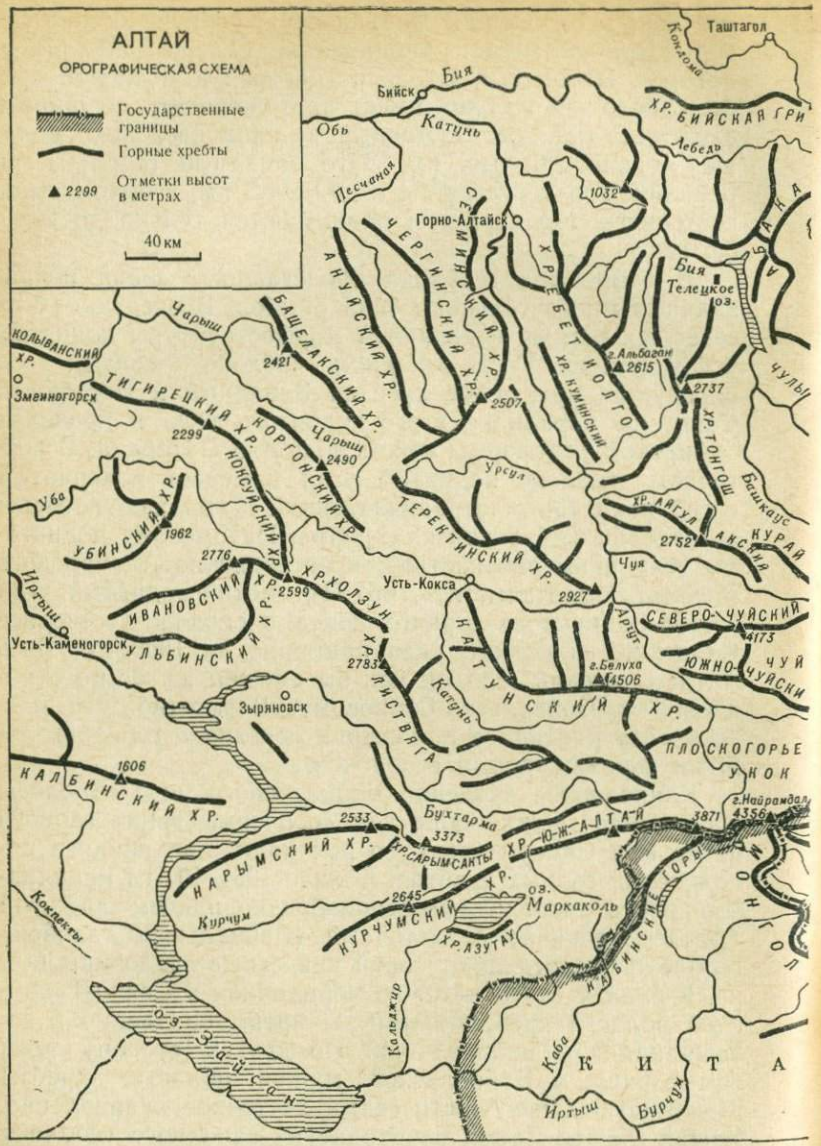
В орографическом и морфоструктурном отношении Южно-Сибирский горный пояс обнаруживает некоторую симметричность строения. «Осью симметрии» пояса в целом служит меридиональная полоса 105—107°, на важное значение которой в орографии и морфоструктуре Сибири мы уже указывали (вслед за Н. А. Флоренсовым) в предыдущей главе 10. В этой меридиональной полосе, которую назовем Байкальским швом, происходит снижение высот или полное выклинивание горных хребтов (Хангайский хребет, Монгольский Алтай); к этой же полосе тяготеет цепь впадин вдоль низовьев Селенги и наиболее древняя (олигоценовая или доолигоценовая, по Б. Ф. Луту, 1964) часть впадины Байкала.

По обе стороны от «оси симметрии» расположены два грандиозных геоблока. На западе лежит Алтае-Саянский геоблок (Ю. П. Селиверстов, 1968, называет его Алтае-Саяно-Тувинским поднятием), он включает Алтай, Западный Саян, Восточный Саян, Тувинское нагорье. На востоке расположен Байкальско-Становой

геоблок, включающий Байкальскую горную область — горы Прибайкалья и Забайкалья, Северо-Байкальское нагорье, Патомское, Становое нагорья и Становой хребет. Западный геоблок имеет протяженность по широте около 1,5 тыс. км. Восточный геоблок несколько больше — около 2,0 тыс. км. Зато западный геоблок, где вершины гор достигают 4 и даже 4,5 км, в целом выше восточного, где вершины поднимаются только до 2,5—3,0 км.

В плане оба геоблока представляют собой неправильные многоугольники типа ромбов. В очертаниях их северных границ выделяются морфоструктуры поднятых углов (см. гл. 1). В западном геоблоке поднятый угол образуется при стыке хребтов Западный и Восточный Саян; на меридиане этого поднятого угла в пределах Сибирской платформы лежит поднятие Путорана. В восточном геоблоке поднятый угол намечает коленчатый изгиб реки Лены, ограничивающий Патомское нагорье; в пределах Сибирской платформы Патомскому поднятому углу примерно соответствует поднятие Анабарского массива. Надо заметить, что Патомский поднятый угол Южно-Сибирского горного пояса расположен севернее Саянского поднятого угла примерно на 1000 км. Весь Алтае-Саянский геоблок как бы смещен на юг по отношению к Байкальско-Становому. Возможно, что частично эта разница в положении связана с горизонтальными перемещениями геоблоков.

Капитальное значение Байкальского шва (полосы 105—107-го меридианов) как «оси симметрии» горного пояса юга Сибири наглядно выступает при анализе направлений горных хребтов. Вблизи 105—107-го меридианов хребты расположены веерообразно, причем западный (Алтае-Саянский) и восточный (Байкальско-Становой) геоблоки представляют собой как бы две половины веера. К западу от 105—107-го меридианов в Саяно-Тувинской области хребты вытянуты преимущественно в северо-западном направлении. По другую сторону «оси симметрии», в Байкальской горной области, хребты имеют по бóльшей части северо-восточное направление. Хребет Хамар-Дабан переходит из западного геоблока в восточный, как бы соединяя обе половины веера. На западном и восточном окончаниях горного пояса юга Сибири хребты приобретают широтное направление (Алтай, Становой хребет).


АЛТАЙ
ОРОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА
Государственные границы
Горные хребты
▲ 2299 Отметки высот в метрах
40 км
Таштагол
Бийск
Бия
Обь
Катунь
Песчаная
Горно-Алтайск
Чарыш
Змеиногорск
Колыванский хр.
Тигирецкий хр.
Убинский хр.
Усть-Каменогорск
Иртыш
Ивановский хр.
Усть-Кокса
Зыряновск
Калбинский хр.
Нарымский хр.
Курчум
Коктекты
Бухтарма
Чуя
Катунь
Северо-Чуйский хр.
Южно-Чуйский хр.
г. Белуха 4506
г. Найрамда 4356
Ю-Ж. Алтай
Сарымсакты хр.
Маркаколь оз.
Курчумский хр.
Кальджир
Кабы
Бурчум
К И Т А Й
Монгольская Народная Республика
Телецкое оз.
г. Альбаган 2615
Тонгош
Аргут
Аксай
Курай
Чулышман
Башкаус
Чулышманское нагорье
Ташлып
Абакан
Джебашский хр.
Сабинский хр.
Западный Саян
Мон-Абакан
Бол. Абакан
г. Кызыл-Тайга 3121
г. Ажу-Тайга
Шапшальский хр.
Алаш
Хемчик
Цаган-Шибэту хр.
г. Мунгун-Тайга 3976
Кош-Агач
Чихачева хр.
Сайлюгем хр.
оз. Ачит-Нур
Кобдо
Улэгэй
Монгольская Алтайская
Хр. Нарлыг
Хр. Ойлонг
Хр. Кумирский
Хр. Ак-Кем
Хр. Азутай
Хр. Бийская Грива
Хр. Бет
Хр. Холзун
Хр. Ойлонг
Хр. Аягул
Хр. Ойлонг
Хр. Ойлонг
Хр. Ойлонг

бет — до 3148 м. Шапшальский хребет — до 3613 м). В центральной части высокие горные хребты подвергались оледенению и отличаются рельефом альпийского типа — крутыми склонами, скалистыми гребнями с многочисленными труднодоступными пиками (Н. И. Михайлов).

Другой характер имеют хребты к северу и западу от центрального горного узла. Они здесь ниже (до 2—2,5 км, редко больше); господствуют наиболее типичные для Алтая средневысотные хребты и массивы высотой 1,5—2,5 км с плоскими, слабо пересеченными вершинами — остатками древней поверхности выравнивания. Альпийских форм рельефа нет. Зато склоны хребтов, как и в центральном горном узле, крутые, глубоко расчленены эрозией. Такие сочетания выровненных вершин и крутых склонов типичны для возрожденных гор (см. гл. 1). Хребты и массивы периферической части Алтая по своему направлению нередко продолжают хребты центрального горного узла и в целом тоже образуют «веер». Так, продолжением высоких (свыше 3 км) хребтов Южный Алтай и Сарымсакты широтного направления можно считать хребты Нарымский (до 2533 м) и Калбинский (до 1606 м). К Калбинскому примыкает Рудный Алтай — низкие отроги гор.

Для Алтая, как и для других звеньев Южно-Сибирского горного пояса, характерны крупные межгорные котловины тектонического происхождения; они носят местное название степей — Чуйская степь, Курайская, Абайская и другие степи. На Алтае много озер (более 3000), среди них краса Алтая — Телецкое озеро в долине реки Бия, озеро Джулукуль в истоках Чулышмана, озеро Маркаколь; все они лежат в тектонических впадинах.

От Шапшальского хребта Алтая почти под прямым углом отходит Западный Саян, начинающийся в горном узле Ажу-Тайга [1] высотой до 2858 м. Как и в других *горных странах*, морфоструктурный узел на стыке Алтая и Западного Саяна дает ответвления в виде пониженных хребтов, как бы продолжающих направления основных хребтов (образующих горный узел). К ним можно отнести, с одной стороны, Абаканский хребет

---

[1] Слово «тайга» в названиях хребтов *Саяно-Тувинского нагорья* означает «безлесные вершины», «гольцы».

(до 1984 м) и его продолжение — Кузнецкий Алатау (до 2178 м), с другой стороны, Салаирский кряж (до 621 м).

Сложенный метаморфизованными толщами известняков, песчаников, сланцев и гранитами, Салаирский кряж представляет собой возвышенность с выровненной, платообразной поверхностью. Он вытянут в северо-западном направлении, как бы продолжая линию Чулышманского хребта Алтая. В профиле кряж асимметричен: его склон, обращенный на северо-восток, к Кузнецкой впадине, более крутой, чем противоположный.

Кузнецкий Алатау — настоящая горная страна со сложным орографическим строением. Подобно Салаирскому кряжу Кузнецкий Алатау построен асимметрично: он круто поднимается над Кузнецкой котловиной на западе и более полого снижается к Чулымо-Енисейской и Минусинской котловинам на востоке. Кузнецкий Алатау постепенно снижается в направлении на север, к Западно-Сибирской равнине. Если в южной части, где Кузнецкий Алатау примыкает к Абаканскому хребту и Горной Шории, высоты нередко превышают 1,5—2 км, то на севере (на широте Кемерова) они не достигают 1 км. На крайнем северном отрезке, где высоты не превышают 300—500 м (в междуречье Томи и Кии), Кузнецкий Алатау приобретает северо-западное направление. Как отмечает С. С. Воскресенский (1962), Кузнецкий Алатау нельзя назвать хребтом. Это плоскогорье с высотами 400—800 м, над которым поднимаются отдельные хребты, гряды и массивы.

Основная часть Кузнецкого Алатау имеет субмеридиональное направление и как бы продолжает линию Шапшальского хребта Алтая. Меридиональные линии играют важную роль в морфоструктуре Саяно-Тувинского нагорья.

Между Салаирским кряжем и Кузнецким Алатау заключена Кузнецкая котловина с высотами поверхности от 400 до 150 м. Окаймляющие хребты обрываются к днищу котловины крутыми уступами. Над ровным днищем котловины, расчлененным широкими долинами рек Томи и Ини, поднимаются невысокие кряжи субширотной ориентировки — Салтымаковский (до 734 м), Тарадановский (до 489 м).

Западный Саян представляет собой сложную горную систему, вытянутую на 650 км в восток-севе-

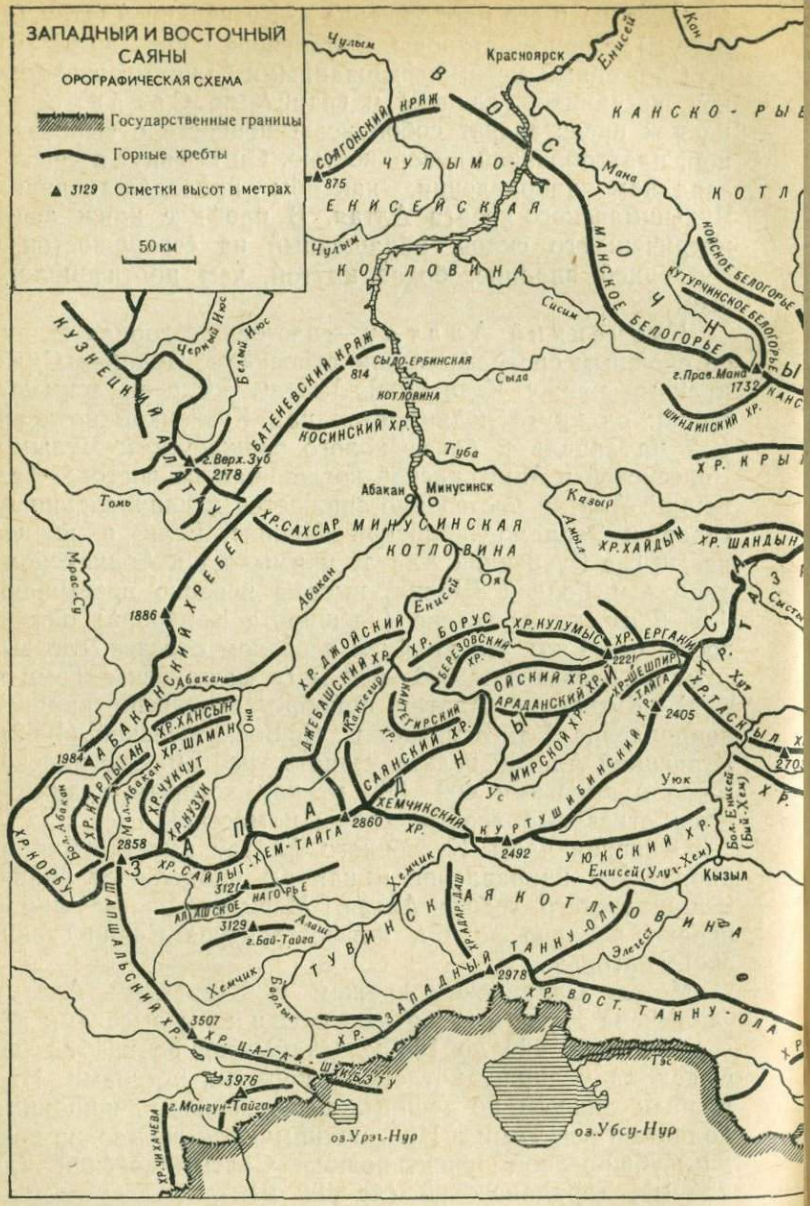


Рис. 98. Западный и Восточный Саяны — орографическая схема (составил С. Л. Кушев)

ро-восточном направлении (рис. 98). По И. Г. Нордега, Западный Саян представляет собой систему сравнительно узких хребтов, разделенных глубокими речными долинами и межгорными котловинами. Главный водораздельный хребет (Саянский) в западной части горной системы (западнее Енисея) превышает 2,8—3 км (Кызыл-Тайга—3121 м). Восточнее Енисея, прорывающегося через Западный Саян по узкой каньонообразной долине с порожистым руслом (Большой, Дедушкин, Староверский и другие пороги), водораздельный хребет снижается примерно до 2 км (на меридиане Кызыла), а затем вновь повышается по направлению к горному узлу при стыке с Восточным Саяном. От главного хребта отходят две ветви. Северная ветвь включает хребты Кантегирский (2485 м), Джебашский (2510 м), Борус (2318 м), Ойский. Южная ветвь состоит из Хемчикского, Куртушибинского (2492 м), Уюкского хребтов; эти хребты ограничивают межгорные впадины — Усинскую и Тано-Уюкскую.

Западный Саян пересекает меридиональная линия (примерно 92° в. д.), на которую, как на ось, нанизаны крупные межгорные впадины — Чулымо-Енисейская,

Минусинская, Западно-Тувинская (Хемчикская). Последняя ограничена с юга хребтом Танну-Ола, за которым, тоже в полосе 92—93-го меридианов, лежит еще одна — Убсу-Нурская котловина (в пределах МНР). Цепочка впадин (межгорных котловин), по-видимому, приурочена к мезо-кайнозойскому прогибу, наложенному на основные орографические элементы, унаследованные от структуры каледонской складчатой зоны. К этому же прогибу, видимо, не случайно приурочен участок прорыва Енисея через Саянский хребет. Рассматриваемый меридиональный прогиб сопряжен с меридиональным же поднятием Кузнецкого Алатау — Шапшальского хребта. В восточной части Алтае-Саянского геоблока можно выделить еще несколько пар сопряженных поднятий и прогибов меридионального направления.

Восточный Саян отличается сложной орографией. От горного узла при стыке с Западным Саяном, отмеченного альпийским рельефом и высотами 2922 и 2875 м (назовем его Казырским узлом, по реке Казыр), Восточный Саян протягивается и на юго-восток, и на северо-запад. Северо-западную часть можно рассматривать как ответвление, характерное для морфоструктур «поднятых углов» орогенических зон (см. гл. 1). В северо-западной ветви, включающей хребты Крыжина, Канское Белогорье (2256 м), Манское Белогорье (1635 м), с удалением от Казырского узла высоты быстро снижаются, и к Енисею отроги Восточного Саяна подходят с высотами не более 876 м; они имеют здесь вид плосковерхих массивов и низкогорий.

В противоположном направлении от Казырского горного узла, на юго-восток, высоты Восточного Саяна нарастают. На отрезке, имеющем юго-восточное направление (от Казырского горного узла до истоков Хамсары), высоты превышают 2,7—2,8 км. Восточный Саян состоит здесь из двух параллельных цепей — Удинского хребта (прорезаемого рекой Уда) и основного водораздельного хребта, за которым С. В. Обручев считал правильным закрепить название Эргек-Дыргак-Тайга (на картах этим названием, чаще в транскрипции Ергак-Таргак-Тайга, обозначается восточный отрезок Западного Саяна). От истоков Хамсары Восточный Саян приобретает меридиональное направление; высоты его еще более увеличиваются, достигая 3044 м (пик Топографов). С. В. Обручев отмечал, что этот отрезок Восточ-

ного Саяна служит продолжением широкого меридионального хребта в Монголии, отделяющего Дархатскую впадину от Бус-Белинской.

Южнее перевала Монгол-Дабан, ведущего из бассейна Оки в бассейн Енисея (Бий-Хема), Восточный Саян принимает восток-юго-восточное направление; основная водораздельная цепь включает горный узел с вершиной Мунку-Сардык (3491 м) — наивысшей точкой Саян. От горного узла отходят дочерние цепи — Тункинские гольцы (3284 м), Китойские (3215 м), Бельские гольцы (2763 м); в пределы Монголии уходит хребет Хан-Тайга. Между изгибающимся водораздельным хребтом Восточного Саяна, горным узлом Мунку-Сардык и Бельскими гольцами заключено Окинское плоскогорье — древняя денудационная поверхность, поднятая до высот 1,5—2 км (С. В. Обручев назвал его «Тибетом в миниатюре»). Восточнее Мунку-Сардыкского горного узла, от меридиана Кырена (102°), водораздельный хребет снижается до 2,5—2 км и отклоняется к югу, приобретая общее юго-восточное направление (Джидинский хребет). Водораздельный хребет Восточного Саяна почти на всем своем протяжении имеет характерный альпийский облик (зубчатые пики, троги, кары, глубокое расчленение).

Обширное пространство к югу от водораздельных цепей Западного и Восточного Саяна до южной границы СССР занимает Тувинское нагорье. С. В. Обручев, с работами которого связан важный этап в познании рельефа и геологического строения Тувы, ввел название Саяно-Тувинское нагорье. Имея в виду бóльшую по площади Тувинскую часть нагорья, С. В. Обручев писал: «Изучая Саяно-Тувинское нагорье в целом, мы видим, что оно имеет не линейную структуру, а представляет собой очень сложный комплекс различно ориентированных цепей и лежащих между ними плоскогорий» (1965, стр. 117).

Общий план строения Тувинского нагорья прост: системой горных цепей, получившей в 1953 г. от Географического общества СССР название хребет академика Обручева, нагорье делится на две котловины — северную (Тоджинскую) и южную (Тувинскую). Хребет академика Обручева составляют несколько горных групп, достигающих высоты 2,5—3 км. Эта сложная горная система служит водоразделом между Бий-

Хемом и Каа-Хемом (Большим и Малым Енисеем). На востоке хребет академика Обручева сопрягается с Водораздельным хребтом Восточного Саяна, на западе — с Западным Саяном. Как целостное горное сооружение хребет впервые нанес на карту С. В. Обручев в 1944 г. Хребет лежит в центре Азиатского материка, на исследование которого академик В. А. Обручев и его сын С. В. Обручев потратили много сил.

Название Тоджинская котловина для всей территории между Саянами и хребтом академика Обручева предложил использовать М. Г. Гросвальд (1965). Обычно название «Тоджинская котловина» относят к центральной, наиболее пониженной части Тоджи при слиянии Бий-Хема и Хамсары. К востоку от этой котловины расположено весьма сложное по орографии Бий-Хемское нагорье. Восточная часть нагорья, примыкающая к Восточному Саяну, наиболее высока и несет сложный комплекс отдельных горных цепей и массивов высотой до 2,8—3 км (Обручев, 1965). Далее к западу выделяются еще две ступени высотой 2,5—2,6 км и 2,0—2,2 км. Поверхность высоких ступеней неровная, так как срезает дислоцированные осадочные и кристаллические породы. Нижняя ступень представляет собой ровную поверхность, образованную четвертичными базальтовыми лавами. Над нею возвышаются столовые горы — четвертичные вулканы (Дэрби-Тайга, Шивит и др.) (Гросвальд, 1965).

К югу от хребта академика Обручева лежит Тувинская котловина. М. Г. Гросвальд (1965) сохраняет это название только для западной ее части, на востоке он выделяет самостоятельную Каа-Хемскую котловину. Центр собственно Тувинской котловины намечается местом слияния Бий-Хема и Каа-Хема и началом Верхнего Енисея (Улуг-Хема). Каа-Хемская котловина имеет более расчлененную, более гористую поверхность, чем собственно Тувинская котловина с ее привольными степными просторами. Тувинскую и Каа-Хемскую котловины с юга ограничивают хребет Восточный Танну-Ола (до 2602 м) и нагорье Сангилен (до 3276 м).

В пределах Саяно-Тувинского нагорья, как и в западной части Алтае-Саянского геоблока, проявляются меридиональные глыбово-волновые морфоструктуры. Особенно четко они выражены в районе озера Хубсугул.

На границе СССР с Монголией в меридиональном направлении вытянута узкая Бус-Белинская впадина, открытая С. В. Обручевым. От другой впадины — Дод-Нурской (в пределах МНР) ее отделяет меридиональный хребет — продолжение меридионального отрезка Восточного Саяна. Между Дод-Нурской впадиной и озером Хубсугул лежит меридиональный хребет Хан-Тайга. Длина этих меридиональных глыбово-волновых морфоструктур $l \approx 80 \div 100$ км.

Морфоструктурный прогиб долготного направления, подчеркнутый озером Хубсугул, по-видимому, можно считать элементом системы более крупных глыбово-волновых морфоструктур длиной $L \approx 500 \div 550$ км и сопоставлять с прогибом 92—93-го меридианов (Минусинско-Убсу-Нурским). Соразмерное им меридиональное поднятие, по-видимому, проходит от Казырского горного узла (на стыке Западного и Восточного Саяна) к нагорью Сангилен.

Байкальско-Становой геоблок. Горы Прибайкалья В. А. Обручев рассматривал в качестве продолжения Восточного Саяна, называя все это дугообразно изогнутое горное сооружение «Становым хребтом Сибири». Имеются историко-геологические основания для такого объединения: Восточный Саян и горы Прибайкалья относятся к единому поясу байкалид. Существуют некоторые связующие элементы и в орографическом (морфоструктурном) плане — хребет Хамар-Дабан и др. Однако большинство исследователей склонно рассматривать теперь эти горные сооружения обособленно; тесная связь между ними, существовавшая в далеком геологическом прошлом, при формировании современной орографии (морфоструктуры) была ослаблена или почти утрачена.

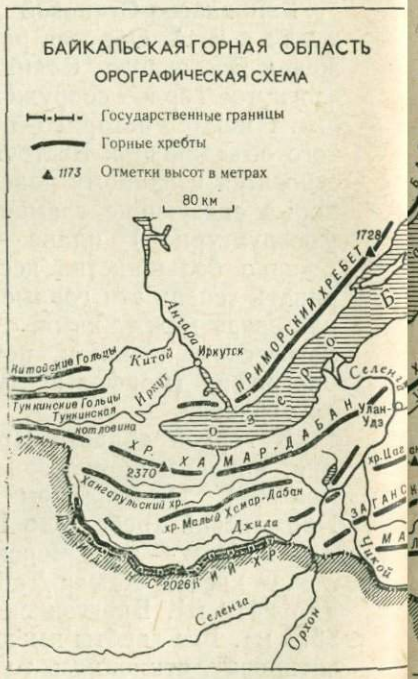
К горной области Прибайкалья относится территория, прилегающая с запада и востока к озеру Байкал (рис. 99). На западном побережье озера выделяются Приморский хребет (до 1728 м) и Байкальский хребет (до 2572 м — гора Черского). К востоку от Байкала лежат хребты Хамар-Дабан (до 2304 м), Улан-Бургасы (до 2049 м), Баргузинский (до 2840 м), Икатский (до 2573 м). Все хребты имеют общую северо-западную ориентировку, отклоняясь то к востоку, то к северу.

Орографическим стержнем Прибайкалья С. С. Воскресенский (1962) справедливо считает не хребты, а

межгорные впадины. Три самые глубокие впадины, залитые водой, составляют озеро Байкал. По Б. Ф. Луту (1964), южная впадина (котловина) простирается от южной оконечности озера до дельты Селенги, где отмечено заметное повышение дна. Средняя, или центральная, котловина расположена между Селенгой и подводным порогом в районе полуострова Святой Нос. В средней котловине обнаружена глубина 1620 м (Байкал самое глубокое озеро на земном шаре). Северная котловина, более мелкая, чем две другие, охватывает пространство от полуострова Святой Нос до северной оконечности озера.

Для Прибайкалья характерны межгорные котловины, выделяющиеся степной растительностью среди горнотаежных ландшафтов. Таковы (с запада на восток) Тункинская, Баргузинская, Верхнеангарская, Муйская, Чарская (последние две уже в пределах Станового нагорья). Н. А. Флоренсов назвал одну из впадин Прибайкалья «неудавшимся Байкалом», в сущности так можно назвать и все другие впадины байкальского типа.

Непосредственным продолжением горной области Прибайкалья служит Становое нагорье. До недавнего времени оно было слабо изученным. Значительный прогресс в познании нагорья связан с физико-географическими исследованиями В. С. Преображенского (1966) и сейсмо-тектоническими исследованиями В. П. Солоненко (1966). Как отмечает последний, основные орографические элементы Станового нагорья представлены поясом впадин байкальского типа и ограничивающими их хребтами. Среди впадин назовем Верхне-



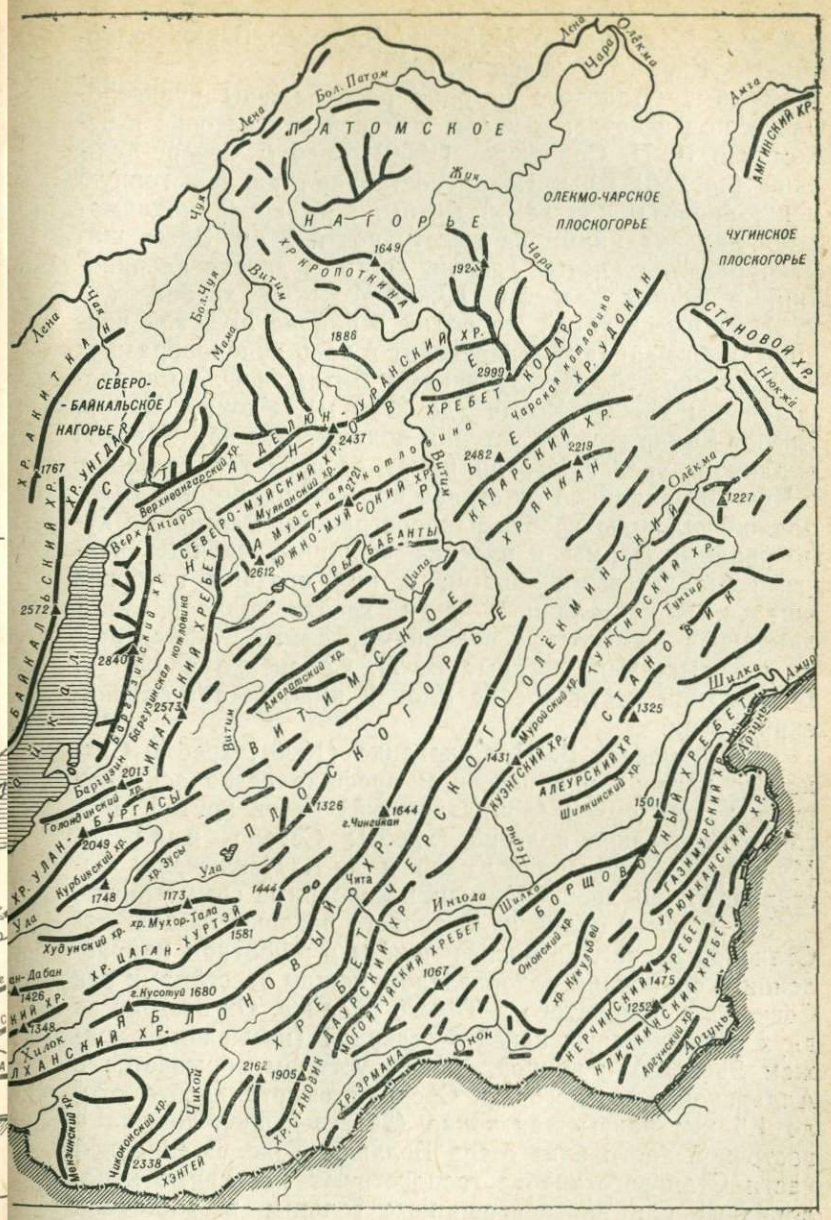


Рис. 99. Байкальская горная область — орографическая схема (составлена по Атласу СССР (1969) и материалам В. Н. Олюнина)

муйскую, Муяканскую, Муйскую, Чарскую, Верхнекалар-скую («Живая тектоника...», 1966).

Хребты Станового нагорья расположены кулисообразно, под некоторым углом к общей оси нагорья в целом. По В. П. Солоненко (1966), хребты Северо-Муйский (до 2561 м) и Кодар составляют единую горную цепь, прорезанную рекой Витим. Они круто поднимаются над впадинами на высоту почти 2 км. Здесь широко развиты крутые гребни, троги и другие альпинотипные формы рельефа. Южно-Муйский хребет (до 2721 м) имеет такой же облик в районе Муйской впадины, к юго-западу он переходит в цепь куполообразных возвышенностей. Между реками Витим и Олекма расположены хребты Кодар (до 2999 м), Удокан, Калар. Хребет Кодар крутым уступом поднимается над Чарской впадиной. Хребет Удокан имеет ступенчатое строение, с Чарской впадиной он связан полосой предгорий. В западной половине хребта распространены массивные куполовидные формы и плоские вершины, залитые черными базальтовыми лавами; в них врезаны глубокие ущелья. В центральной части хребта однообразный ландшафт оживляется вулканами, самый эффектный из которых, Чепе, открыт В. П. Солоненко в 1961 г. В западной части хребет Удокан приобретает альпийский облик.

Как отмечает В. П. Солоненко (1966), хребты Станового нагорья в поперечном профиле резко асимметричны: один склон (приразломный) очень крутой, другой относительно пологий (хребты Северо- и Южно-Муйские, Муяканский, Кодар и др.). Исключение составляет лишь хребет Удокан, построенный симметрично.

За Олекмой поднятие Станового нагорья продолжает Становой хребет, протягивающийся в широтном направлении и служащий водоразделом между бассейнами рек Северного Ледовитого и Тихого океанов. Он состоит из двух параллельных цепей — северной (называемой кряжем Зверева) и южной. Хребет уступом обрывается к Алданскому плоскогорью. Средняя высота хребта около 1,5 км; наивысшая точка (2412 м) расположена в восточной части близ озера Большое Токо. В западной части Станового хребта господствуют массивные куполовидные или плосковершинные гольцы; в восточной части хребет приобретает альпийские формы (С. С. Коржуев, 1965). Впадин байкальского типа в пределах Ста-

нового хребта нет. В верховьях Учура Становой хребет переходит в хребет Джугджур. По геологическому строению и в морфоструктурном отношении оба хребта весьма сходны между собой и могут считаться единым морфоструктурным поднятием (В. В. Скотаренко).

К северу от основного ствола Байкальско-Станового геоблока, обозначенного горами Прибайкалья, Становым нагорьем и Становым хребтом и отличающегося наибольшей контрастностью форм рельефа (впадин и хребтов), лежит Витимо-Патомское, или просто Патомское, нагорье. Как отмечают Ю. П. Казакевич и Н. П. Костенко (1968), на гипсометрической и неотектонической картах нагорье представляет собой ярко выраженный, почти правильный (в плане) овал. В поперечном сечении нагорье имеет вид пологого «мегакупола» с относительно опущенной центральной частью и поднятыми склонами. Овальный свод осложняют отдельные массивы и хребты (хребет Кропоткина — до 1647 м), но в целом контрасты рельефа здесь значительно слабее, чем в Становом нагорье. Между Витимо-Патомским и Становым нагорьями выделяется Северо-Байкальское нагорье (в верховьях рек Мама и Чая); наиболее значительный хребет здесь Верхнеангарский (до 2608 м).

А. Г. Золотарев (1968) считает, что Северо-Байкальского и Патомского нагорий как самостоятельных макроформ рельефа не существует, и предлагает выделять единое Байкало-Патомское нагорье. Последнее состоит из двух морфоструктурных ступеней — Прибайкало-Лонгдорской и Витимо-Патомской. Байкало-Патомское нагорье, по А. Г. Золотареву, входит в Приленскую переходную зону, лежащую между Сибирской платформой (Среднесибирским плато) и собственно Байкальской горной областью.

Для Забайкалья, как отмечают Н. А. Флоренсов и В. Н. Олюнин (1965), характерно чередование низких и средневысотных хребтов и длинных котловин, вытянутых в северо-восточном или восток-северо-восточном направлениях. В обширной горной области Забайкальских Средних гор и плоскогорий выделяются следующие подобласти. К зоне поперечного прогиба низовьев Селенги тяготеет Селенгинское среднегорье с высотами до 1,5 км, но сильно расчлененное. К северо-востоку лежит Витимское плоскогорье с высотами до 1,3—1,6 км, но

слабо расчлененное: хребты имеют здесь вид высоких увалов. В бассейне рек Ингоды и Онона расположено Яблоново-Черское среднегорье (хребты Яблоновый, Черского, Даурский). С юго-запада к нему примыкает Чикой-Ингодинское среднегорье (до 2519 м), с северо-востока — Олекминское среднегорье (Олекминский становик, до 1908 м). В направлении к юго-востоку высоты хребтов снижаются до 1,2—1,5 км в Пришилкинском среднегорье. На границе с Монголией выделяется Онон-Аргунское понижение.

Орография Прибайкалья и Забайкалья еще не вполне уточнена, и не все распространенные представления о ней правильны. Так, до недавнего времени надпись «Яблоновый хребет» на картах протягивалась далеко на северо-восток, до меридиана 120° (верховья Қалакана). В результате складывалось впечатление, что Яблоновый хребет — основная орографическая линия Байкальской горной области. В действительности Яблоновый хребет четко выражен лишь в своей южной части (особенно над впадиной Ингоды у Читы), к северу же он прослеживается не далее чем до междуречья Витима и Қаренги. Неправильно также изображался на карте Борщовочный хребет в виде единого гребня, протягивающегося от границы Монголии до слияния Шилки и Аргуни. В действительности он состоит из разобщенных отрезков. Все это показывает, что работа по уточнению орографической схемы (особенно для среднегорий Забайкалья) должна быть продолжена (Флоренсов, Олюнин, 1965).

Особенности морфоструктуры. Природа хребтов и впадин Южно-Сибирского горного пояса служила предметом длительного научного спора. Согласно одной концепции, выдвинутой еще в начале нашего столетия В. А. Обручевым (1914, 1929) и Г. Гране и развитой Н. В. Думитрашко, С. В. Обручевым, основной причиной создания современного рельефа гор юга Сибири были дизъюнктивные дислокации, нарушившие древний пенеплен и сформировавшие горсты (хребты) и грабены (впадины). Другая концепция, связанная с именами И. Д. Черского, М. М. Тетяева (1938), Е. В. Павловского и других, основное значение в образовании крупных форм рельефа придает складчатым (или волновым) деформациям: М. М. Тетяев считал хребты размытыми антиклиналями, впадины — синклиналями.

Как нередко бывает, истина лежит, по-видимому, где-то посреди между крайними точками зрения. В последнее время получает распространение положение, согласно которому впадины Забайкалья рассматриваются как сложные морфоструктуры, в которых сочетаются и складчатые, и разрывные дислокации как элементы единого целого (Флоренсов, 1960). Все больше фактов указывает на ведущую роль в формировании рельефа пологих складок или сводов, в той или иной степени осложненных перемещениями отдельных блоков, по разломам (Н. А. Флоренсов, Е. В. Павловский).

С. А. Стрелков (1969) справедливо отмечает, что спор «своды или блоки?» часто вызывается лишь тем, что разные авторы имеют в виду морфоструктуры разных этапов развития. На начальных этапах нового и новейшего горообразования преобладали поднятия сводового характера, лишь местами осложненные разломами. По мере роста и усложнения сводов роль разломов возрастала. В условиях интенсивных дифференцированных движений новейшего времени возникла мозаичная блоковая морфоструктура, нередко заслоняющая более ранние (и не всегда хорошо сохранившиеся) сводовые структуры.

Соотношения между новыми — морфоструктурными блоками (сводами-блоками) и древней (домезозойской) геологической структурой изучены еще недостаточно; пока нет сводных структурно-геоморфологических карт, характеризующих эти соотношения в разных регионах. Однако и теперь уже ясно, как отмечает Н. А. Флоренсов (1959), что древний и новейший структурные планы на юге Восточной Сибири совмещены лишь весьма приблизительно. Общее направление горных хребтов в целом соответствует направлениям древних складчатых дуг, но контуры горных хребтов сравнительно редко совпадают с очертаниями древних структурных форм.

По Н. А. Флоренсову (1959), соответствие между морфо- и геоструктурами относительно более полно выражено в Забайкалье. Напротив, в Восточном Саяне, Прибайкалье, в Северо-Байкальском и Становом нагорьях отдельные хребты представляют собой либо части крупных складок, либо сложные комплексы нескольких древних складок — поднятые вверх отдельные глыбы. Осевые части хребтов не соответствуют ядрам древних антиклиналей, но включают отдельные продольные или

косые «обрубки» древних складок. Имеются даже примеры полной инверсии рельефа. Так, высочайшие хребты Восточного Саяна — Тункинские, Китойские белки, хребет Мунку-Сардык — включают синклинорные элементы каледонид (С. В. Обручев). Широко развиты гетерогенные морфоструктуры. К ним относится основное поднятие юга Восточной Сибири, включающее горы Прибайкалья, Становое нагорье и Становой хребет. Эта крупная, но целостная морфоструктура в своей западной части сформирована на складчатых структурах байкальского возраста, в восточной части — на структурах протерозойского возраста (Джугджуро-Становая орогеническая зона).

В образовании морфоструктур Южно-Сибирского горного пояса весьма важную роль сыграли разломы, в том числе глубинные разломы: Байкальский глубинный разлом, выраженный на поверхности Обручевским сбросом (уступом на западном берегу Байкала), Тункинский глубинный разлом и др. Многие разломы имеют весьма древний возраст и испытали «омоложение» в новое и новейшее время. Как отмечает Н. А. Флоренсов (1959), в зоне глубинного разлома омоложенные разрывы могут возникать в стороне от древних. С этим связана инверсия рельефа на месте некоторых прогибов. К активизированным разломам приурочены зоны оруденения и линии выходов термоминеральных источников («аршанов»).

С активизацией разломов в новое и новейшее время связано как образование хребтов, так и впадин. Наиболее отчетливо эта связь видна для резких односторонних внутригорных впадин байкальского типа. Н. А. Флоренсов (1960) характеризует их как очень глубокие, резко асимметричные впадины с хорошо выраженной линейностью и предельно резким горным обрамлением. Межгорные впадины забайкальского типа — это менее глубокие, но также линейно вытянутые прогибы, обычно с плавным переходом от днищ в предгорья и к хорошо развитому горному обрамлению. Асимметричность склонов здесь выражена слабее, причем более крутым является приразломный склон. Выделяются также остаточные впадины — унаследованные от доорогенического этапа развития широкие депрессии без четко выраженной линейности, со слабой и непостоянной асимметрией склонов, с углублениями и островными горами на днище.

Наконец, распространены краевые, или предгорные, впадины, в которых горное обрамление имеется только с одной стороны, а линейность очертаний выражена значительно лучше, чем в предыдущем случае.

На материале по Южной Сибири и Монголии Н. А. Флоренсов (1967) выдвинул представление о двух различных кинематических типах горообразования, приводящих, однако, к образованию массивных гор сходного стиля. При первом, гобийском типе горообразования происходило медленное вспучивание линейно вытянутых положительных морфоструктур, сопровождавшееся продольными разломами. По некоторым из них в виде клиньев поднимались горные массивы; по их бортам вовлекались в поднятие подгорные равнины (бэли). Для Восточного Саяна, Алтая, Прибайкалья, Станового нагорья был характерен другой, байкальский тип горообразования. В основе морфоструктурного плана здесь лежат пологие своды, которые с самого начала были осложнены продольными, обычно линейно вытянутыми впадинами. В дальнейшем впадины испытали резкое расширение и углубление в связи с развитием гравитационных сбросов и превратились в характерные рифтовые морфоструктуры. Таким образом, в байкальском случае происходит поглощение горных возвышенностей разрастающимися впадинами; последние являются здесь наиболее активными, ведущими элементами морфоструктуры. Напротив, в гобийском типе межгорные впадины стесняются и подавляются горными хребтами, растущими не только вверх, но и вширь. Морфоструктуры хребтов здесь более активны, чем впадины.

Рассмотрим несколько подробнее рифтовые морфоструктуры Байкальской горной области. Представление о Байкале и других впадинах байкальского типа, как о рифтовых впадинах, было выдвинуто впервые Е. В. Павловским (1948) и поддержано Н. А. Флоренсовым (1960); новые соображения в пользу этого приведены М. Е. Артемьевым и Е. В. Артюшковым (1968). Рифтовые морфоструктуры представляют собой узкие глубокие депрессии, в образовании которых важную роль играли движения по разломам. Рифты тяготеют к срединным частям крупных линейных поднятий земной коры. Наиболее известны рифтовые впадины, приуроченные к осевым частям срединных океанических хребтов, к возрожденным горам Восточной Африки.

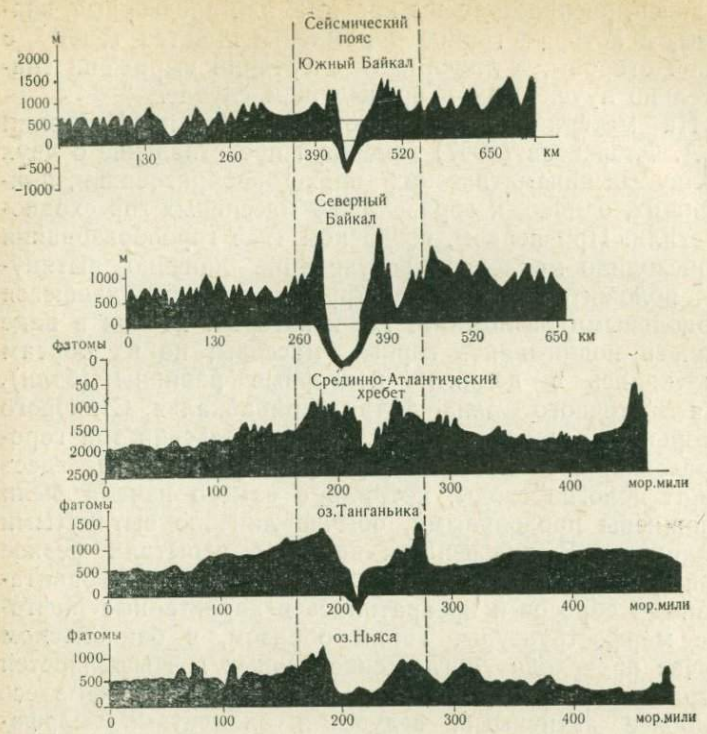


Рис. 100. Поперечные профили через Байкальскую рифтовую впадину, африканские рифтовые долины и Срединно-Атлантический хребет (М. Е. Артемьев и Е. В. Артюшков, 1968)

Байкальская впадина по своему облику и строению весьма сходна с этими морфоструктурами (рис. 100). Как и для других рифтовых впадин, для Байкальского рифта характерна высокая сейсмическая активность, причем напряжения в очагах землетрясений резко отличаются от напряжений в других сейсмических районах. Здесь преобладают горизонтальные растягивающие напряжения, ориентированные перпендикулярно к основным направлениям структур. В районах всех рифтовых зон, включая Байкальский рифт, резко повышены значения тепловых потоков, исходящих из недр Земли.

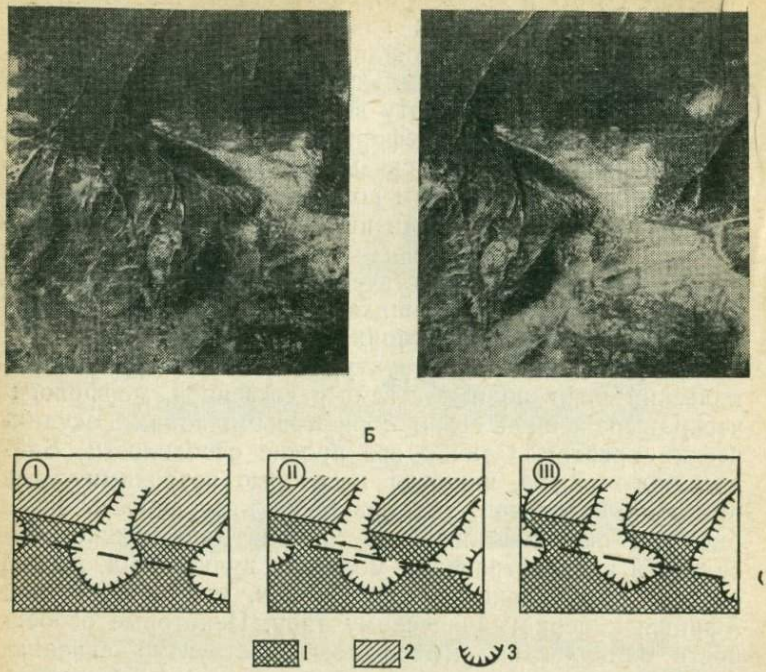
Происхождение Байкальской и других рифтовых впадин часто объясняют растяжением и обрушением

коры в своде растущих сводовых поднятий. Е. В. Павловский (1948) и Н. А. Флоренсов (1960) показали, что это объяснение неверно; впадины байкальского типа приурочены к древним синклинальным прогибам, осложнявшим Байкальский свод. Разломы, как правило, резко выражены по одному борту впадин, по другому прослеживаются пластичные деформации. М. Е. Артемьев и Е. В. Артюшков (1968) связывают образование рифтовых впадин с восходящим потоком разогретого глубинного вещества верхней мантии. Под влиянием глубинного тепла в зонах сводового поднятия вязкость пород уменьшается, что способствует образованию вязких деформаций коры, сочетающихся с разрывами в верхних относительно холодных слоях.

В отличие от морфоструктур Восточной Африки Байкальский рифт не имеет непосредственной, морфологически выраженной связи с рифтовыми зонами океанических хребтов. Однако все прочие особенности Байкальского рифта, включая некоторые петрохимические признаки базальтов, указывают на идентичность его с рифтами океанических хребтов. Учитывая также особенности распространения молодого вулканизма, можно отнести возрожденные горы Сибири, как и Восточной Африки, к периокеаническому типу. Некоторые особенности байкальских рифтовых морфоструктур связаны, по-видимому, со специфическими чертами Тихоокеанской морфотектонической зоны.

Наряду с вертикальными смещениями в образовании морфоструктур Южно-Сибирского горного пояса важное место принадлежит горизонтальным смещениям земной коры, которые изучены еще слабо.

Одним из первых указал на горизонтальные движения в горах Южной Сибири С. В. Обручев (1942), который считал большой разлом, ограничивающий с севера Тункинскую впадину, сдвигом, сохранявшим активность в течение кайнозоя. Существование выраженных в рельефе активных сдвигов в Байкальской горной области отмечали Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко. М. Г. Гросвальд (1965) выявил молодые сдвиги в Туве. Интересно, что один сдвиг вызвал разрыв молодого (позднеплейстоценового) кара (рис. 101). Почти целиком проблеме горизонтальных движений посвящена книга В. В. Ламакина (1968) по неотектонике Байкальской впадины. Широко используя геоморфологические



Р и с. 101. Горизонтальная дислокация (левосторонний сдвиг), затронувшая позднеплейстоценовый кар (по М. Г. Гросвальду, 1965):

А — стереопара плановых аэроснимков; Б — этапы развития рельефа и горизонтального смещения блоков: I — к концу предпоследнего оледенения; II — в межледниковое время; III — к концу последнего оледенения; 1 — высокогорная выровненная поверхность; 2 — горный склон; 3 — кар

признаки, В. В. Ламакин обосновывает наличие горизонтальных сдвигов по многим разломам. Так, им выделена полоса «левых зигзагов» рек, приуроченная к Главному Саянскому разлому, ограничивающему Восточный Саян с севера; амплитуда левого сдвига по разлому оценивается в 3—7 км. В. В. Ламакин утверждает, что горизонтальные движения предопределили образование самого Байкала. Процесс образования Байкала рисуется в виде раздвижения блоков земной коры и провала участка между ними.

Для понимания общих закономерностей морфострук-

туры возрожденных гор Сибири много дает гипотеза развития областей сводового поднятия И. В. Корешкова (1960). В горах юга Сибири И. В. Корешков выделял своды в разных стадиях развития. Наиболее ранней, первой стадии отвечают простые пологие своды, мало расчлененные сбросами, с широким распространением выровненных поверхностей (Патомское нагорье). На второй стадии появляются своды, испытавшие резкие дифференциальные перемещения отдельных глыб (по разломам) на фоне интенсивного общего (сводового) поднятия (Алтай). Наконец, третья стадия характеризуется максимальными амплитудами поднятий сводов и опусканий осложняющих их рифтовых впадин (Байкальский свод, Восточный Саян).

Морфоструктура Южно-Сибирского горного пояса отражает не только существование отдельных крупных сводов в разных стадиях развития, но и влияние некоторых общепланетарных закономерностей. С ними связана описанная выше сеть меридиональных глыбово-волновых морфоструктур, системы меридионально-широтных и диагональных разломов, играющих столь большую роль в морфоструктуре Южно-Сибирского горного пояса.

Основные события геоморфологической истории

Поверхности выравнивания и этапы образования морфоструктуры. Южно-Сибирский пояс возрожденных гор — это область, где в создании крупных форм современного рельефа четко прослеживается роль не только новейших (неоген-четвертичных), но и новых (мезозой-раннекайнозойских) движений земной коры. Ю. П. Селиверстов (1968) считает, что современный тектонический и орографический план юга Сибири возник в мезозое. По Д. А. Тимофееву (1968), движения, которые сформировали современный рельеф, произошли в меловом и юрском периодах. В сводной монографии «Алтае-Саянская горная область» (1969) отмечается, что «в конце раннего мела можно предполагать некоторое орографическое обособление Алтае-Саянской области» (С. А. Стрелков, 1969, стр. 365). Иными словами, каркас рельефа создан донеотектоническими движениями, новейшие (неоген-четвертичные) движения не изменили его существенно.

На чем основаны эти утверждения? Прежде всего на анализе поверхностей выравнивания — как их денудационных частей, так и сопряженных древнеаккумулятивных поверхностей вместе с образующими их толщами отложений.

Область гор Южной Сибири неоднократно подвергалась глубокому размыву, приводившему к почти полному выравниванию рельефа. Важнейшее значение имеет древний, раннемезозойский пенеплен. Ю. П. Селиверстов (1968) отмечает, что разные участки юга Сибири прошли геосинклинальное развитие в разное время (крайний восток — в докембрии, средняя часть — в раннем палеозое, западная часть — в среднем палеозое), но к концу палеозоя на всей территории установился платформенный режим и началось формирование обширной поверхности выравнивания [1]. Окончательное моделирование ее произошло в конце триаса и сопровождалось образованием мощных кор выветривания каолинового типа (Петров, 1967).

В юрском периоде начался этап мезо-кайнозойской активизации тектонических движений, с которым связано образование современных морфоструктур. Морфоструктурные элементы, заложенные в конце юры — в меловом периоде, с тех пор продолжали развиваться, сохраняя многие первоначальные черты — ориентировку, размещение хребтов и впадин и т. д. На это указывает даже простое сопоставление гипсометрической и геологической карт. Вдоль северного подножия Станового хребта, Восточного Саяна, в Кузнецкой и других котловинах широко распространены юрские отложения, которых нет в горах. Очевидно, в юрское время основные горные поднятия, ограниченные с севера впадинами, были уже четко намечены.

---

[1] Эта распространенная точка зрения подвергается в последнее время пересмотру со стороны новосибирских геологов и геоморфологов. В книге «Алтае-Саянская горная область» (1969) О. В. Кашменская и другие авторы утверждают, что в Алтае-Саянской области еще не закончился длительный, многофазный период орогенного развития; периоды тектонического покоя и выравнивания рельефа в истории этой области характеризовались не типично платформенным, а «квазиплатформенным» (по А. Л. Яншину) режимом. Независимо от решения чисто геотектонических аспектов проблемы вряд ли можно отрицать, что в геоморфологическом смысле горы Южной Сибири являются возрожденными горами.

В юрское время сформировалась полигенетическая денудационно-аккумулятивная поверхность, которую Д. А. Тимофеев называет Чугинской. Аккумулятивные равнины, входившие в Чугинскую полигенетическую поверхность, занимали обширные пространства. Как считает Ю. П. Селиверстов (1968), предмеловая поверхность была исходной для современного рельефа. С деформацией этой и более молодых поверхностей связано образование современных хребтов и впадин.

В раннем мелу и на границе раннего и позднего мела произошли дальнейшие деформации, усилившие морфоструктурные неровности. Однако затем наступил длительный период денудационного выравнивания, охвативший поздний мел и весь палеоген. Этот период относительного тектонического покоя предшествовал возобновлению движений в неоген — четвертичном периоде. Неоген-четвертичные (новейшие) движения, превышая мезозойско-палеогеновые (новые) движения по интенсивности, в значительной мере унаследовали план и направления мезозойских движений.

Вопрос о сохранности в современном рельефе гор юга Сибири разновозрастных поверхностей — свидетелей этапов геоморфологической истории — остается во многом дискуссионным. Часть исследователей считает, что в горах Южной Сибири имеются лишь реликты одной древней поверхности выравнивания, впоследствии разбитой на отдельные блоки, неравномерно приподнятые или опущенные. Такая точка зрения обосновывается в работах Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец по Алтаю, Н. А. Флоренсова по Прибайкалью, в книге С. С. Воскресенского по геоморфологии Сибири (1962) и в ряде других статей и книг.

Более правильной представляется другая точка зрения, согласно которой в горах Южной Сибири имеются «лестницы» разновозрастных поверхностей выравнивания. Конечно, выделение, и особенно датировка отдельных ступеней «лестницы», представляет собой трудную и еще далеко не решенную задачу, однако только на этом пути можно ожидать дальнейшего прогресса в познании геоморфологии горного пояса Сибири.

Для Алтая представление о трех разновозрастных уровнях рельефа было выдвинуто М. С. Калецкой (1948). Эту же идею развивают Н. Н. Зарудный и И. А. Резанов (1968), которые выделяют на Алтае четыре яруса

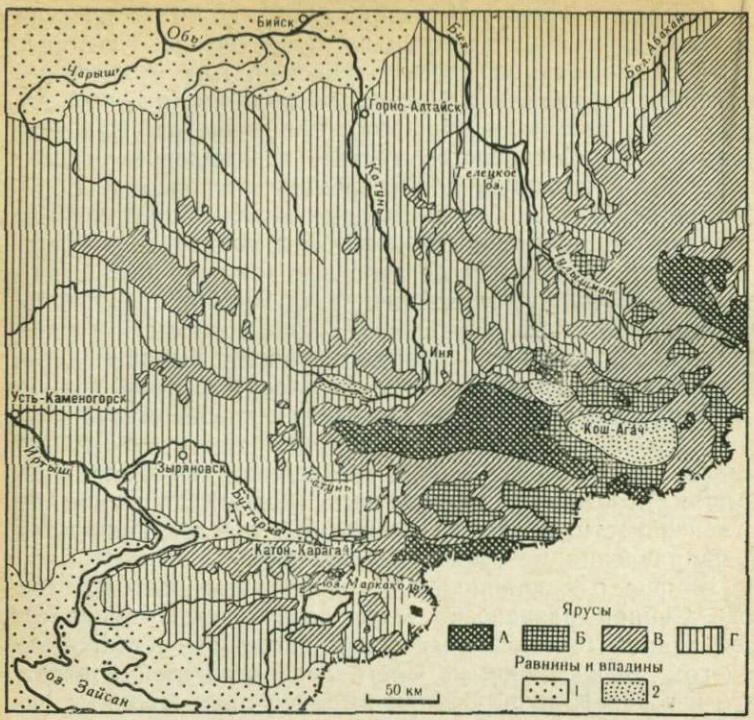


Рис. 102. Схема ярусов рельефа Горного Алтая (составили И. Н. Зарудный, И. А. Резанов, 1968):

А — останцы древнего позднемезозойско-палеогенового рельефа, резко возвышающиеся над основной пенепленизированной поверхностью; Б — верхняя ступень палеоген-миоценовой поверхности выравнивания; В — то же, нижняя ступень; Г — плиоценовая поверхность выравнивания, в верховьях крупных рек переходящая в высокие террасы; 1 — подгорные аллювиально-пролювиальные равнины; 2 — межгорные впадины Чуйская, Курайская, Уймонская

рельефа (рис. 102). Самый древний и высокий (свыше 3,0—3,2 км), сильно расчлененный уровень состоит из останцов мезозойско-палеогенового пенеплена; самый низкий ярус соответствует плиоценовой поверхности выравнивания.

В пределах Саяно-Тувинского нагорья М. Г. Гросвальд (1965) выделяет обширную мезозойско-третичную поверхность выравнивания. Законсервированная покровами базальтов, она имеет вид волнистой равнины или мелкосопочника. На некоторых участках нагорья древняя поверхность относительно хорошо сохра-

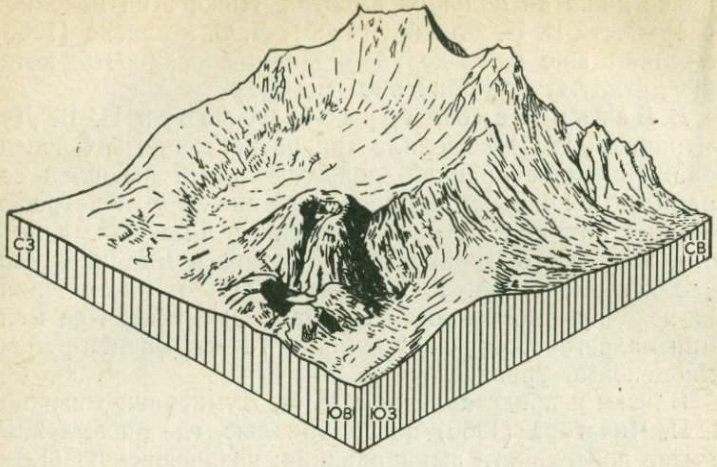
нилась даже на больших высотах. Ниже этой исходной поверхности В. Н. Олюнин (1965), Л. С. Миляева (1968) выделяют еще одну денудационную поверхность, которую датируют приближенно неогеном.

В Байкальской горной области Н. В. Думитрашко (1952) выделяла три разновозрастных пенеплена. Наиболее древний, допозднеюрский пенеплен сохранился в виде останцов на вершинах гор и погребен во впадинах под мезо-кайнозойскими толщами. Кроме того, выделяются фрагменты мелового и мио-плиоценового пенепленов. А. Г. Золотарев (1968) «омолаживает» исходную поверхность Прибайкалья, считая ее мелраннепалеогеновой; он выделяет также миоцен-раннеплиоценовый уровень.

Близки к представлениям Н. В. Думитрашко выводы В. П. Чичагова (1966) по Забайкалью, где он выделяет четыре поверхности выравнивания: позднеюрскую (1,8—2,0 км), раннемеловую (1,5—1,7 км), позднемеловую—палеогеновую (1,2—1,4 км) и неоген-раннеплейстоценовую (0,8—0,9 км). Г. А. Постоленко (1964) выделяет также четыре разновозрастные поверхности, но «омолаживает» их: наиболее высокую и древнюю поверхность она датирует палеогеном. Значительные расхождения в датировке поверхностей указывают на необходимость углубленных исследований этого вопроса.

Проблематичность датировок поверхностей выравнивания затрудняет в ряде случаев точное определение возраста морфоструктур, возраста проявлений вулканизма. Молодой вулканизм составляет характернейшую черту Южной Сибири. Так называемая внутриконтинентальная вулканическая область Восточной Сибири, Тувы и Монголии, по подсчетам М. Л. Лурье (1954), охватывает около 1 млн. кв. км. Большие площади занимают мощные покровы базальтов. В горах Южной Сибири имеется более 30 вулканических конусов, образующих пять групп: Окинскую, Тункинскую, Джидинскую, Витимскую, Удоканскую (на Становом нагорье) (Флоренсов, 1960; Солоненко, 1966; Гросвальд, 1965).

В истории новейшего вулканизма выделяется несколько фаз. Наиболее ранние излияния лав принадлежат к миоцену или плиоцену (Флоренсов, 1960; Лунгерсгаузен, Музис, 1968), в Монголии известны еще более ранние, олигоценовые лавы. Главная фаза излияний, по Г. Ф. Лунгерсгаузену и А. И. Музису, прихо-



Р и с. 103. Конус вулкана Улуг-Арга, насаженный на склон горы, обработанный ледником.

Рисунок И. И. Белостоцкого (М. Г. Гросвальд, 1965)

дится на ранне-среднеплейстоценовое время. Кроме того, выделяется послеледниковая фаза излияний, с этой фазой связано образование свежих вулканических конусов (рис. 103).

Сравнивая возрожденные горы Южной Сибири и Средней Азии, можно отметить прежде всего более низкое гипсометрическое положение первых. Возможно, это связано с обширным вулканизмом в Сибири. В Средней Азии энергия глубинных масс целиком расходовалась на горообразование, в Южной Сибири как бы имел место отток глубинной энергии в связи с вулканизмом и излияниями базальтов. Если это так, то орогенез и вулканизм на известной стадии развития гор становятся антагонистами.

В истории становления морфоструктуры возрожденных горных систем Средней Азии и Сибири наблюдается некоторое сходство, впрочем, может быть, чисто внешнее. В предыдущей главе 10 отмечено, что горообразовательные процессы распространялись с юга на север. Аналогичное явление для этапа новейших тектонических движений в Сибири отмечает М. Г. Гросвальд (1965). На основе анализа новейшего вулканизма

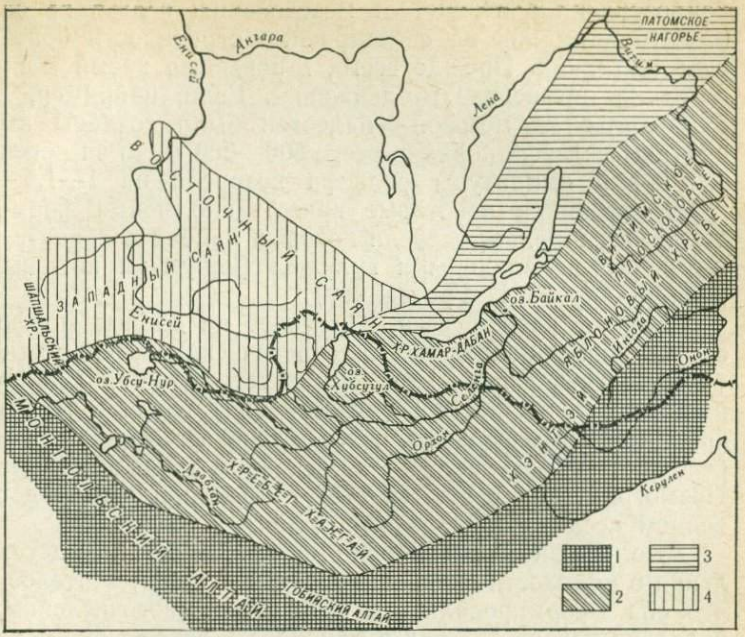


Рис. 104. Распространение процесса неотектонической активизации движений земной коры (по М. Г. Гросвальду, 1965)

Неотектонические зоны, в которых, судя по времени начала новейшего вулканизма и возрасту кайнозойских моласс, горообразовательные движения начались: 1 — в олигоцене; 2 — в миоцене; 3 — в плиоцене; 4 — в начале плейстоцена

и кайнозойских моласс М. Г. Гросвальд приходит к выводу, что новейшая фаза горообразования раньше всего началась в пределах Монголо-Охотской складчатой зоны, затем в миоцене охватила Забайкалье, в раннем плиоцене — Прибайкалье и в позднем плиоцене — Саяно-Тувинское нагорье. Интересная, хотя еще и требующая уточнений, схема (рис. 104) указывает на необходимость учета метахронности тектонических движений при анализе рельефа Южной Сибири.

В заключение этого краткого обзора следует подчеркнуть, что вулканическая деятельность новейшего времени была связана с резким усилением активности движений земной коры, в частности с «раскрытием» крупных разломов, с нарастанием контрастов морфоструктур. Подчеркивая значительную унаследованность

кайнозойских движений от мезозойских, нельзя не обращать внимания на своеобразные особенности новейшей тектоники. Прежде всего, в новейшее время резко возросла интенсивность движений. Если, например, в Забайкалье за мезозой — палеоген были созданы амплитуды рельефа порядка всего 500—600 м, то за новейшее время амплитуды рельефа возросли на 1—1,5—2 км. Возникли некоторые качественно новые формы структуры и рельефа, среди которых наиболее характерны рифтовые впадины и вулканы (конусы и щитовые вулканы, по М. Г. Гросвальду).

Развитие речной сети. Опираясь на данные морфоструктурного анализа, чисто теоретическим путем можно было бы заключить, что речная сеть Южной Сибири имеет столь же ранний (мезозойский) возраст, как и крупные формы рельефа, и что в течение мезо-кайнозоя речная сеть развивалась в основном унаследованно. Посмотрим, как решается этот вопрос при непосредственном исследовании речных долин.

Еще недавно были широко распространены представления о молодости гидросети Южной Сибири; считалось, что она сформировалась в результате многочисленных недавних перехватов рек в плиоцене — четвертичном периоде. За молодость речной сети Алтая высказывались В. П. Нехорошев, Е. Н. Щукина, Е. В. Великовская, для Прибайкалья и Забайкалья аналогичные взгляды высказывали Н. В. Думитрашко, М. Ф. Кузнецов. Последний выдвинул гипотезу о том, что до середины четвертичного периода реки Западного Прибайкалья и Забайкалья имели сток на юго-запад, в Монголию. Как отмечают Н. А. Флоренсов и В. Н. Олюнин (1965), исследователей издавна поражало несоответствие между широкими межгорными котловинами и сравнительно небольшими речками, текущими по их днищу. Это несоответствие и породило гипотезу о древних мощных реках, которые текли в направлении, противоположном течению современных рек. Теперь выяснено, что цепи впадин и долинообразных понижений в горах Сибири имеют по бóльшей части тектоническое происхождение. «Аллювий» гипотетических древних рек при тщательном изучении оказывается отложением конусов выноса боковых малых притоков, а не главных рек.

Изучая Алтай и прилегающие районы Казахского щита, Н. Г. Кассин еще в начале 30-х годов заключил,

что выработка гидрографической сети, близкой к современной, относится к юре — позднему мелу. В последние годы получен обширный материал, свидетельствующий против многочисленных перестроек речной сети и указывающий на большую унаследованность речных долин. Ю. П. Селиверстов (1956), И. С. Чумаков (1965) и другие исследователи собрали много фактов, доказывающих олигоценовый или более древний возраст долин Рудного и Южного Алтая. В. С. Ерофеев, В. М. Мацуй, Ю. Г. Цеховский (1968) указывают на унаследованность современной речной сети Южного Алтая по крайней мере с неогена, а вероятнее — с олигоцена или даже с мезозоя. Эти авторы отмечают, что в долинах рек прекрасно сохранились в рельефе два уровня олигоценовых террас. В древних долинах унаследованно развиты неоген-четвертичные террасы.

Пересмотр данных по Прибайкалью и Забайкалью также приводит к выводу о древности долин, подтверждая тем самым высказывания В. А. Обручева, С. С. Воскресенского. Много сделали для утверждения этого взгляда Н. А. Маринов (1957), Д. Б. Базаров (1968). Они опровергли идею о стоке рек Западного Забайкалья на юг и показали древность долинной сети, зародившейся еще в раннем кайнозое или мезозое. Эти выводы имеют самое существенное значение для определения общей стратегии поисков россыпей. Очевидно, их следует искать в основном вблизи современных рек, охватывая придолинные древние увалы.

Д. Б. Базаров (1968) считает, что современная гидросеть Забайкалья древнее основных элементов современного рельефа — хребтов и впадин. Реки заложились еще в период, когда Забайкалье представляло собой пенеплен. В ходе общего поднятия и деформаций пенеплена направление основных рек сохранялось, сопровождаясь интенсивным глубинным врезом. Узкие ущелья, пересекающие хребты, возникли не в результате перехватов, а представляют собой антецедентные долины, днище которых углублялось реками по мере поднятия хребтов. Интенсивному проявлению глубинной эрозии способствовал тот факт, что многие реки приурочены к раздробленным разломами полосам.

Фазы врезания рек отмечены террасами. В Прибайкалье Н. В. Думитрашко (1952) выделила до 12 террасовых уровней; самые верхние абразионные террасы и

денудационные уровни возвышаются на 250—300 м над уровнем Байкала. В долине Енисея в пределах Северо-Минусинской впадины, по Д. П. Финарову (1968), выделяются следующие террасовые комплексы: голоценовый (высокая и низкая пойма), плейстоценовый (I—V террасы высотой до 60—80 м) и плиоценовый (VI—IX террасы высотой до 200—240 м). В долинах рек Алтая Л. Н. Ивановский (1968) насчитывает до 30 террасовых уровней, но Н. А. Ефимцев (1968) ограничивает их число до 10—11.

Н. А. Ефимцев (1968) отметил интересную особенность строения речных долин Горного Алтая: феноменальные мощности (до 300—350 м) аллювиальных отложений рек Чуя и Катуни. Мощная ининская аллювиальная толща, образовавшаяся в раннем — среднем плейстоцене, выполняет древние долины этих рек и слагает высокую 350-метровую террасу. В ининской толще развита серия более низких, эрозионных террас. Н. А. Ефимцев объясняет накопление ининской толщи опусканием, охватившим Горный Алтай в начале плейстоцена и после среднего плейстоцена сменившимся новым поднятием. До сих пор были известны случаи остановки или задержки поднятия молодых горных стран, но фазы опускания не отмечались. Важно отметить, что опускание не могло иметь гляцио-изостатическую природу, так как началось до оледенения Алтая. По-видимому, мы столкнулись здесь с ранее неизвестной особенностью тектонических процессов горообразования.

Высокие террасы, мощные толщи слоистых отложений во впадинах и речных долинах Южной Сибири дали основание для «озерной гипотезы». Многие исследователи полагали, что в плейстоцене в Забайкалье и Прибайкалье существовало обширное озеро или цепь озер, осушившихся в результате стока их вод в Байкал. По Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец (1968), чрезвычайно широкое распространение озер в среднечетвертичное время в пределах Алтая и Тувы также позволяет говорить об «озерной эпохе». При этом отмечается связь озер с максимальным оледенением: озера питались талыми ледниковыми водами. Другие исследователи выступают против «озерной гипотезы». Не отрицая существования в плейстоцене небольших озер, подпруженных излившимися лавами, ледниками или моренами, В. Н. Олюнин (1965) утверждает, что ни в рельефе меж-

горных впадин, ни в четвертичных отложениях Прибайкалья и Забайкалья нет следов крупных озер, значительно превышавших по размерам современные.

Древнее оледенение. Быстрое поднятие горных хребтов в новейшее время привело к развитию мощного оледенения в горах Южной Сибири. Вопрос о характере оледенения служил предметом длительной дискуссии. П. А. Кропоткин предполагал существование мощного покровного оледенения. Напротив, И. Д. Черский, учитывая континентальность климата Восточной Сибири, считал возможным развитие только долинных ледников. Представление о долинном характере оледенения до недавнего времени было господствующим. Однако, как отмечает М. Г. Гросвальд (1965), новые данные заставляют вернуться к точке зрения о существовании крупных древнеледниковых покровов Восточного Саяна и других горных областей юга Сибири. С. В. Обручев, И. С. Гудилин, И. Г. Нордега установили, что на участках древних поверхностей выравнивания Восточного Саяна, хребта академика Обручева формировались обширные ледниковые покровы, отдельные языки которых спускались по долинам в Тоджинскую котловину. Таким образом, особенности морфоструктуры возрожденных гор (широкое развитие поверхностей выравнивания) предопределили развитие оледенений особого типа, покровного (или полупокровного), не свойственного молодым горам альпийского пояса.

В истории древнего оледенения Южной Сибири выделяется несколько фаз. Некоторые исследователи относят самую раннюю фазу оледенения к плиоцену — началу плейстоцена (Н. В. Думитрашко, 1952). Большинство исследователей относит первое оледенение гор Южной Сибири к среднему плейстоцену. Среднеплейстоценовое оледенение было максимальным. В Восточном Саяне и Туве, по М. Г. Гросвальду (1965), оно было покровным и только в краевых частях переходило в сетчатое (с нунатаками) и дендритовое, т. е. было представлено сетью долинных ледников. Таким образом, одновременно существовали ледники разных типов: в пределах горных хребтов — покровные и полупокровные ледники, каровые ледники; между хребтами — долинные ледники и ледники подножий. На равнинах покровное оледенение часто отсутствовало.

В межледниковую эпоху произошло значительное

общее поднятие горных массивов, сопровождавшееся глубоким эрозионным врезом. В Восточном Саяне межледниковая эпоха была отмечена излияниями базальтов. Интенсивные поднятия стимулировали новое оледенение гор.

Последнее, позднеплейстоценовое оледенение было меньше, чем среднеплейстоценовое, но связанные с ним формы рельефа и отложения сохранились лучше. М. Г. Гросвальд выделяет две группы ледниково-экзарационных форм последнего оледенения: 1) альпийские формы (кары, карровые лестницы, троговые долины, зубчатые горные гребни и пирамидальные пики), созданные каровыми и долинными ледниками; 2) скандинавские формы, созданные ледниками покровного типа, они представлены сложным сочетанием бараньих лбов, курчавых скал, экзарационных гряд с ложбинами-шрамами и впадинами небольших озер. Если альпийские формы образовались в ходе расчленения рельефа, то скандинавские формы — результат сглаживания рельефа покровным ледником. Эти формы не принадлежат разновозрастным ледникам, но созданы одновременно ледниками разных типов. При этом мы вновь сталкиваемся с ведущей ролью морфоструктуры. В областях развития поверхностей выравнивания при сравнительно малых уклонах доледникового рельефа возникли скандинавские формы. В пределах более крутых, наклонных поверхностей возникли альпийские формы.

Л. Н. Ивановский (1968) подчеркивает, что в начале ледниковой эпохи поверхности выравнивания на Алтае были более обширными, чем в настоящее время; это стимулировало образование ледников плоских водоразделов и ледников покровного типа. Альпийские формы рельефа были развиты слабо. Однако к концу ледниковой эпохи в связи с общим поднятием и усложнением рельефа гор роль долинных, каровых ледников и альпийских форм существенно возросла, и именно альпийские формы определяют теперь облик морфоскульптуры многих хребтов Горного Алтая.

Размещение ледников в горах Южной Сибири в течение среднего и позднего плейстоцена было очень неравномерным и зависело от абсолютной высоты, от ориентировки хребтов. Самое большое оледенение наблюдалось в тех наиболее высоких и благоприятно ориентированных (субмеридиональных) хребтах, которые пе-

рехватывали влагу из западных воздушных масс. Сухие внутригорные районы часто оказывались лишенными ледников (Олюнин, 1965).

В эпоху позднеплейстоценового оледенения, как указывают Н. А. Флоренсов и В. Н. Олюнин (1965), в условиях значительного похолодания произошло накопление основных «запасов холода» в виде устойчиво промерзших грунтов. С вечной мерзлотой связаны характерные формы рельефа хребтов и межгорных впадин — бугры пучения, полигональные почвы, термокарстовые впадины, солифлюкционные покровы.

Голоценовое время ознаменовалось полным исчезновением покровных ледников и резким сокращением долинных и карровых ледников.

Особенности морфоскульптуры, современные экзогенные и эндогенные процессы

Морфологические ландшафты Южно-Сибирского горного пояса составляют заметный контраст ландшафтам равнин, плато и плоскогорий, прилегающим к ним с севера. Особенно резок этот контраст на западе, где Горный Алтай соседствует с равнинами Степного Алтая.

«Гора встает отвесно, как стена. Прямо из степи — над ровной-ровной степью. Только что степь была, и мы ехали по этой степи, по ровной дороге, суслики перебегали дорогу... и вдруг, как в награду нам, этот зеленый яркий мир, крутые тропы и снежные пики. А под нами внизу, за бортом где-то — весь пенистый, молочно-белый Катунь» — так описывает начало своей поездки по знаменитому Чуйскому тракту писатель Василий Субботин.

Восточнее, за Иркутском, контраст между ландшафтами гор и прилегающих к ним с севера территорий несколько сглаживается в связи с «выклиниванием» к востоку степной и лесостепной зон. Однако и в условиях сплошной тайги горный пояс ясно выделяется своими гипсометрическими контрастами, сочетанием горнотаежных и гольцовых ландшафтов.

«Экзогенные процессы, активизирующиеся при увеличении гипсометрических градиентов, развивались в пределах Алтае-Саянской области в различных клима-

тических условиях, соответствующих ландшафтам сухих степей, светлохвойной и темнохвойной тайги, альпийских лугов, горных тундр и даже перигляциальной пустыни, — пишет С. А. Стрелков. — По отношению к поясным вертикальным зонам реки и ледники являются интразональными элементами. Поэтому в расчленении рельефа, создании гор и придании им современного облика ведущую роль играла деятельность текучей воды. На втором месте оказывается роль оледенений. Остальные процессы... имели меньшее значение, хотя и создали разнообразные и заметные мезо- и микроформы» (Алтае-Саянская область, 1969, стр. 371).

Ведущей закономерностью морфоскульптуры и современных экзогенных процессов в пределах Южно-Сибирского горного пояса надо считать вертикальную поясность. Рассмотрим это явление на примере высокогорья Юго-Восточного Алтая (Северо-Чуйские горы), изученного М. В. Петкевичем (1968). Северо-Чуйские горы (высотой до 4173 м) отличаются большой высотой, глубоким и частым эрозионным расчленением, распространением современного оледенения (ледники относятся к долинному, каррovому и каррово-висячему типам). Альпийский высокогорный рельеф сочетается с холмисто-выровненными пространствами древних поверхностей выравнивания. Рельеф формировался и продолжает развиваться в условиях континентального, сурового климата, способствующего физическому выветриванию и денудационным склоновым процессам.

В пределах Северо-Чуйских гор, по М. В. Петкевичу (1968), выделяются следующие геоморфологические пояса (М. В. Петкевич называет их зонами):

1) гляциально-нивальный пояс, выше 2850—3000 м;

2) морозно-солифлюкционный перигляциальный пояс, 2000—3000 м;

3) эрозионно-аккумулятивный внеледниковый пояс, 1600—2300 м.

Границы между поясами не резкие, постепенные. Первый и второй пояса разделены снеговой границей (2850—3000 м), второй и третий — границей леса (1860—2300 м).

Верхний пояс (1) М. В. Петкевич характеризует как область господства современных ледников и многолетних снежников, интенсивного развития гляциальных и нивально-гляциальных процессов денудации. Сокраще-

ние долинных ледников последней эпохи оледенения привело к развитию оледенения карового типа. Кары группируются в несколько ярусов, отражающих этапы повышения снеговой линии. В современную эпоху наблюдается сокращение ледников и снежников, в связи с чем происходит затухание гляциальных и нивальных процессов, сменяющихся лавинными, гравитационными. Лавины, обвалы, сели образуют аккумулятивные шлейфы, постепенно скрывающие холмистый моренный рельеф.

Средний пояс (2) в ландшафтном отношении соответствует тундре. В эпоху последнего оледенения здесь интенсивно накапливалась морена. В настоящее время холмисто-моренный рельеф становится реликтовым и подвергается переработке талыми водами ледников и гравитационно-солифлюкционными процессами, которые особенно характерны для данного пояса. Развитая здесь вечная мерзлота создает водоупорный слой — прекрасную поверхность скольжения.

Гравитационно-солифлюкционные процессы яснее всего проявляются на пологих склонах (до 12—16°). Уже при уклонах выше 2,5° на склонах образуются полосы течения почво-грунтов, заканчивающиеся поперечными валами высотой до 0,5 м. На склонах северной экспозиции под влиянием снежников формируются нагорные террасы, интенсивно разрушающие склон. С ними связаны такие микроформы, как оплывины дернины, крупные сползающие бугры. В пределах крутых склонов гравитационно-солифлюкционные процессы уступают место чисто гравитационным. Камнепады создают подвижные, рыхлые конусы аккумуляции. При выпадении дождей на склонах проходят грязе-каменные потоки типа селей.

Как обычно в горах, морфология склонов и «набор» процессов их формирования во многом зависят от экспозиции склона, т. е. от ориентировки его по странам света. Склоны, обращенные навстречу увлажненным ветрам, идущим с юго-запада и запада, обычно более круты. Их вершины увенчаны карровыми или висячими ледниками, снежниками. На самих склонах и у их подножий располагаются холмисто-западинные формы, каменные глетчеры, каменные потоки, подвижные гравитационно-солифлюкционные конусы аккумуляции обломочного материала. Склоны противоположной экспозиции менее влажны, более пологи, изрезаны эрозионны-

ми ложбинами, в основании склона переходящими в конусы аккумуляции.

Нижний пояс (3) гор Южной Сибири в ландшафтном отношении разнообразен и включает кустарниковую тундру, тайгу и степи. В отношении морфоскульптуры и экзогенных процессов нижний пояс резко отличается от среднего: здесь возрастает роль флювиальных процессов и уменьшается роль солифлюкции в связи с деградацией вечномерзлого слоя. Большая задернованность склонов в нижнем поясе приводит к ослаблению быстрых гравитационных процессов (обвалов, камнепадов, селей); зато важное значение приобретает здесь плоскостной, сетчато-струйчатый смыв. Среди форм морфоскульптуры широкое развитие получают в нижнем поясе ложбины стока талых и дождевых вод, которые нередко переходят в ложбины, промоины. По глубоким большим ложбинам проносятся лавины и сели, зарождающиеся в верхних поясах гор. У подножий склонов, в местах выходов ложбин в долины, развиваются конусы выноса, образованные материалом пролювиально-нивально-гравитационного происхождения (обломками, щебнем), сцементированным суглинками (Петкевич, 1968).

Важнейшим регулятором экзогенных процессов в нижнем (3) поясе гор служат лесная растительность и свойственный лесным ландшафтам почвенный покров. Вырубка лесов, особенно на крутых склонах, резко нарушает сложившийся баланс экзогенных процессов: вместо медленных процесов линейной эрозии и плоскостного смыва, свойственных поясу (3), развиваются быстрые, порой катастрофические процессы ускоренной эрозии, образования лавин, селей, камнепадов, характерные для гольцового пояса (2). Средний пояс гор (2) с его *быстрыми гравитационными процессами как бы расширяется*, внедряясь в пределы пояса (3). К тяжелым последствиям ведет сведение лесов на песчаных почвах: возникают очаги развевания песков, формируются участки песчаного эолового рельефа, совершенно непригодные для строительства, сельского или лесного хозяйства.

Начиная с 1966 г. состояние природы гор Южной Сибири, особенно бассейна озера Байкал, исследовала экспедиция Института географии АН СССР во главе с Ф. Я. Шипуновым. Географы пришли к выводу, что со-

временная практика использования природных ресурсов в бассейне Байкала поставлена без должного учета природных условий, без достаточного научного обоснования и не обеспечивает воспроизводства природных ресурсов, необходимых для лесного, водного хозяйства и земледелия. Неумеренная рубка лесов в горах Южной Сибири привела к деградации природных ландшафтов и утрате их продуктивности на больших площадях. Как установила экспедиция Института географии АН СССР, горные участки с катастрофическими наводнениями, селями, лавинами, интенсивной водной эрозией, овражкообразованием и эоловыми процессами занимают в настоящее время 77% площади бассейна озера Байкал. Вызванное антропогенными факторами резкое усиление экзогенных денудационных процессов в бассейне Байкала отрицательно сказывается на режиме стока рек и на качестве воды, поступающей в озеро Байкал. Почти идеальная чистота, удивительно слабая минерализованность воды Байкала ставятся под угрозу (мы не говорим уже о губительных для Байкала последствиях постройки целлюлозно-бумажного комбината).

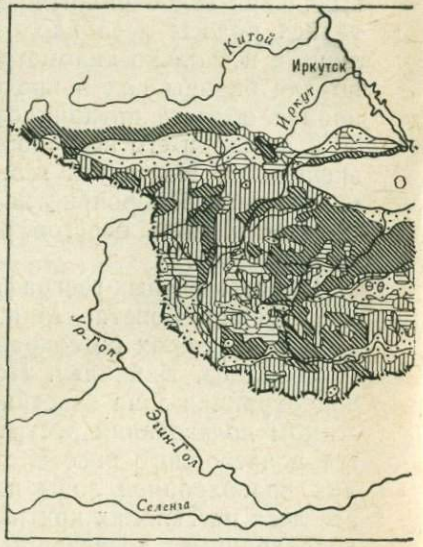
В бассейне Байкала сложилась порочная практика выделения водоохранных зон, когда водоохранными считались полосы леса вдоль берегов рек шириной всего лишь в несколько километров. Этого крайне недостаточно для охраны вод в пределах горной территории. Основная область питания озера Байкал занимает около 80% площади его водосборного бассейна — таков вывод экспедиции Института географии. Отсюда следует, что водоохранные мероприятия нельзя ограничивать узкими полосами вдоль берегов рек, они должны охватывать весь бассейн.

Выводы ученых-географов нашли отражение в постановлении Совета Министров СССР от 21 января 1969 г. «О мерах по сохранению природных комплексов бассейна оз. Байкал»[1]. Постановлением правительства водоохранная зона бассейна озера Байкал с особым режимом пользования ресурсами установлена в границах его водосборного бассейна в пределах СССР. В пределах водоохранной зоны исключаются из эксплуатации все леса на склонах крутизной более 25°, а также особо водоохранные, почвозащитные, лавинозащитные, селе-

[1] Собрание постановлений правительства СССР, 1969, № 3.

защитные леса, сосновые боры на песках. В связи с этими мероприятиями пересматривается объем рубок в бассейне Байкала. Для этой цели окажется полезной карта-схема преобладающих углов наклона на территории бассейна озера Байкал (рис. 105). На карте видно, какие обширные пространства в бассейне Байкала заняты склонами круче 15—25°, где всякое неумелое вмешательство в жизнь горнотаежных ландшафтов неизбежно влечет за собой резкое, часто катастрофическое усиление экзогенных геоморфологических процессов [1].

Проблемы природопользования в пределах Горного Алтая, Саян, Тувы в основных чертах те же, что и в бассейне Байкала. Во всей горнотаежной полосе юга Сибири освоение природных ресурсов ведется пока недостаточно рационально, допускаются перерубки леса, оголяются крутые склоны, следствием чего является резкое усиление эрозионно-денудационных процессов, нарушение режима рек, сокращение стока. Этим наносится ущерб не только лесному хозяйству, но и водным ресурсам нашей страны. Уже упоминавшаяся экспедиция Института географии АН СССР обратила внимание на Южно-Сибирский горный пояс как на важный источник чистой пресной воды. С гор Южной Сибири в среднем ежесуточно поступает на нижележащие равнины и в озеро Байкал около 800 млн. куб. м пресной воды, что в 30 раз превышает суточное ее потребление всем населением нашей страны и значительно превосходит суточное суммарное потребление свежей воды всем народным хозяйством и населением. В связи с общим обострением проблемы пресной воды вопросы охраны и рационального использования природных ком-



[1] 16 июня 1971 г. было принято новое постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР о дополнительных мероприятиях по обес-

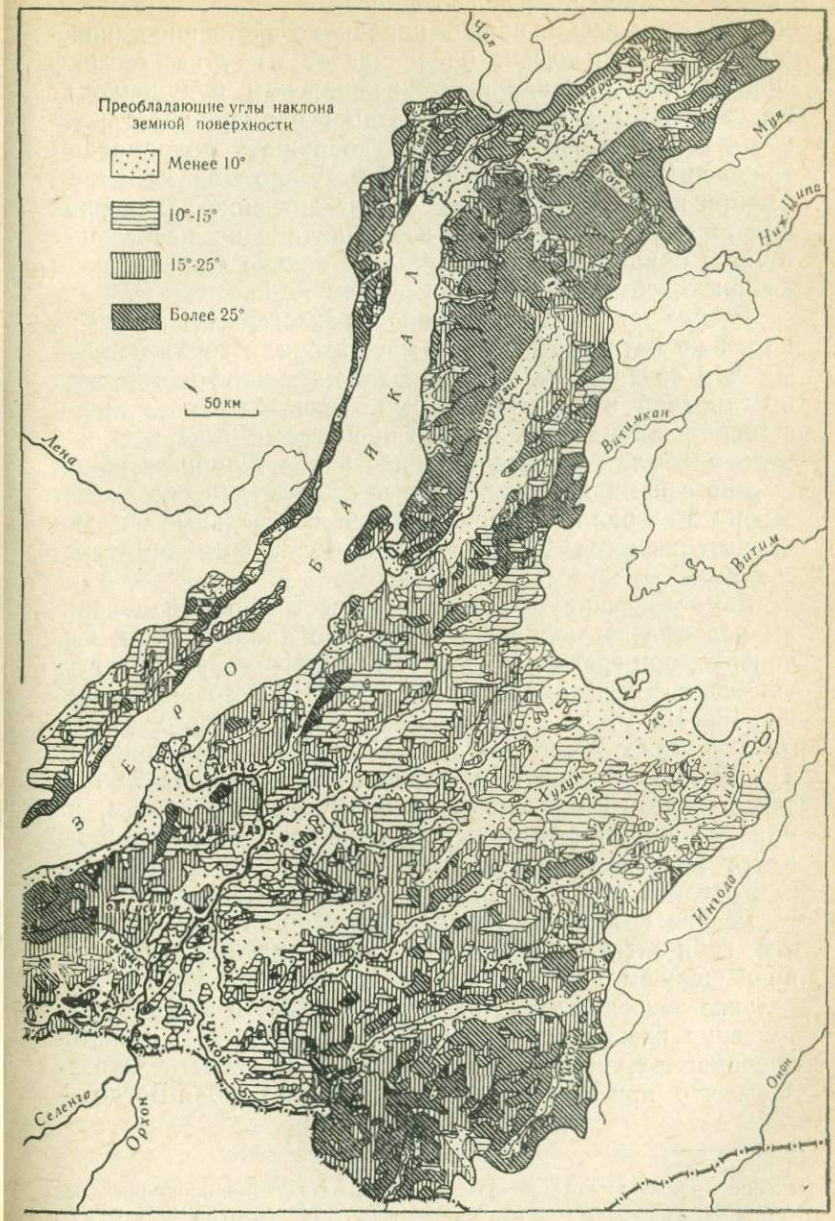


Рис. 105. Карта-схема преобладающих углов наклона земной поверхности в пределах бассейна озера Байкал (составила И. Н. Чукленкова)

плексов Южно-Сибирского горного пояса приобретают, таким образом, весьма важное народнохозяйственное значение. Не исключено, как предполагает известный географ профессор С. Л. Вендров, что в недалеком будущем окажется экономически целесообразным наряду с протяженными нефте- и газопроводами сооружать водопроводы трансконтинентальных масштабов. Озеро Байкал и горы Сибири приобретут в таком случае значение важнейших «месторождений» пресной воды, питающих населенные пункты и промышленные узлы не только Сибири, но и Европейской части СССР, Средней Азии.

Резкие усиления интенсивности экзогенных процессов, порой до катастрофических масштабов, в горах Южной Сибири связаны не только с климато-морфологической обстановкой и антропогенными вмешательствами, но и с современными эндогенными процессами, в первую очередь с землетрясениями. Область гор Южной Сибири высоко сейсмична, значительные ее пространства входят в зону 8—9-балльных землетрясений, отдельные участки характеризуются 10- и даже 11-балльными землетрясениями.

Землетрясения приводят к существенным изменéниям рельефа земной поверхности. По данным В. П. Солоненко, при среднебайкальском землетрясении 29 августа 1959 г. дно Байкала по разлому Черского опустилось на 10—15 м, а протяженность обновленного разлома достигала 30—35 км. При Цаганском землетрясении 11—12 января 1862 г. произошло опускание на 7—8 м тектонического блока площадью около 260 кв. км, из них 203 кв. км опустилось под уровень Байкала, и на месте Цаганской степи образовался залив Провал. С береговой стороны длина трещины была около 20 км.

Резкие изменения рельефа произошли при знаменитом гоби-алтайском землетрясении силой 12 баллов, происшедшем на юге Монголии 4 декабря 1957 г. Детальное изучение плейстосейстовой области этого землетрясения позволило получить точные данные о сейсмодислокациях, вызванных этим землетрясением. Оказалось, что при землетрясении хребет Гурбан-Богдо —

печению рационального использования и сохранения природных богатств бассейна озера Байкал («Правда», 24 сентября 1971 г.).— *Прим. ред.*

северная ветвь Гобийского Алтая протяженностью 275 км и высотой до 4000 м — поднялся примерно на 10 м и на такое же расстояние сдвинулся к востоку. Внутри наиболее высокой части хребта образовался Центральный грабен протяженностью 15—16 км. Произошли также срывы вершин гор, крупные сбросо-обвалы. Феноменальной представляется структура Битут-сейсмогравитационного тектонического клина. По системе сбросов часть горы протяженностью более 3 км и шириной 1,1 км опустилась на 328 м. Расчеты показывают, что для образования этой структуры ограничивающие ее тектонические трещины должны были раскрыться на 12 м. Это представляется вполне возможным, поскольку при гобиалтайском землетрясении встречались и более широкие трещины (до 14 и даже до 19 м).

Подобные наблюдения привели В. П. Солоненко к важному теоретическому выводу о большой роли землетрясений в образовании форм рельефа и геологической структуры. С действием землетрясений В. П. Солоненко связывает образование не только разрывных деформаций, но также флексур, куполовидных и других структурных форм. Эта точка зрения, выработанная на материале по горам Южной Сибири и Монголии, подтверждается и результатами исследований других регионов (например, в Средней Азии аналогичные взгляды развивает В. Г. Трифонов).

Материалы повторного нивелирования в районе Ашхабадского землетрясения, рассмотренные в предыдущей главе, хорошо согласуются с отмеченной новой концепцией. Район Ашхабада находится в предгорной зоне, которая, как это известно по геологическим и геоморфологическим данным, постепенно вовлекается в поднятие гор и в геологической перспективе станет частью гор. Однако геолого-геоморфологические методы не могли точно ответить, как происходит такое вовлечение — постоянно или рывками. Геодезические данные о современных движениях позволили выявить как бы «микроструктуру» этого процесса. Оказалось, что в сейсмически спокойные периоды район Ашхабада испытывает унаследованные опускания, развиваясь как часть предгорного прогиба. Напротив, в период повышенной сейсмической активности район Ашхабада быстро поднимался. Отсюда ясно, что процесс перестройки старой и образования новой морфоструктуры носит ярко выра-

женный прерывистый характер. Основная роль в формировании качественно новых морфоструктур принадлежит не медленным движениям земной коры, которые являются унаследованными, а быстрым, сейсмическим движениям.

В последнее время подобного рода переоценка произошла и в отношении экзогенных процессов. Академик Д. В. Наливкин (1969) показал, что в образовании рельефа (и особенно в создании новых форм его) важнейшую роль играют не медленные, постоянно действующие экзогенные процессы, а процессы быстрые, порой катастрофические — ураганы, штормы, бури и т. д. После работ Ляйелля в геологии и географии было обращено главное и основное внимание на медленно протекающие, незаметные процессы, которые в течение длительной геологической истории действительно производят колоссальную работу. Но, отметая концепцию катастрофизма, исследователи при этом забыли о том, что в аспекте геологического времени так называемые катастрофические процессы — тоже весьма обычное и частое явление. Задача состоит, очевидно, в том, чтобы научиться правильно, объективно оценивать роль как медленных, так и быстрых процессов в образовании конкретных элементов рельефа и структуры.

Глава 12
ГОРЫ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРИ

Еще планета не остыла,
Еще бурлит ее ядро.
От напряженья рвутся жилы
Веками скрученных ветров.

Ее теплом подогревается
Стихий беспечных круговерть:
Как зубы, горы прорезаются,
И лава жадно лижет твердь.

В. Зуенок

Орография и морфоструктура

Общая характеристика. В этой главе рассматривается обширная территория, протянувшаяся более чем на 4 тыс. км вдоль Тихого океана, от границ СССР с Китаем и Японией до Северного Ледовитого океана и Берингова пролива. Восточная окраина нашей страны обладает очень сложным, разнообразным рельефом, но в целом может быть охарактеризована как горная страна с преобладанием среднегорных и низкогорных (сопочных) ландшафтов. Единство территории в геоморфологическом отношении определяется известной общностью геотектонических условий. Бóльшая часть рассматриваемого горного пояса, который в целом мы будем называть Дальневосточным горным поясом СССР, принадлежит к области мезозойской складчатости, и лишь крайние восточные элементы пояса (Сахалин, Курилы, Камчатка) относятся к области кайнозойской складчатости и современного вулканизма.

В пределах Дальневосточного горного пояса СССР можно выделить несколько крупных морфоструктурных областей. Южная часть советского Дальнего Востока, заключенная между хребтами Тукурингра-Джагды и Сихотэ-Алинь, вместе с островом Сахалин составляют Приамурско-Сахалинскую морфоструктурную область. Посредством неширокой горной полосы Джугджура и Прибрежного хребта, образующих Джугджурскую под-

область, хребты южной части Дальнего Востока соединяются с системами гор северной части Дальнего Востока и северо-востока Сибири. Морфоструктурная область северо-востока Сибири включает Верхоянскую горную систему и нагорье Черского вместе с осложняющими их плоскогорьями и низменностями побережья Северного Ледовитого океана. Колымско-Чукотская морфоструктурная область охватывает системы Колымского, Чукотского (Анадырского) нагорий, Юкагирское плоскогорье. Понижением, тянущимся от Анадырского залива к Пенжинской губе, Колымо-Чукотская область отделяется от Курило-Камчатской морфоструктурной области, включающей помимо Курильских островов и Камчатского полуострова систему Корякского нагорья. В отличие от других морфоструктурных областей Дальневосточного горного пояса, более или менее гетерогенных в структурно-тектоническом отношении и охватывающих наряду с участками мезозойской складчатости более древние массивы и глыбы, Курило-Камчатская область относительно монолитна и относится целиком к поясу самой молодой (кайнозойской) складчатости.

Дальневосточный горный пояс СССР подобно описанному в предыдущей главе 11 Южно-Сибирскому поясу обнаруживает известную симметричность строения (рис. 7). Ось симметрии Дальневосточного пояса лежит примерно на 152° в. д., т. е. смещена на 45—47° к востоку от оси Южно-Сибирского пояса. Подобно последней ось Дальневосточного пояса имеет субмеридиональное направление. Она совпадает с направлением среднего течения реки Колымы, и в дальнейшем будем называть ее Приколымским швом, или глубинным разломом (Баранова, 1967, стр. 3; Резанов, 1968, стр. 138).

По разные стороны от субмеридионального Приколымского шва основные горные системы ориентированы в противоположных направлениях. К западу от шва преобладают хребты юго-восточного направления (Верхоянская цепь, нагорье Черского), к востоку от него основные орографические линии (Колымское, Корякское нагорья) имеют юго-западное направление. В полосе самого шва на меридиане Магадана происходит как бы торцовое сочленение хребтов. Как и в Южной Сибири, наблюдается веер хребтов.

Продолжая линию Приколымского шва к югу от Магадана, замечаем, что она сохраняет там значение «оси

симметрии». От Магадана рассматриваемую линию проведем через центральную часть Охотского моря в направлении к наиболее глубокой части Курильской впадины с отметкой —8576 м[1]. По отношению к этой «оси» симметрично, хотя и с некоторым перекосом, расположены два больших поднятия области кайнозойской складчатости, оба субмеридиональной ориентировки — поднятия острова Сахалин на юго-западе и полуострова Камчатка на северо-востоке. Морфоструктурную ось симметрии на продолжении Приколымского шва можно проследить и на дне Полярного бассейна. На продолжении Приколымского шва к северу мы находим глубоководную впадину между подводными хребтами Ломоносова и Менделеева. Эти два хребта подобно Сахалину и Камчатке расположены симметрично по обе стороны от линии, продолжающей Приколымский шов.

Многие исследователи отмечают важное значение меридиональных разломов структур в новейшей тектонике и рельефе Дальнего Востока. Не менее ярко, чем в других частях СССР, проявляется здесь система молодых морфоструктурных «волн» земной коры долготной ориентировки. Гребень одной из таких «волн» можно провести через подводный хребет Ломоносова, Новосибирские острова, западную часть нагорья Черского на острова Сахалин и Хоккайдо. Сопряженную с нею полосу прогибания, как отмечалось, мы проводим через Приколымский шов. Следующий к востоку гребень субмеридиональной «волны», вероятно, следует вести на Олюторский подводный хребет, вытянутый удивительно точно вдоль 170-го меридиана.

Важное значение линии Приколымского шва в строении Дальневосточного горного пояса вытекает не только из анализа рельефа, но подтверждается и многими геологическими материалами. В пределах мезозоид Северо-Востока СССР по разные стороны от Приколымского шва наблюдаются различные типы складчатости. К западу от этого шва преобладают складки линейного типа (типичный пример — Верхоянский хребет — мегантиклинорий); к востоку от шва развита преимущественно брахиформ-

[1] А. В. Горячев (1966) отмечает в центральном районе Малой Курильской гряды, ограниченном разломами, совпадающими с проливами Буссоль и Крузенштерна, наибольшую скорость новейшего и современного прогибания.

ная складчатость, представленная различными видами сундучных, куполовидных поднятий и мульд (Резанов, 1968). Кайнозойский магматизм на Северо-Востоке СССР проявился главным образом восточнее Приколымского шва (в пределах Охотско-Чаунского вулканогенного пояса мезозоид) и в Корякско-Камчатской складчатой области. Возможно, что отсутствие современного вулканизма на Сахалине (при наличии его на Камчатке) также связано с положением Сахалина — к востоку от Приколымского шва. Влияние последнего сказывается и на общей структуре земной коры. По данным И. А. Резанова (1968), к западу от Приколымского шва мощности земной коры и сейсмическая активность достигают бо́льших значений, чем к востоку от него. Здесь же находятся максимальные высоты рельефа земной поверхности области мезозоид (нагорье Черского).

Какова природа Приколымского шва? По этому поводу пока можно высказать лишь некоторые предположения. Как отмечает И. А. Резанов (1968), на Северо-Востоке СССР в новейшее время в той или иной степени проявили себя структурные направления самого различного возраста, в том числе возникшие еще в рифее, во время заложения Восточноазиатского складчатого пояса. К таким весьма древним структурным элементам, продолжавшим свое развитие в новое и новейшее время, должен быть отнесен, по-видимому, и Приколымский шов, или глубинный разлом. Субмеридиональные рифейские структуры в полосе рассматриваемого шва известны как по геологическим, так и по геофизическим данным (линейные магнитные аномалии). И. А. Резанов (1968) заключает, что имеется много прямых и косвенных признаков в пользу того, что в центральной части Северо-Востока СССР, в полосе шириной в 400—500 км между меридианами 146—156°, в рифее существовал крупнейший долготно-ориентированный складчатый пояс. Средний меридиан этого древнего рифейского пояса (151°), как видим, почти точно совмещается с «осью симметрии» Дальневосточного горного пояса, намеченной в начале этой главы по чисто морфологическим признакам, вдоль 152-го меридиана.

Такое совпадение свидетельствует о длительной активности и весьма важном значении данной тектонической линии в течение всей геологической и геоморфологической истории. В рифее с этой линией было связано

формирование мощной складчатой зоны. В дальнейшем вдоль нее сформировались крупные массивы — Колымский, Охотский, Новосибирский, которые в свою очередь оказали решающее влияние на конфигурацию структур (морфоструктур) мезозойского и кайнозойского возрастов (Коржуев, 1969). Колымский срединный массив послужил границей между Яно-Колымской и Анюйско-Чукотской складчатыми областями, по И. А. Резанову (1968), или между морфоструктурными областями северо-востока Сибири и Колымско-Чукотской. Впадина Охотского моря, возникшая на месте другого срединного массива, разобщила Приамурско-Сахалинскую и Курило-Камчатскую морфоструктурные области. К линии Приколымского шва в мезо-кайнозое присоединился линейный прогиб, продолжающий рифтовую впадину подводного хребта Гаккеля — Момо-Селенняхскую впадину. Так исторически сложилась та симметричность строения Дальневосточного горного пояса СССР, на которую было обращено внимание в начале этой главы.

«Ось симметрии» Дальневосточного горного пояса СССР — Приколымский шов, как и «ось симметрии» Южно-Сибирского пояса — Байкальский шов, по своему значению должны быть отнесены, по-видимому, к наиболее важным линеаментам планетарного значения. В самом деле, расстояние по широте между этими двумя морфоструктурными швами составляет, как отмечалось, около 45°. Отступя еще на 45° к западу от Байкальского шва, на долготе 60—62° мы встречаем грандиозную меридиональную морфоструктуру Урала. Новый 45-градусный шаг к западу, и мы находим на долготе 15—20° цепь крупных новейших и современных поднятий Средней Европы, включающую Шпицберген, Фенноскандинавский свод и продолжающуюся, по-видимому, на юг, к Карпатам и Восточно-Африканским рифтам.

Среди меридиональных линеаментов, разделенных примерно 45-градусными интервалами, можно заметить существенные различия. Если Приколымский и Байкальский швы выражены преимущественно отрицательными морфоструктурами, то к Уральскому и Среднеевропейскому линеаментам тяготеют морфоструктуры положительные. Возможно, это связано с общими морфоструктурными различиями Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Евразии. В Индо-Атлантическом, относительно опущенном сегменте (см. гл. 1) планетарные

линеаменты соответствуют поднятиям. Напротив, в Тихоокеанском сегменте, в целом приподнятом, линеаментам соответствуют прогибы. Все сказанное пока, конечно, не больше чем гипотеза, требующая дальнейших проверок и уточнений.

Перейдем теперь к обзору особенностей орографии и морфоструктуры отдельных частей Дальневосточного горного пояса СССР.

Приамурско-Сахалинская область. Горную область юга советского Дальнего Востока географы обычно рассматривают в административных границах Амурской, Сахалинской областей, Приморского и южной части Хабаровского краев. При таком подходе в рамки данной горной области включается система Станового хребта. В данной книге, носящей не общегеографический, а специальный геоморфологический характер, Становой хребет, сформированный в пределах области докембрийской (байкальской) складчатости, отнесен к Южно-Сибирскому горному поясу, которому посвящена предыдущая глава 11. Дальневосточный горный пояс мы рассматриваем в рамках геологических границ областей мезозойской и кайнозойской складчатости.

Вместе с тем в нарушение традиций геолого-тектонических описаний в морфоструктурную область юга Дальнего Востока мы включаем и Сахалин, который входит в пояс кайнозойской складчатости. Дело в том, что континентальная часть юга советского Дальнего Востока и остров Сахалин составляют единый морфоструктурный блок. В этой связи отметим молодость Татарского пролива: еще в последнюю ледниковую эпоху, когда уровень океана падал примерно на 100 м ниже современного положения, Сахалин непосредственно соединялся с материком. Как пишет В. В. Соловьев (1968, стр. 278), «связующим звеном морфогенеза Сахалина и Сихотэ-Алиня служат периодически повторявшиеся в четвертичное время оледенения и колебания уровня океана».

Геоморфологическое единство всей Приамурско-Сахалинской области вытекает не только из палеогеографических данных, но и из анализа современного рельефа, его общей морфологической структуры (рис. 106). Горные хребты юга Дальнего Востока образуют единый веер, расходящийся к юго-западу. Крайними перьями веера служат хребет Тукурингра-Джагды (до 1605 м) и хребты острова Сахалин — Западно-Сахалинский (до 1325 м) и

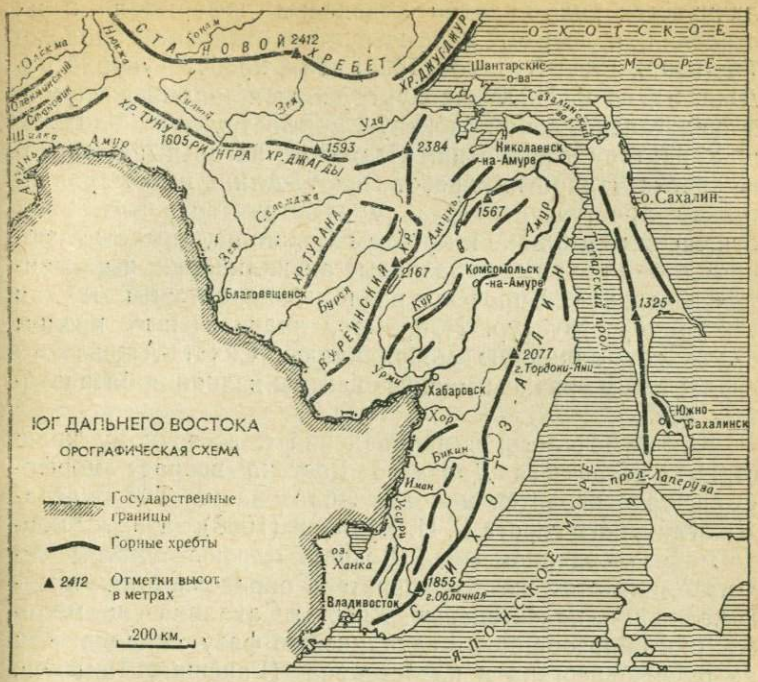


Рис. 106. Орографическая схема дальневосточного горного пояса СССР

Восточно-Сахалинский (до 1609 м). Тукурингра-Джагды вытянут в субширотном направлении, хребты Сахалина ориентированы долготно. Между ними проходят хребты промежуточного направления. Буреинский хребет и его продолжение — хребет Дуссе-Алинь составляют как бы среднее перо веера и имеют северо-восточную ориентировку. Расположенный ближе к меридиональным поднятиям Сахалина хребет Сихотэ-Алинь (до 2077 м) имеет субмеридиональное направление. Основание веера хребтов лежит в Охотском море, где-то севернее мыса Елизаветы — северной оконечности Сахалина.

Хребты Приамурско-Сахалинской области представляют собой крупные тектонические поднятия, т. е. являются морфоструктурами. Двигаясь с северо-запада, от хребта Тукурингра-Джагды, на юго-восток, к берегам Японского моря, можно наблюдать, как постепенно изменяется характер морфоструктур хребтов, а именно: уве-

личивается роль складчато-сводовых деформаций в их строении, а возраст морфоструктур становится моложе (Чемеков, 1959; Худяков, 1968). Так, хребет Тукурингра-Джагды, по Г. И. Худякову, ограничен зонами разломов и представляет собой блоковую морфоструктуру, близкую по характеру к поднятиям Станового нагорья и Станового хребта. Напротив, хребет Сихотэ-Алинь имеет сравнительно простую сводовую морфоструктуру, и в этом отношении он ближе к хребтам Сахалина, представляющим собой крупные складчатые антиклинории, выраженные в рельефе. Впрочем, разломы характерны и для этих морфоструктур. Например, значительный разлом осложняет западную моноклиналь Сихотэ-Алиньского свода; с ним связаны мощные центры излияния базальтовых лав.

Как отмечалось, в направлении к восточному краю горного веера юга Дальнего Востока возраст морфоструктур становится моложе. Образование Тукурингра-Джагдинского горста Г. И. Худяков (1968) датирует концом юры — началом мела. Возраст морфоструктуры Сихотэ-Алиня этот же исследователь определяет как позднемеловой — палеогеновый. Хребты Сахалина еще моложе: они образовались в сахалинскую фазу складчатости на рубеже неогена и плейстоцена (Ганешин, Чемеков, 1960; Соловьев, 1968).

По подсчетам В. В. Никольской (1969), горы занимают около 80% территории юга Дальнего Востока (при этом средневысотные горы имеют несколько большую площадь, чем низкие). Пространства между хребтами (всего около 20% площади юга Дальнего Востока) заняты низменностями и плато с высотами от 50—100 м и до 300—500 м. Они имеют равнинный аккумулятивный рельеф и сложены преимущественно озерно-аллювиальными толщами неогенового и четвертичного возрастов. Ближе к хребтам аккумулятивные равнины переходят в широкие участки денудационных поверхностей выравнивания с мощными корами выветривания, возраст которых колеблется от позднемелового до плиоцен-раннечетвертичного (Чемеков, 1959).

В восточной части Приамурско-Сахалинской области со складчато-сводовой морфоструктурой межгорные низменности имеют ясно выраженный линейный характер и соответствуют протяженным синклинальным прогибам. Характерна Тымь-Поронайская низменность Сахалина —

узкая, вытянутая между двумя хребтами-антиклинориями и соответствующая синклинорию. Рост антиклинориев и опускание синклинория продолжаются и в современную эпоху, что находит отражение в характере сейсмичности Сахалина (рис. 107). Близкий характер имеют Эворон-Чукчагирская, Уссурийско-Ханкайская, Среднеамурская низменные равнины.

Для западной части рассматриваемой области характерны впадины не линейных, а изометрических очертаний. Таковы Верхнезейская равнина, обширная Зейско-Буреинская и Среднеамурская равнины (две последние разделены отрогами Буреинского хребта). Зейско-Буреинская впадина образовалась на месте Туранского срединного массива пояса мезозойской складчатости. И. П. Герасимов (1959) обратил внимание на особую роль древних срединных массивов в образовании морфоструктуры Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. Развивая эти представления, Г. И. Худяков (1968) рисует следующий путь морфоструктурного развития Зейско-Буреинской впадины. Эта отрицательная морфоструктура возникла на месте сводового поднятия с палеозойской складчатостью. Поднятия свода в течение поздней юры—раннего мела сменились интенсивными блоковыми опусканиями, сопровождавшимися расколами фундамента и излияниями эффузивов.

Структуры, развивавшиеся по описанному пути, получили в геологической литературе название «див-структур». По-видимому, они весьма характерны для всей восточной части Евразийской глыбы. Морфоструктурными аналогами Зейско-Буреинской впадины (на ранних стадиях ее развития) могут служить впадины современных эпиконтинентальных морей — Берингова, Охотского, Японского (связь впадины Охотского моря с древним срединным массивом была отмечена выше). Г. И. Худяков полагает, что подобный ход развития испытали также Западно-Сибирская сложная впадина, Тунгусская синеклиза, впадина Гоби и другие впадины восточной части Евразии. Это интересное предположение заслуживает тщательной проверки.

В новейшее время все крупные морфоструктуры юга Дальнего Востока были тектонически активны. П. Н. Кропоткиным и его сотрудниками были детально изучены вертикальные движения морфоструктур (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Амплитуды новейших поднятий

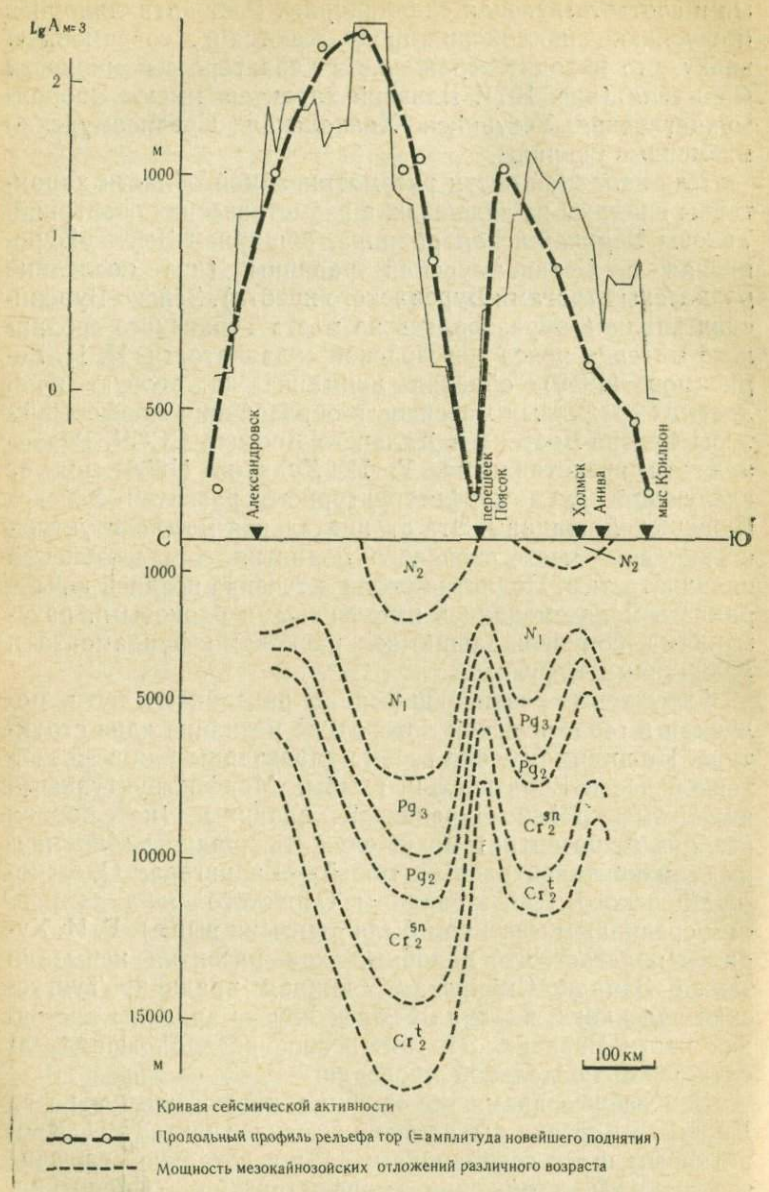


Рис. 107. Корреляция сейсмической активности с величиной новейшего поднятия Западно-Сахалинских гор и предшествовавшего мезо-кайнозойского прогибания (по С. Л. Соловьеву)

хребтов достигают 1,5—2 км. Зейско-Буреинская и другие внутриконтинентальные впадины в неогене испытали опускание, а в четвертичном периоде стали вовлекаться в общее поднятие суши. В последнее время накапливается все больше фактов, указывающих на широкое распространение на Дальнем Востоке не только вертикальных, но и горизонтальных новейших движений. Многие разломы при тщательном изучении оказываются сдвигами или надвигами. В частности, установлено надвигание главного антиклинория Сихотэ-Алиня на расположенные к западу от него синклинальные зоны. Для сдвигов и надвигов Приморья характерно движение блоков земной коры в направлениях с юга на север и с востока на запад. Как выяснилось, среди разрывных нарушений в Приморье широко распространены меридиональные разломы; они оказали существенное влияние на распределение интрузивных массивов и месторождений олова, вольфрама. Изучение горизонтальных движений земной коры имеет поэтому не только важное научное, но и прикладное значение.

Новые и новейшие движения земной коры на юге Дальнего Востока сопровождались интенсивным вулканизмом. Излияния лав основного, среднего и кислого состава особенно интенсивно протекали в позднем мелу — палеогене и в позднем миоцене — плиоцене (Денисов, 1968). В главе 11 была высказана гипотеза об антагонизме между процессами роста гор и вулканизма на определенной, достаточно поздней стадии орогенеза. Этой гипотезе не противоречат и особенности морфоструктуры юга Дальнего Востока, где ландшафты сравнительно невысоких (средних и низких) гор сочетаются с широким распространением вулканических плато.

Интересные особенности развития рельефа кайнозойских вулканических плато Дальнего Востока указаны А. С. Хоментовским (1968). Базальты очень устойчивы против размыва, и поверхность плато, совпадающая с поверхностью лавового покрова, долгое время успешно противостоит денудации, оставаясь совершенно ровной и контрастируя с обрывистыми, крутыми краями плато. Долины рек в базальтах узки и крутостенны: эрозия рек здесь затруднена. Но стоит реке пропилить всю толщу базальтов и углубиться в нижележащие более мягкие породы, как она начинает быстро расширять долину, подмывая базальтовые покровы снизу. В результате окраи-

ны плато становятся сильно изрезанными, приобретают фестончатый характер.

Главными особенностями морфоструктуры пояса мезозойской складчатости И. П. Герасимов (1959) считает, во-первых, довольно ясное и в целом прямое отражение геологической структуры в рельефе и, во-вторых, глубокую эродированность складчатого геологического субстрата. Остановимся несколько подробнее на второй особенности. И. П. Герасимов подчеркивает, что в формировании отдельных горных гряд и депрессий Дальнего Востока наряду с эндогенным фактором (движениями земной коры) важную роль играет глубокий эрозионный размыв, т. е. фактор экзогенный (правда, контролируемый складчатой структурой субстрата). С проявлением экзогенного фактора И. П. Герасимов связывает общую сниженность горного рельефа Дальнего Востока, широкое распространение мелкосопочного рельефа, наличие не только чисто тектонических, но и денудационно-тектонических депрессий и хребтов. Всем этим морфоструктура области мезозойской складчатости отличается от почти целиком тектонически обусловленной морфоструктуры области кайнозойской складчатости.

Проблема эродированности «геологического субстрата» рассматриваемой области имеет не только важное познавательное, но и прикладное значение. Глубина эрозионного среза гор определяет набор возможных рудных месторождений. В связи с этим от общих качественных характеристик степени размытости гор исследователи должны переходить теперь к точной, количественной оценке величин эрозионного среза. Мы еще вернемся к этому вопросу в дальнейшем.

Северо-Восток Сибири и Колымско-Чукотская область. Северо-Восток СССР — область, где было сделано самое крупное географическое открытие нашего столетия (в пределах суши) — открыта огромная, сложная горная система Черского, по своей протяженности (свыше 1200 км) равная всему Большому Кавказу. Это замечательное открытие было сделано в 1926—1927 гг. С. В. Обручевым и К. А. Салищевым, но уточнение схемы орографии края продолжалось в дальнейшем и не закончилось до сих пор.

С. В. Обручев назвал открытое им обширное, сложное горное сооружение в честь И. Д. Черского (1845—1892), выдающегося исследователя Сибири, хребтом Черского.

Однако это горное сооружение представляет собой целую систему хребтов, цепей, плоскогорий. В свете современных представлений более точно называть данную горную страну нагорьем.

Название нагорье Черского впервые появилось на Гипсометрической карте СССР в Физико-географическом атласе мира (1964), составленной при консультации автора данной книги. В этом же атласе в соответствии с предложениями А. П. Васьковского (1956), крупного специалиста по геологии и геоморфологии Северо-Востока СССР, были внесены некоторые изменения в сложившуюся систему орографических названий нагорья Черского, а именно введены названия: цепь Сергея Обручева и цепь Билибина. Замечательные советские геологи и геоморфологи С. В. Обручев (1891—1965) и Ю. А. Билибин (1901—1952) внесли огромный вклад в познание рельефа, геологического строения и полезных ископаемых Северо-Востока нашей страны, и увековечение их памяти в географических названиях этого края в высшей степени обоснованно.

Итак, нагорье Черского имеет общее юго-восточное направление и состоит из двух основных горных цепей — цепи Сергея Обручева и цепи Билибина, разделенных сложной Момо-Селенняхской впадиной. По С. С. Коржуеву (1965, 1969), цепь Сергея Обручева (на картах обычно обозначаемая как хребет Черского) состоит из нескольких кулисообразно расположенных хребтов; ширина цепи от 50 до 250 км. Цепь начинается от правых притоков Яны и тянется на юго-восток через среднее течение Индигирки к верховьям Колымы. В средней части цепи Обручева находится хребет Улахай-Чистай с наиболее высокой точкой Северо-Востока СССР — горой Победа (3147 м). Цепь Билибина (в основном соответствующая Момскому хребту) также состоит из разных по размерам и высоте хребтов и гряд, расположенных кулисообразно; высота ее достигает 2600 м.

В морфоструктурном отношении нагорье Черского — это складчато-глыбовая область. Для цепи Сергея Обручева характерны хребты — антиклинории, или горст-антиклинории, т. е. прямые соотношения рельефа и структуры. В цепи Билибина эти соотношения усложняются, что связано с близостью жесткого Колымского срединного массива. Одни хребты и гряды соответствуют здесь блокам, отколовшимся от срединного массива, другие представ-

ляют собой горст-антиклинории (Момский хребет), третьи — крупные интрузии (Коржуев, 1965).

Отметим интересную гипотезу о связи нагорья Черского с общепланетарной системой срединно-океанических хребтов. А. Ф. Грачев и Р. М. Деменицкая считают, что подводный хребет Гаккеля (срединно-океанического типа) не затухает близ континентального склона Северного Ледовитого океана, а продолжается в пределах суши. Хребет Гаккеля рифтовый. Продолжением его рифта эти исследователи считают Момо-Селенняхскую впадину, разделяющую цепи Сергея Обручева и Билибина. Это узкая, ограниченная разломами и осложненная грабенами аккумулятивная долина, протягивающаяся почти на 1000 км. Она замечательна проявлением четвертичного вулканизма, большой контрастностью неотектонических движений и высокой сейсмичностью — до 8 баллов, причем И. А. Резанов и В. М. Кочетков еще в 1962 г. протягивали 8-балльную зону от нагорья Черского к хребту Ломоносова (хребет Гаккеля тогда был малоизвестен). Весь этот морфоструктурный узел заслуживает специального исследования.

Верхоянская цепь (горная система) — это другой после нагорья Черского крупнейший элемент орографии и морфоструктуры северо-востока Сибири. По Ю. П. Барановой (1967), Верхоянская горная система протягивается от дельты Лены на юг и далее на восток, образуя естественный рубеж между бассейнами рек Лены и Яны. Главные составные части Верхоянской цепи — хребты Хараулахский (до 1429 м), Орулганский (до 2389 м), Скалистый (до 2017 м) — следуют один за другим в направлении с севера на юг, образуя единое горное сооружение. Гребни основных хребтов Верхоянской цепи соответствуют своду антиклинальной зоны того же названия, т. е. являются прямыми морфоструктурами. С. С. Коржуев (1965) отмечает асимметричность Верхоянской цепи, имеющей крутой западный и пологий восточный склоны, и сравнительно малое значение разломов в ее строении. Верхоянская цепь в отличие от нагорья Черского не складчато-глыбовое, а складчатое среднегорье.

На юге Верхоянская цепь разветвляется. Одну ветвь образует хребет Сеттэ-Дабан, другую — хребет Сунтар-Хаята. В этой части Верхоянской цепи горы достигают наибольшей высоты (гора Мусхая — 2959 м). В хреб-

те Сеттэ-Дабан наряду со структурой большое отражение в рельефе получает литологический состав пород, а резко расчлененный высокогорный рельеф хребта Сунтар-Хаята вообще развивается независимо от складчатых структур (Баранова, 1967). Все это — результат глубокого эрозионного размыва геологического субстрата, свойственного поясу мезозойской складчатости.

Если важнейшим географическим открытием С. В. Обручева было выделение хребта (нагорья) Черского, то для понимания геологического строения Северо-Востока СССР столь же важным было установление им Колымской платформы, или, как ее называют теперь, Колымского срединного массива. Оба этих научных обобщения весьма существенны для геоморфолога. Как отмечает С. С. Коржуев (1969), существование на Севере-Востоке СССР крупного Колымского и ряда других обнаруженных впоследствии срединных и остаточных массивов (Омолонский, Оймяконо-Охотский, Новосибирский, Тайгоносский, Чукотский и др.) определило преобладание складчато-глыбовой морфоструктуры, представленной широко развитыми нагорьями.

Складчато-глыбовые нагорья господствуют во всей Колымско-Чукотской области, а также в пограничной зоне Приколымского шва. Внутренняя и краевые части древнего Колымского массива по-разному проявили себя в мезо-кайнозое. Внутренняя часть не испытала значительных поднятий и выражена в рельефе плоскогорьями (Алазейское плоскогорье в центральной части Колымского массива, Юкагирское плоскогорье на месте отколовшегося от Колымского массива Омолонского массива). Юго-западная и юго-восточная окраины Колымского массива, напротив, подверглись тектонической активизации, сопровождавшейся образованием мощных разломов и резкими поднятиями — так образовались нагорье Черского (цепь Билибина) и Колымское нагорье.

Колымское нагорье представляет собой обширное морфоструктурное поднятие сводово-глыбового типа со среднегорным рельефом. Полоса наибольших высот (до 1962 м), образующая водораздел бассейнов реки Колымы и Охотского моря, вытянута в северо-восточном направлении от района Магадана к Чукотскому (Анадырскому) хребту. Колымское нагорье осложнено сравнительно небольшими хребтами, ориентированными поперек основной оси нагорья; они представляют собой вы-

раженные в рельефе брахиантиклинальные поднятия, осложненные разломами (Северный и Южный Анюйские хребты, Олойские горы и др.). Поднятия разделены понижениями тех же простираний, выраженными в рельефе в виде межгорных впадин и плато. Одна из таких структурных впадин, занятая верховьями реки Большой Анюй, окаймлена плейстоценовыми вулканами (Резанов, 1968).

Близко по характеру к Колымскому Чукотское нагорье. В основе его лежит также обширное сводовое поднятие, длинная «ось» которого (с высотами до 2320 м) ориентирована поперек «оси» Колымского нагорья, т. е. в северо-восточном направлении. По И. А. Резанову, в строении нагорья отражены структуры двух основных простираний: северо-западного и северо-восточного.

Вдоль всего южного ограничения мезозоид по границе их с Охотским морем, а затем с Корякско-Камчатской складчатой областью протягивается своеобразная морфоструктурная зона — Охотско-Чаунский тектоно-магматический пояс вулканических гор. Пояс связан с глубинным разломом. В меловом периоде здесь происходили мощные вулканические извержения и излияния лав. В новейшее время вся рассматриваемая зона отличалась большой контрастностью, дифференцированностью движений (Резанов, 1968).

Если южный край пояса мезозоид Северо-Востока СССР представляет собой крутой структурный уступ, обрывающийся к Охотскому морю, то северный его край, обращенный к Ледовитому океану, носит совершенно другой характер. Это пологий склон, постепенно переходящий в шельф. Здесь широко распространены невысокие кряжи (Полоусный, Улахан-Сис), плато, равнины; обширные низменности (Яно-Индигирская, Индигирская, Колымская) высотой до 50—100 м. В структурном отношении вся область Восточно-Сибирской низменности (Баранова, 1967) располагается на неравномерно опущенных блоках Колымского и Новосибирского срединных массивов. В настоящее время опускание не только продолжается, но и расширяется по площади, распространяясь в пределы суши все дальше к югу.

Восточно-Сибирскую низменность и окаймляющую ее с юга огромную дугу гор И. А. Резанов (1962, 1968) считает основными элементами новейшей тектоники Северо-Востока СССР, определяя их соответственно как область молодого наложенного опускания и область под-

нятия. В ряде работ И. А. Резанов проводит мысль, что особенностью неотектоники мезозоид Северо-Востока является малая контрастность движений. За исключением нагорья Черского и зоны контрастных движений вдоль Охотского моря, вся остальная часть области мезозоид отличается небольшими амплитудами и слабыми градиентами новейших движений. И. А. Резанов называет новейшее поднятие области мезозоид «столообразным», отмечая его почти платформенный характер. Ю. П. Баранова (1967) возражает против представления о платформенном типе новейших движений Северо-Востока. Однако и она признает, что «своеобразие Верхояно-Колымской горной страны выражается в умеренности горообразовательных процессов, в сравнительно меньшей их интенсивности» (Баранова, 1967, стр. 37). Причины этого своеобразия не вполне ясны. Возможными объяснениями могут быть: интенсивный вулканизм в области мезозоид, значительное распространение срединных массивов — структур платформенного типа. Вопрос этот еще требует изучения.

Курило-Камчатская область. Эта область подразделяется на три разнохарактерные части: Курильскую островную гряду, горы Камчатки и Корякское нагорье. Все они принадлежат одной Тихоокеанской геосинклинальной зоне; местные особенности структуры и рельефа отражают различия в стадиях развития отдельных частей геосинклинали (Святловский, 1967; Худяков, 1968).

На наиболее ранней стадии морфоструктурного развития находится Курильская гряда, представляющая собой, по А. Е. Святловскому, часть современной геосинклинали, которой свойственно общее опускание, с отдельными поднимающимися цепями. Морфоструктура ее представлена вулканической островной дугой и глубочайшей Курильской впадиной, борт которой осложнен подводным хребтом Витязя, возможно, зачатком новой островной дуги, которая когда-нибудь поднимется над уровнем океана (на начало этого процесса указывают острова Малой Курильской дуги, лежащие на продолжении подводного хребта Витязя). Морфоструктурными аналогами Курильской дуги служат дуги Алеутских островов, Рюкю, Каролинских и других островов молодой геосинклинальной области Тихого океана. Слова современного поэта В. Зуенок «как зубы, горы прорезаются», поставленные в эпиграф к этой главе, точно и образ-

но передают и внешний облик, и сущность островных дуг.

По сравнению с Курильской островной дугой Камчатский полуостров и Корякское нагорье находятся на следующей раннеорогенической стадии развития геосинклинали (Святловский, 1967). Если Курильская гряда обладает корой океанического и промежуточного типа, то значительные части Камчатки и Корякского нагорья имеют кору континентального типа. Вполне «континентален» и их внешний, геоморфологический облик в противоположность островному, «океаническому» облику Курил. Но этот свой облик, как, по-видимому, и континентальную кору, Камчатка и Корякское нагорье приобрели в геологическом смысле совсем недавно. Еще в конце олигоцена — в раннем миоцене на месте Камчатки протягивалась вулканическая островная дуга — подобие современной Курильской, Алеутской и других островных дуг геосинклинального типа. Таким образом, морфологические различия между Курилами и Камчатско-Корякским районом отражают различия в степени их продвижения по одному историческому пути.

Молодость рельефа при исключительно высокой интенсивности новейших движений земной коры обусловила четкое, прямое отражение элементов геологической структуры в формах поверхности суши и дна океана. При этом даже в наиболее молодом рельефе района Курильской гряды находят полное отражение не только продольные, но и поперечные элементы структуры геосинклинальной области. Курильская гряда подразделяется на три района: Северо-Курильские крупновулканические острова, Среднекурильская вулканическая скалистая мелкоостровная группа и Южно-Курильские среднегорноравнинные острова (Никольская, 1962). Среднекурильские острова сравнительно невысоки: горы поднимаются здесь до 1,5 км и немногим выше (вулкан Сарычева — 1446 м, вулкан Мильна — 1539 м), тогда как в Южно-Курильской группе вулкан Тятя (остров Кунашир) достигает 1819 м, а в Северо-Курильской группе известны высоты до 2339 м (вулкан Алаид на острове Атласова).

Относительная сниженность Среднекурильской группы островов имеет тектоническую основу. По А. Е. Святловскому (1967), средняя часть подводного хребта Курильской гряды, вершины которого поднимаются над водой в виде островов, увенчанных вулканами, еще не вышла

из-под воды в такой степени, как фланги, образовавшие крупные острова ближе к Камчатке и Японии. А. В. Горячев (1966) намечает прогиб земной коры в средней части Курильской гряды. С каким структурным элементом связана относительная погруженность Среднекурильской группы островов? Напомним, что именно через среднюю часть этой гряды проходит крупнейший поперечный прогиб — «ось симметрии» Дальневосточного горного пояса СССР. Как видно, этой «симметрии» подчиняется и морфоструктура Курильской гряды (рис. 106).

Кроме основного поперечного прогиба, на Курилах известен ряд более частных поперечных разломов и прогибов, отражающихся на морфологии островов и проливов, на вулканизме и сейсмичности. Однако главные особенности морфоструктуры гряды, начиная с ее общего простирания, связаны с продольными структурами.

«Решетка» продольных и поперечных направлений легко распознается в морфоструктуре Камчатки и Корякского нагорья. Молодая складчатая область Камчатки включает два продольных глыбово-складчатых горст-антиклинория, выраженных в рельефе в виде Срединного хребта (до 3621 м) и системы Восточных хребтов (до 2741 м — Авачинская Сопка). Выделяются также продольные впадины-низменности: Центральнокамчатская (грабен-синклинальный прогиб, осложненный вулканотектоническим поднятием Ключевской Сопки, до 4750 м) и Западно-Камчатская. В основе Корякского нагорья (до 1820 м), еще недостаточно изученного в геоморфологическом отношении, также лежит обширный глыбово-складчатый антиклинорий. Пенжинская низменность — продольный прогиб, идущий от Пенжинской губы к Анадырскому заливу, — отделяет Корякское нагорье от нагорий Колымы и Чукотки.

Наряду с продольными структурами в рельефе Камчатки и Корякского нагорья хорошо выражены структуры поперечные. Они очень ясно видны в очертаниях Тихоокеанского побережья, в чередовании его мысов и заливов. Мысы (Наварин, Олюторский, Камчатский, Кроноцкий, Шипунский) соответствуют поперечным поднятиям; заливы (Карагинский, Камчатский, Кроноцкий, Авачинская бухта) намечают поперечные прогибы. Не случайно на продолжении мысов лежат подводные хребты: Олюторский хребет отходит от мыса того же названия, подводный хребет Командорских и Алеутских островов

отходит от мыса Камчатского [1]. В пределах суши поперечные структуры отражаются на орогидрографии, на распределении сейсмических и вулканических зон.

И. П. Герасимов (1959), отмечая в качестве общей закономерности области кайнозойской складчатости прямую связь основных элементов гео- и морфоструктуры, указал и на специфическую морфоструктурную особенность этой области. Она состоит в том, что широко распространенные здесь молодые вулканические элементы, накладываясь на основную геологическую структуру и подчас маскируя ее, создают дополнительную усложненность современного рельефа.

Рассмотрим основные особенности вулканических морфоструктур на примере Камчатки, где они изучены лучше всего. Здесь насчитывается не менее 23 действующих вулканов. А. Е. Святловский (1967) различает два главных типа вулканических построек — лавовые плато, образующиеся при ареальных вулканических излияниях, и вулканы центрального типа конусовидной формы.

При образовании лавовых плато действует несколько центров извержения, расположенных беспорядочно или рядами. Из многочисленных вулканических жерл изливаются базальтовые потоки и происходят выбросы пирокластического материала, образующего шлаковые конусы на поверхности базальтовых покровов. Последующие потоки базальтов разрушают шлаковые конусы, захороняют их между слоями лавы. Обширные лавовые плато с беспорядочно разбросанными конусами характерны для Восточной и Южной Камчатки.

Вулканы центрального типа образуются при устойчивом положении главного канала извержения. В результате многократных извержений накапливается конус стратовулкана, в толще которого потоки лавы чередуются с рыхлыми выбросами (туфами). Типичные конусовидные стратовулканы — Ключевской, Кроноцкий, Вилючик, Корякский. Своеобразный облик рельефу Камчатки придают именно вулканические конусы, накладывающиеся на основные денудационно-тектонические элементы поверхности.

---

[1] Поперечный прогиб Камчатки, фиксируемый Камчатским заливом и ограниченный с юга поднятием Ключевской Сопки, возможно, служит продолжением рифтовой Момской впадины и вместе с нею образует связующее звено между подводными хребтами и валами Северного Ледовитого и Тихого океанов.



Рис. 108. Аэрофотоснимок кратера Авачинского вулкана

Между двумя главными типами вулканических морфоструктур — лавовыми плато и вулканическими конусами — известны переходные образования в виде щитовых вулканов. Это огромные плоские купола, состоящие из базальта. Они как бы соединяют в себе форму вулканических плато с центральным положением главного кратера, из которого растекаются потоки подвижной базальтовой лавы. Щитовые вулканы осложняют северную часть Срединного хребта Камчатки.

Формирование вулканов — сложный процесс. Он нередко осложняется взрывами (рис. 109), образованием побочных кратеров в связи с прорывом лавы на склонах

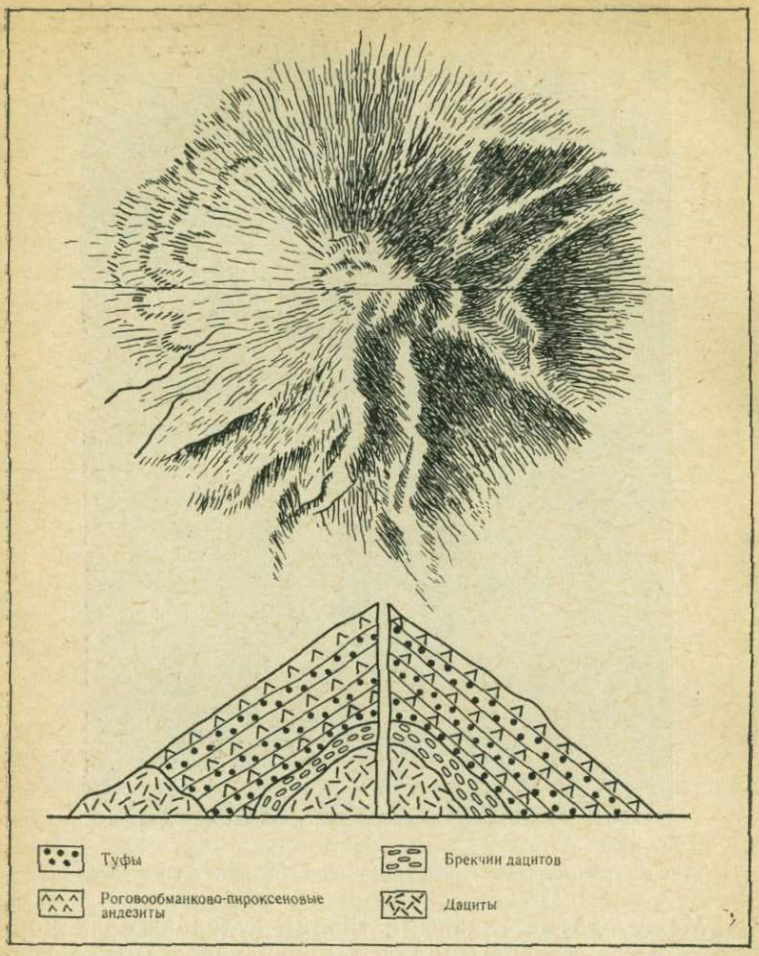
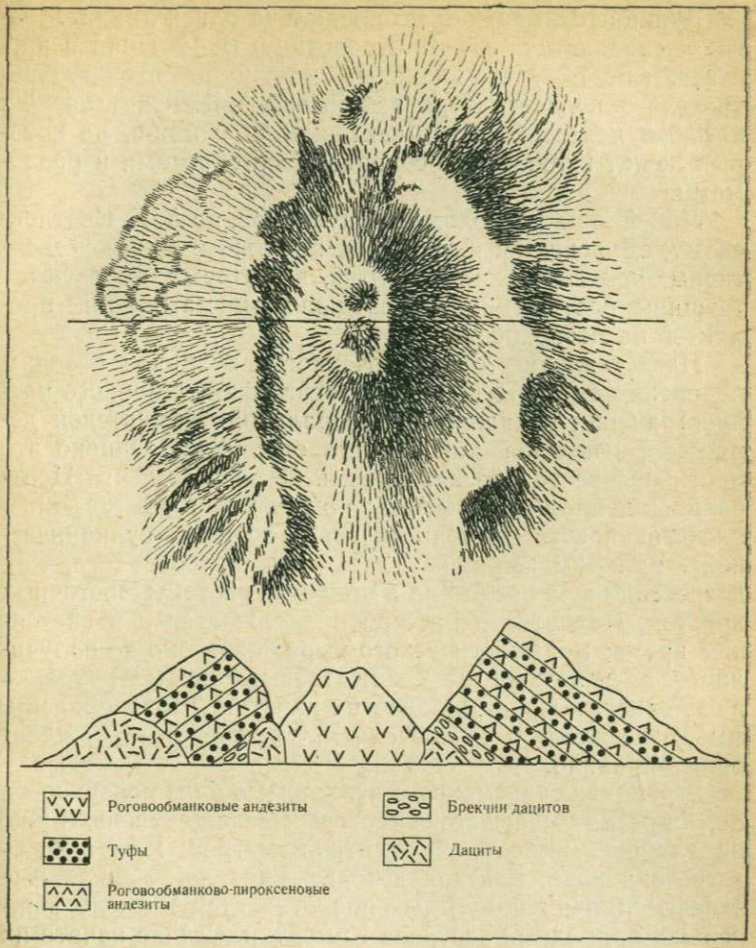


Рис. 109. Вулкан Безымянный до взрыва 1956 г. и после взрыва (справа)
(по А. Е. Святловскому, 1967)

вулканов, возникновением разрывов, грабенов, кальдер. Последние представляют собой «овалы обрушения» кровли магматического очага после его опустошения во время извержения. Когда деятельность кальдерного вулкана возобновляется, на развалинах древнего вулкана начинается рост молодого центрального конуса. Таковы вул-



каны типа сомма Везувия, к которому на Камчатке принадлежат вулканы Авачинский, Крашенинникова и др.

Вулканы Камчатки закономерно приурочены к крупным морфоструктурам. В неогене были активны вулканы, связанные со Срединным хребтом. К четвертичному периоду вулканическая активность сместилась в сторону Тихого океана, и в настоящее время действующие вулканы сосредоточены лишь в восточной и западной частях Камчатки — в зоне, как бы лежащей на продолжении Курильской гряды.

Вулканы Камчатки часто лежат на одной линии. Многие исследователи (П. Н. Кропоткин, Б. И. Пийп и др.) считают поэтому, что вулканы «сидят на разломах». Против этого представления выступает А. Е. Святловский, который доказывает, что тектонические линии, на которых лежат вулканы, не совпадают со сбросами и разломами.

Линейность расположения вулканов, по А. Е. Святловскому, объясняется их приуроченностью к зонам четвертичных тектонических поднятий, в которых образуются трещины растяжения — проводники магматических продуктов на поверхность.

Представлению о приуроченности вулканов к зонам поднятия как будто бы противоречит факт широкого распространения вулканов в Центральной Камчатской депрессии, известной как область опускания. Однако это противоречие только кажущееся. Дело в том, что Центральная депрессия испытывала опускание лишь до раннеплейстоценового времени (и тогда не была вулканической). Вулканы появились здесь лишь после того, как депрессия была вовлечена в поднятие системы Восточных хребтов. Поднятие депрессии продолжается и в настоящее время; морфологического выражения оно не получило (т. е. депрессия не стала возвышенностью) только из-за относительной молодости поднятия. Таким образом, мы встретились с исключением, которое подтверждает общее правило.

В районах современного вулканизма близ поверхности Земли резко уменьшается геотермическая ступень, и уже на глубине нескольких десятков метров может быть встречена вода, близкая к точке кипения. Уникальные запасы горячих подземных вод относятся к числу важнейших природных ресурсов Камчатки. Сейчас начато их использование — построена геотермальная электростанция на Паужетских горячих источниках. В перспективе постройка ряда других подобных электростанций, сооружение сети парниковых комбинатов для выращивания овощей в этом суровом краю. Представляется возможным использовать также полезные элементы (свинец, бром, цинк и др.), выносимые горячими водами из глубин. При поисках и эксплуатации геотермальных месторождений важное место принадлежит анализу геоморфологии, неотектоники и современных движений земной коры.

Основные события геоморфологической истории

Геоморфологические циклы, поверхности выравнивания и проблемы возраста морфоструктуры. Все события истории развития рельефа Дальнего Востока СССР совершались на фоне длительного взаимодействия, «борьбы» континента и океана как двух крупнейших гео- и морфоструктур. Общая главная тенденция выражалась в постепенном разрастании континента за счет краевых геосинклинальных участков океана. Эта тенденция особенно ясно выступит, если сравнить современные очертания суши и океана с теми, которые были в палеозое. В раннем и среднем девоне, по И. А. Резанову (1968), в пределах всей обширной территории Дальнего Востока СССР существовали лишь сравнительно небольшие участки суши в районах Колымского и Омолонского срединных массивов на севере, а на юге — на месте Туранского свода. Участки древней суши были окружены морскими геосинклинальными бассейнами с вулканическими островами типа современной Курильской дуги. На месте их в ходе геологической истории возникли складчатые горные сооружения, присоединившиеся к древним ядрам суши — срединным массивам.

В сравнительно недавнем геологическом прошлом «прирост» суши на Дальнем Востоке СССР по сравнению с девонским периодом был еще более велик, чем в настоящее время. С конца палеозоя и в течение значительных отрезков мезо-кайнозоя, по-видимому, существовала Охотия — область суши в районе современного Охотского моря на месте гипотетического срединного массива. По мнению ряда исследователей, Охотия погрузилась под воды моря лишь в позднечетвертичное или голоценовое время (Г. У. Линдберг, Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемеков, Г. М. Власов); А. В. Горячев (1966) и А. П. Кулаков (1968) отодвигают это событие в дочетвертичное время (поздний плиоцен, по А. В. Горячеву). В плиоцене или в четвертичном периоде, по И. А. Резанову, аналогичные изменения произошли на севере, где возникла обширная область опускания, ныне занятая шельфом Северного Ледовитого океана и Восточно-Сибирской низменностью. В доплиоценовое время здесь была, по-видимому, гористая суша. Таким образом, наряду с признаками разрастания суши на Дальнем Востоке отмечаются следы противоположно направленного процесса. Можно считать,

что захват океаническими водами участков суши в рассматриваемом регионе отражает общую тенденцию к разрастанию океанов в геоморфологическом этапе развития Земли. Напомним, что в противоположность постепенному разрастанию континентов в течение почти всей предшествовавшей геологической истории геоморфологический этап ознаменовался углублением и расширением площади океанических впадин.

Непосредственное соседство с океанами явилось важным фактором во всей истории развития рельефа рассматриваемой территории. Близость главного базиса эрозии стимулировала эрозионную работу рек. При надвиганиях береговой линии на сушу громадную работу производили волны океанов. Вместе с особенностями климата (влажные муссоны) все это, по-видимому, создавало условия как для интенсивного расчленения рельефа, так и для быстрого выравнивания поверхности. Однако полная оценка роли океанов в геоморфологической эволюции Дальневосточного горного пояса еще требует специальных исследований.

По истории развития рельефа в мезо-кайнозое Дальневосточный горный пояс подразделяется на две неравные по площади части — область мезозойской складчатости и область кайнозойской складчатости.

Область мезозойской складчатости. Для северо-востока Сибири Ю. П. Барановой (1967) детально разработана схема геоморфологических циклов (под геоморфологическим циклом Ю. П. Баранова, как и автор настоящей книги, понимает этап направленной эволюции рельефа, состоящий из эпохи дифференциации и последующей эпохи выравнивания рельефа (см. гл. 1). С конца поздней юры до современной эпохи в условиях континентального развития территория северо-востока Сибири пережила три геоморфологических цикла.

Первый цикл охватил отрезок времени с конца поздней юры до второй половины олигоцена. Фаза восходящего развития рельефа продолжалась около 70 млн. лет вплоть до конца позднего мела. К позднему мелу основные морфоструктурные элементы рассматриваемой области (Верхоянская цепь, нагорье Черского) обособились достаточно четко. С конца мелового периода (датский век) по олигоценовое время длилась фаза нисходящего развития рельефа — фаза выравнивания поверхности, когда на протяжении почти 40 млн. лет возникшая перед тем

низкогорная страна в условиях ослабления тектонической активности нивелировалась и приобретала меньшую контрастность рельефа.

Характер движений земной коры и созданного ими рельефа в фазу восходящего развития первого цикла составляет предмет дискуссии. По Б. А. Петрушевскому и И. А. Резанову (1960), после завершения геосинклинального этапа развития Верхояно-Колымская область эволюционировала весьма своеобразно: она не испытала горообразования, а развивалась в платформенных условиях. Ю. П. Баранова (1967), полемизируя с указанными исследователями, обращает внимание на большую тектоническую неоднородность области мезозоид, отразившуюся и на эпохе послегеосинклинального развития. Наряду с относительно стабильными участками уже в первом геоморфологическом цикле здесь обособились более подвижные участки (нагорье Черского, Верхоянская цепь, Момская впадина и др.). В целом же и Ю. П. Баранова не отрицает умеренности горообразовательных процессов в течение первого геоморфологического цикла. В понимании автора данной книги рассматриваемый цикл отвечает этапу новых движений земной коры, когда многие основные черты современного рельефа уже наметились, но были еще сравнительно слабо выражены.

Этап новейших движений и интенсивного горообразования, по Ю. П. Барановой, начался с позднего олигоцена и продолжается до настоящего времени. Этот этап включает второй и третий геоморфологические циклы.

Второй цикл охватил промежуток времени с позднего олигоцена по средний плиоцен. Фаза восходящего развития продолжалась до позднего миоцена. По оценке Ю. П. Барановой, в пределах высококонтрастных морфоструктур нагорья Черского и Охотского склона размах тектонических движений, вероятно, превосходил 400—500 м, достигая в районе Момской впадины, цепей Билибина и Сергея Обручева 1—1,2 км. В этих условиях произошло резкое омоложение рельефа, перед тем сниженного и частично выровненного. В позднемиоцен — среднеплиоценовое время наступило ослабление неотектонических движений и началась фаза нисходящего развития второго цикла. С этой фазой было связано общее ослабление контрастов рельефа и частичное выравнивание поверхности, коснувшееся главным образом низких горных цепей и отрогов, долинной сети и придолинных участков.

Третий геоморфологический цикл в северо-восточной Сибири начался с позднего плиоцена. Этот цикл остается незавершенным: до настоящего времени все еще продолжается фаза поднятия и восходящего развития рельефа. Позднеплиоцен-четвертичная фаза новейших движений оказала большое влияние на образование рельефа: с нею связаны общее поднятие территории, дифференцированный подъем отдельных хребтов и опускание впадин. Величину поднятия можно оценить по глубинам эрозионного вреза в среднеплиоценовую поверхность выравнивания и днища сопряженных с нею древних долин. По оценке Ю. П. Барановой, величины врезов изменяются от 250—300 м во внутригорных впадинах и Яно-Оймяконском нагорье до 1000—1200 м в районах контрастного, омоложенного рельефа Верхоянской цепи и нагорья Черского.

История плиоцен-четвертичного поднятия Северо-Востока СССР достаточно сложна. И. А. Резанов (1968) выделяет три эпохи: 1) первая половина плиоцена — интенсивное поднятие; 2) вторая половина плиоцена — замедление поднятия; 3) четвертичный период — последняя эпоха поднятия. Как видно, началом этапа новейших движений на Северо-Востоке И. А. Резанов считает плиоцен, тогда как Ю. П. Баранова датирует начало новейшего этапа поздним олигоценом — миоценом. Решение проблемы упирается в детальные исследования геолого-геоморфологических особенностей Северо-Востока СССР.

Геоморфологические особенности Северо-Востока СССР изучены еще недостаточно, чем и объясняется парадоксальный факт: существующие представления об истории развития рельефа базируются не столько на собственно геоморфологических данных, сколько на анализе строения толщ коррелятных отложений во впадинах. В отношении количества, распространения и возраста поверхностей выравнивания на Северо-Востоке СССР ведется длительный спор. В работах Н. А. Шило (1961), А. П. Валпетера и И. П. Карташева (1964), Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ (1964), Ю. П. Барановой (1967) отстаивается представление, что на Северо-Востоке сохранилась лишь одна древняя поверхность выравнивания (Ю. П. Баранова считает ее плиоценовой, сформированной в фазу нисходящего развития второго цикла). Что касается более ранних этапов рельефообразования, то, по мнению Ю. П. Барановой, в современной поверхности

от них не осталось и следа. Древний рельеф, в том числе дат-палеогеновая поверхность выравнивания вместе с покрывавшими ее каолиновыми корами выветривания подвергся полному уничтожению. О древних этапах формирования рельефа можно судить почти исключительно по строению отложений, коррелятных эпохам размыва и выполняющим впадины, а также на основании общего структурного анализа (Баранова, 1967).

Противоположную точку зрения развивают И. А. Резанов (1960, 1968), А. А. Наймарк, И. А. Резанов, Н. Н. Зарудный (1963), З. М. Хворостова, О. В. Кашменская (1964). Эти исследователи выделяют на территории Северо-Востока СССР не одну, а несколько (до трех-четырех) разновозрастных поверхностей выравнивания, причем наиболее древнюю и высокую поверхность датируют меловым периодом (И. А. Резанов) или дат-палеогеновым временем (З. М. Хворостова, О. В. Кашменская). При этом И. А. Резанов (1968, стр. 149) отмечает две важные особенности Северо-Востока СССР: «Во-первых... разновозрастные поверхности в настоящее время глубоко расчленены и угадываются лишь по одновысотному положению водоразделов. Во-вторых, даже в период наибольшего выравнивания они не представляли совершенно ровной поверхности».

Реликты древнего выровненного рельефа на Северо-Востоке СССР местами выражены чрезвычайно отчетливо. Прекрасным свидетельством этому служит рисунок, сделанный выдающимися исследователем Сибири Г. Ф. Лунгерсгаузеном во время его аэровизуальных маршрутов в Верхоянье (рис. 8). Тщательное картирование и корреляция реликтовых поверхностей со временем дадут окончательный ответ на спорные вопросы геоморфологии Северо-Востока. Пока лишь можно констатировать постепенное изменение взглядов исследователей. Если раньше фрагменты поверхностей выравнивания в горах чаще рассматривались как обрывки единого пенеплена, поднятого и разбитого сбросами, то теперь все бóльшую поддержку получает другая концепция, часто связываемая с именем В. Пенка,— концепция ярусного расположения разновозрастных поверхностей выравнивания в горах. Представление о четырех разновозрастных ярусах рельефа положено в основу изображения Северо-Востока СССР на Карте поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (В. В. Скотаренко).

В южной части Дальнего Востока СССР поверхности выравнивания изучали Н. А. Лебедева (1957), Г. С. Ганешин (1959), Ю. Ф. Чемеков (1959), Р. И. Никонова (1968), Е. П. Денисов (1968). Р. И. Никонова выделяет две поверхности выравнивания: олигоцен-среднемиоценовую, соответствующую вершинному уровню низкогорного типа рельефа, и плиоценовую, образующую современный уровень предгорий Сихотэ-Алиня. Возникновение ландшафта островных сопок Р. И. Никонова связывает с процессами педипленизации.

Ранние этапы формирования рельефа юга Дальнего Востока изучал Е. П. Денисов (1968). По его представлениям, основные морфоструктуры возникли здесь после позднемеловой складчатости; с позднего мела до олигоцена происходило дифференцированное поднятие хребтов, опускание впадин, сопровождавшееся мощной вулканической деятельностью. Напомним, что Северо-Восток СССР в дат-олигоценовое время, напротив, переживал фазу выравнивания рельефа. Подобная метахронность геоморфологических циклов сохранилась и в дальнейшем. Если в олигоцене, раннем и среднем миоцене на Северо-Востоке СССР была фаза восходящего развития рельефа, то на юге Дальнего Востока время с олигоцена до позднего миоцена было фазой выравнивания. Отметим, что метахронность тектонических циклов на юге и севере Дальневосточного горного пояса И. А. Резанов (1968) отмечает для всей геологической истории с рифейского времени. Эта интересная особенность развития Дальнего Востока связывается с существованием мощного глубинного разлома, продолжающегося от Станового хребта через Охотское море к Анадырской впадине.

Несмотря на местные различия в истории образования крупных элементов рельефа, всей области мезозойской складчатости свойственна важная общая черта: возраст (время заложения) крупных морфоструктур относится к мезозою, т. е. ко времени новых, а не новейших движений земной коры. Эту особенность впервые указали Ю. П. Баранова и С. Ф. Бискэ (1964) для Северо-Востока СССР. К аналогичному выводу пришли и исследователи юга Дальнего Востока. Г. И. Худяков (1968), например, считает, что новейшие тектонические движения в развитии современной морфоструктуры юга Дальнего Востока не играли решающей роли. Формирование современной морфоструктуры определялось здесь глубоко унаследо-

ванными с домезозойского, мезозойского и кайнозойского времени тектоническими движениями развивающихся структур. При этом Г. И. Худяков подчеркивает, что не следует смешивать возраст крупных форм рельефа и возраст исходной поверхности выравнивания, сохранившейся в современном рельефе. В пределах мезозойских гор не обязательно должны сохраняться, например, юрские или меловые поверхности: они могут быть уничтожены в ходе денудации гор. Возраст морфоструктуры следует поэтому датировать временем устойчивого сохранения современных ее контуров и самой общей ее гипсометрии (Худяков, 1968).

Область мезозойской складчатости богата месторождениями золота, олова, полиметаллов. Для поисков коренных месторождений и россыпей полезных ископаемых широко применяются геоморфологические данные и методы. Одна из коренных проблем, важная для определения общего направления поисков, состоит в определении величин эрозионного среза. Для этой цели широко используется метод прослеживания разновозрастных поверхностей выравнивания и других геоморфологических уровней. Интересные исследования в этом направлении выполнил Ю. Н. Трушков (1968). В районе нагорья Черского он выделяет четыре основные геоморфологические поверхности: 1) современную поверхность днищ речных долин; 2) раннечетвертичную поверхность (до 300—400 м над уровнем современных долин); 3) миоценовую поверхность (до 500 м над уровнем долин) и 4) позднемеловую поверхность (до 1200—1400 м над уровнем долин). Восстанавливая положение палеоповерхностей (2) — (4) над любой точкой современной поверхности (путем интерполяции высот между останцами данной палеоповерхности), можно оценить величину эрозионного среза в данном районе.

Наряду с оценкой величины эрозионного среза для определения перспектив металлоносности необходимы данные о закономерностях магматического процесса. Для рассматриваемого района Ю. Н. Трушков обосновывает представление о закономерном размещении в орогенических морфоструктурах различных металлических полезных ископаемых. При этом наблюдается некоторое разобщение концентраций различных металлов как в плане, так и в геологическом разрезе: полиметаллы занимают верхние горизонты, олово и вольфрам тяготеют

к апикам гранитоидов, а золото в основной своей массе располагается ниже. Рассматривая глубины эрозионного среза и вскрытие полей металлоносности, Ю. Н. Трушков заключает, в частности, что на северном крыле хребта Полоусного в местах неглубокого эрозионного среза возможно обнаружение новых месторождений олова, тогда как ближе к осевой части морфоструктуры, где вскрыты более глубокие горизонты геологического разреза, можно ожидать коренные месторождения золота.

В процессе развития орогенических морфоструктур закономерно изменяется свойственный им состав россыпей. Ю. Н. Трушков (1968) описывает следующий цикл развития россыпей, тесно связанный с геоморфологической эволюцией. Россыпи впервые появляются, когда эрозионный срез достигает основных концентраций металла в ореоле близ интрузива. На следующей, второй стадии при достаточной глубине среза идет массовый перевод запасов металла из коренных источников в аллювий и образование россыпей. И наконец, на третьей стадии, когда эрозионный срез опускается ниже ореола металлоносности, пополнение россыпей металлом из коренных источников постепенно прекращается и происходит только переотложение россыпей. Согласно Ю. Н. Трушкову, бо́льшая часть территории Северо-Востока в четвертичном периоде переживает вторую, наиболее благоприятную для образования россыпей стадию описанного цикла. Исследования должны быть направлены на более тесную увязку циклов и стадий образования россыпей с геоморфологическими циклами различных районов Северо-Востока СССР.

Область кайнозойской складчатости. В пределах Камчатки, Корякского нагорья и Курильских островов исходная поверхность, послужившая основой для образования современного рельефа, значительно моложе, чем в области мезозоид, и датируется здесь не мезозоем, а кайнозоем. В вопросе о более точной ее датировке имеются разные точки зрения. Г. М. Власов (1959) считал, что в конце плиоцена (по И. К. Волчанской, 1965, в миоцене) поверхность Камчатки и Курильских островов подверглась почти полному выравниванию в условиях «тектонической паузы», после чего выровненная поверхность оказалась перекрытой базальтовыми лавами, образовавшими обширные покровы. Г. М. Власов указал при этом, что перекрытие выровненных поверхностей лавовыми

покровами в конце геоморфологического цикла (эрозионного цикла) является общей закономерностью развития вулканических районов; подобная последовательность развития отмечается, например, в Армении, на Сихотэ-Алине. В настоящее время исходная поверхность позднеплиоцен-раннечетвертичного возраста (доплиоценовая — ?), перекрытая лавами, на Камчатке и Курилах, по Г. М. Власову, поднята до высот 700—1100 м. Эта стройная концепция оспаривается Н. Н. Кожемяка (1963) и Г. И. Худяковым (1968). Последний считает, что высокая выровненная поверхность Курил является поверхностью лавовых плато, а подошва лавовой толщи весьма неровна. Аналогичные возражения выдвигаются и для Камчатки Н. Н. Кожемяка, и вопрос в целом остается открытым.

Ниже предполагаемой поверхности выравнивания на Курильских островах, на Камчатке и Корякском нагорье выделяется серия террас. По А. П. Кулакову (1968), в пределах островов Курильской гряды можно выделить пять террасовых уровней: 200—250 м, 80—120, 50—60, 30—40 м и комплекс низких террас высотой от 3—5 до 20—25 м. Самую высокую террасу А. П. Кулаков с известной долей условности датирует ранним плейстоценом, комплекс низких террас — голоценом. На Камчатке наиболее высокая терраса поднята выше, чем на Курилах,— до 300—320 м, но по возрасту она, по-видимому, моложе. По данным О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцева (1965), две высокие морские террасы (300—320 и 160—180 м) образовались до последнего оледенения, но уже в позднем плейстоцене. Террасы времени последнего оледенения (поздний плейстоцен) за послеледниковое время оказались подняты до 60—80 м. Послеледниковые морские и аллювиальные террасы подняты до 40 м. Большие высоты позднечетвертичных — голоценовых террас свидетельствуют об исключительно высокой интенсивности молодых поднятий Камчатки.

Возраст морфоструктуры Камчатки проблематичен. Следуя правилу, сформулированному Г. И. Худяковым (см. выше), морфоструктуры этой области можно датировать гораздо более ранним временем, чем самые высокие и древние террасы и поверхности выравнивания. И. К. Волчанская (1965) придает большое значение в формировании основных черт структуры и рельефа Камчатки среднемиоценовой (алеутской) фазе тектогенеза.

В настоящее время можно лишь в самой общей форме определить морфоструктуры Камчатско-Курильской области как кайнозойские.

Интересные результаты дало применение методов абсолютной датировки к определению возраста вулканов Камчатки и Курильских островов (Святловский, 1967). Оказалось, что образование крупнейших вулканов произошло сравнительно недавно: в позднем плейстоцене — голоцене. Например, древний конус Авачи имеет возраст около 20 тыс. лет, а современная сомма Авачи датируется всего 4 тыс. лет. Вулкан Шивелуч еще моложе — всего 1,5 тыс. лет. «...При сопоставлении абсолютного возраста вулканов и культурных слоев каменного века оказывается, что извержения многих четвертичных вулканов, существенно изменившие рельеф Камчатки, совпадают со временем человеческих поселений,— пишет А. Е. Святловский.— Это заставляет полагать, что записанные Степаном Крашенинниковым древние камчадальские легенды о частой перемене вулканами своих мест имеют в своей основе реальные... наблюдения древних жителей полуострова» (1967, стр. 164).

Развитие речной сети. Вся область гор Дальнего Востока и северо-востока Сибири имеет хорошо развитую гидрографическую сеть, но по характеру связи с крупными морфоструктурными элементами рельефа эта территория неоднородна: в ее пределах ясно обособляются области мезозойской и кайнозойской складчатости (Герасимов, 1959).

Области кайнозойской складчатости характеризуются четкой прямой согласованностью речной сети с морфоструктурными элементами полуострова. Например, на Камчатке со Срединным и Восточно-Камчатским хребтами-антиклинориями связаны два главных водораздела. Наиболее крупное структурное понижение — Центральная депрессия — занято долиной реки Камчатки. Как указывает И. П. Герасимов (1959, стр. 60), в эту простую орогидрографическую картину значительное осложнение вносят многочисленные активные (растущие) вулканические возвышенности, которые местами создают сложные водоразделы на месте структурных впадин (например, в низовьях реки Камчатки), а местами сильно искажают основной орогидрографический рисунок (например, в северной части полуострова). В целом, заключает И. П. Герасимов, современный активный вулканизм при-

дает гидрографической сети Камчатки как бы не окончательно сложившийся характер.

Для области мезозойской складчатости, пережившей более сложную и длительную геоморфологическую историю, И. П. Герасимов (1959) констатирует лишь приближенное (а не почти полное, как в предыдущей области) соответствие между гидрографической сетью и морфоструктурами. Правда, многие крупные горные цепи (Верхоянская цепь, Колымское нагорье, Сихотэ-Алинь) играют роль главных водоразделов, а многие крупные тектонические депрессии (например, Среднеамурская, Момская впадины) заняты крупными отрезками речных долин. Вместе с тем для области мезозоид весьма характерны случаи недостаточного соответствия элементов морфоструктуры и гидрографической сети или даже полного несоответствия между ними.

Заметим, что в установлении резкого несоответствия между рисунком гидрографической сети и орографией заключалась суть географического открытия С. В. Обручева на северо-востоке Сибири. К моменту экспедиции С. В. Обручева направления течения основных рек Северо-Востока — Колымы, Индигирки, Яны — были известны достаточно хорошо. Зная, что бассейны этих рек гористы, на картах изображали параллельные рекам, т. е. меридиональные, хребты. С. В. Обручев с удивлением обнаружил, что Колыма и особенно Индигирка пересекают основные горные цепи высотой до 3 км чуть ли не вкрест простирания. Так родилось представление о хребте Черского северо-западного направления, пересеченном меридиональными речными долинами.

Как и когда возникло резкое несоответствие между орографическими линиями и речной сетью в районе нагорья Черского? По Ю. П. Барановой, еще во втором геоморфологическом цикле (позднеолигоцен-среднеплиоценовом, см. выше) направление рек было согласовано с морфоструктурами и существенно отличалось от современного: речные долины на всем своем протяжении были приспособлены к внутригорным впадинам. В это время (олигоцен — миоцен) существовала крупная речная система Пра-Яны; в широко разветвленный ее бассейн входили: река Индигирка (верхнее течение), многие ее левые притоки и часть правых притоков Лены. В своих верховьях речная система Пра-Яны начиналась Индигиркой, которая текла вдоль юго-западного склона нагорья Чер-

ского и тогда еще не пересекала эту горную систему. Крупным правым притоком Пра-Яны была Пра-Мома, которая в низовьях сливалась с рекой Пра-Селеннях. Направление течения последней было противоположно современному. Колыма в целом более строго выдерживала субмеридиональное направление, чем теперь.

Перестройка речной сети бассейнов Яны, Индигирки и Колымы, по Ю. П. Барановой, произошла в течение третьего (позднеплиоцен-четвертичного) геоморфологического цикла, охватив длительный период, начиная с эпохи активизации новейших движений в позднем плиоцене и кончая позднечетвертичным межледниковьем. Характерно, что многие среднечетвертичные ледники соответствовали еще древней — продольной по отношению к морфоструктурам — речной сети. Позднечетвертичные долинные ледники уже были полностью приспособлены к новой речной сети, образованной посредством многочисленных перехватов, прорывов, антецедентных врезаний. Вследствие проявления дифференцированных движений земной коры система Пра-Яны оказалась разъединенной, и возникли современные долины Яны, Индигирки и Колымы. Сложные перестройки речной сети происходили также на Охотском склоне; они были связаны с постепенным надвиганием береговой линии Охотского моря на материк и дифференциальными тектоническими движениями в пределах суши, простиравшейся в олигоцен — миоценовое время до 54-й параллели (Баранова, 1967).

Немало загадочных несоответствий между орографическим планом и речной сетью встречается в пределах области мезозоид юга Дальнего Востока. Реки Амур и Амгунь в своих нижних течениях, казалось бы, должны были воспользоваться Эворон-Чукчагирской ложбиной или Амур мог бы занять Удыль-Кизинскую депрессию. Вместо этого и Амур и Амгунь образовали «долины прорыва», прорезав гористые отроги Сихотэ-Алиня. Другой парадокс: отсутствие стока на юг, в Тихий океан, из Среднеамурской впадины, несмотря на существование превосходной ложбины стока — Суйфунской и Ханкайской депрессий. Частично использует эту ложбину стока река Уссури, но она направляет свои воды от Тихого океана к Среднеамурской впадине.

Ю. Ф. Чемеков (1959) высказал предположение, что сток на юг из Амуро-Зейской и Среднеамурской впадин существовал в палеогене и миоцене. Пра-Амур, используя

долину Уссури, тек через котловину озера Ханка и впадал в залив Петра Великого. Согласно предположению Ю. Ф. Чемекова, в плиоцене сток на юг прекратился, и зародился современный Амур, который первоначально находил выход к морю, возможно, в районе озера Кизи (этот последний вывод оспаривает В. Г. Плахотник, 1969). На севере заложилась река Амгунь, впадавшая в море в районе современного устья Амура.

В. В. Никольская (1969) считает предположения Ю. Ф. Чемекова необоснованными и утверждает, что начиная с олигоцена в пределах Уссурийско-Ханкайско-Суйфунской равнины непрерывно существовало крупное озеро, реликтом которого является современное озеро Ханка.

В течение бо́льшей части позднемелового — третичного этапа развития рельефа Пра-Амур тек, как и теперь, на север, вдоль морфоструктуры Малого Хингана; истоком Пра-Амура тогда служило нижнее течение Сунгари. Лишь в плиоцене в результате тектонической перестройки рельефа возникла речная сеть, близкая к современной.

Наряду с движениями земной коры важную роль в перераспределении речной сети сыграли излияния базальтов, неоднократно происходившие на юге Дальнего Востока вплоть до позднечетвертичного времени. Особенно существенное значение, как считает В. Г. Плахотник, имели излияния базальтов в миоцене. Миоценовые лавы (кизинская свита), выполняя пониженные участки рельефа — палеогеновые долины,— создавали мощные плотины, которые преграждали путь рекам и создавали обширные озера. В. Г. Плахотник, как и Ю. Ф. Чемеков, считает, что до излияния базальтов происходил сток на юг из Среднеамурской впадины; прекращение стока он связывает с излиянием базальтов и поднятиями в районе между Суйфунской и Среднеамурской впадинами. В целом, как видно, история развития речной сети юга Дальнего Востока содержит много неясных и спорных страниц; для их расшифровки требуются еще многочисленные детальные исследования.

В долинах рек Дальневосточного горного пояса широко распространены речные террасы. Нередко бровки террас бывают сглажены делювиальными и солифлюкционными процессами и образуют единые террасовые покатости. Изучение таких террасо-увалов, или увалов,

как их называют приискатели Дальнего Востока, сопряжено с особыми трудностями.

Для области мезозоид юга Дальнего Востока общая схема этапов образования террас разработана Ю. Ф. Чемековым (1959). К позднеплиоцен-раннечетвертичному времени в этой схеме относится образование комплекса высоких террас (40—70 м и выше). Средний комплекс террас высотой от 15—20 до 30—40 м в горах и 10—40 м во впадинах датируется среднечетвертичным временем. В позднечетвертичное время образовались низкие террасы высотой от 6—8 до 15—20 м. К голоцену относится образование низкой и высокой пойм, местами — I террасы.

Сложной и высокой лестницей террас отличаются реки Северо-Востока СССР. Так, в бассейне Колымы, по Ю. П. Барановой (1967), развито до 12—13 террас. В долине Индигирки С. С. Коржуев (1965) насчитывает девять террас, самая верхняя из которых имеет относительную высоту 400—450 м. В период формирования этой террасы произошло, как считает В. Ф. Гончаров (1968), заложение современной долины Индигирки и прекращение стока ее вод в Пра-Яну. Возраст террасы приближенно датируется отрезком времени с позднего плиоцена до первого (среднечетвертичного) оледенения. Доледниковыми, скорее всего раннечетвертичными, являются также террасы высотой 300—350 и 200—250 м.

Обращают на себя внимание большие высоты раннечетвертичных террас (свидетельство интенсивного поднятия горной области Северо-Востока СССР за четвертичное время).

Впрочем, в первой половине среднечетвертичного времени высота террас была еще значительнее, чем в современную эпоху. В это время очень усилилась глубинная эрозия рек. Переуглубленные днища рек доледникового возраста находятся на 50—70 м ниже современного уреза реки вместе с выполняющим их аллювием, часто золотоносным. Доледниковый аллювий перекрыт отложениями среднечетвертичного оледенения; эти же отложения связаны с 80—100-метровыми террасами Яны и Индигирки. В среднечетвертичные террасы врезана серия более молодых уровней, относящихся как к межледниковым и ледниковым эпохам, так и к послеледниковому времени (голоцену). Голоценовые террасы также достигают больших высот — 20—30 м.

Еще выше, как отмечалось, послеледниковые аллювиальные и морские террасы на Камчатке (40 м). Очень высоки на Камчатке и плейстоценовые террасы, среди которых наиболее древние (раннеплейстоценовые) достигают, по-видимому, 700 м. Даже позднеплейстоценовые террасы имеют высоту до 300—320 м.

Сопоставление высот одновозрастных террас позволяет заключить, что в четвертичное время область кайнозойской складчатости Камчатки поднималась интенсивнее области мезозоид Северо-Востока СССР (бассейн Индигирки), а в этой последней поднятие было активнее, чем на юге Дальнего Востока. Изучение террас дает важный материал не только для познания неотектонических процессов, но и для анализа климатических колебаний четвертичного периода, выражавшихся в чередовании ледниковых и межледниковых эпох.

Древнее оледенение. В плейстоцене оледенение охватывало значительные пространства гор Дальнего Востока и Северо-Востока СССР; оно отличалось многими своеобразными чертами. Наиболее характерно и интересно оледенение молодой складчато-вулканической области Камчатки. Специфической его особенностью, отмеченной И. П. Герасимовым (1959), было сочетание активных вулканических и ледниковых явлений.

«Лед и пламень...» На мысль о возможности подобного сочетания наводят наблюдения над современными процессами образования грязе-каменных потоков на Камчатке. Под действием раскаленных лав и нагретых масс пепла в настоящее время в фазы активной вулканической деятельности на Камчатке происходит быстрое таяние снежного покрова (в зимнее время) и образуются огромные грязевые потоки с пирокластическим материалом. «Можно предполагать,— пишет И. П. Герасимов,— что в период древнего оледенения подобные феномены имели более интенсивное развитие. На это указывают мощные толщи водно-моренно-пирокластических наносов, покрывающих Камчатку» (1959, стр. 92).

Детальные исследования следов древнего оледенения на Камчатке, проведенные В. Н. Олюниным, И. В. Мелекесцевым и др., во многом подтверждают предположение И. П. Герасимова. С достаточной степенью надежности на Камчатке установлено лишь оледенение позднеплейстоценового возраста, хотя есть некоторые указания и на среднеплейстоценовое оледенение. В позднем плейстоцене

оледенение носило горно-долинный характер. Выделяются две фазы оледенения. В первую фазу (75—48 тыс. лет назад) оледенение было более мощным, ледниковые потоки выходили из горных районов на прибрежные равнины и в межгорные впадины, образуя ледники подножий. Во вторую, меньшую фазу (26—10 тыс. лет назад) ледники подножий не формировались. В голоцене (10—6 тыс. лет назад) было новое, сравнительно небольшое наступание ледников («малая ледниковая эпоха»), после чего вплоть до настоящего времени происходит деградация оледенения (Олюнин, 1965; Святловский, 1967).

Для корреляции между ледниковыми и вулканическими явлениями важен тот факт, что большая часть активных вулканов Камчатки несет следы лишь второй фазы позднеплейстоценового оледенения. Конусовидные стратовулканы, к числу которых относятся все действующие вулканы, иногда имеют на вершинах карровые ледники голоценового возраста. Как видно, эти данные подтверждают приведенные выше соображения о позднеплейстоценовом-голоценовом возрасте крупнейших вулканов, о совпадении во времени активного вулканизма и оледенения. И для вулканических процессов, и для оледенения важным стимулом было тектоническое поднятие земной коры.

Признаки древнего оледенения известны и на Курильских островах, и на Сахалине. В частности, хорошо сохранившиеся троги и кары можно встретить на северных Курильских островах — Парамушире и Маканруши (В. В. Никольская, 1969).

Древним оледенением были затронуты все горные хребты континентальной части юга Дальнего Востока: Сихотэ-Алинь, Буреинский, Тукурингра-Джагды, Джугджур. Оледенение было неоднократным, но в отношении количества ледниковых эпох разные исследователи высказывали неодинаковые взгляды. Ю. Ф. Чемеков (1959) допускает возможность четырех оледенений юга Дальнего Востока, из которых два первых — раннеплейстоценовое и среднеплейстоценовое — пока проблематичны. Ко времени среднеплейстоценового оледенения в хребтах Джагды, Ям-Алинь, Сихотэ-Алинь относят древние кары со сглаженными очертаниями; они расположены в горнотаежном поясе значительно ниже (на 300—400 м) резко очерченных каров позднеплейстоценового оледенения, лежащих выше границы леса, в гольцовом поясе. Однако

не исключена возможность, что эти древние кары тоже позднеплейстоценовые.

Наиболее надежно установлен ход колебаний климата в позднем плейстоцене. Примерно 100 тыс. лет назад поздний плейстоцен начался сравнительно теплым межледниковым временем. Около 75 тыс. лет назад началось горно-долинное муниканское оледенение. Абсолютным возрастом около 40 тыс. лет датируется новое межледниковье. Примерно 22 тыс. лет назад началось селитканское оледенение, также горно-долинное; оно закончилось 10 тыс. лет назад. По данным А. П. Жузе, Ю. Ф. Чемекова, межледниковья сопровождались трансгрессиями, а периоды оледенений — глубокими регрессиями моря, во время которых Сахалин присоединялся к материку.

Следы позднеплейстоценовых оледенений имеются во всех сколько-нибудь значительных хребтах юга Дальнего Востока. Здесь широко развиты кары (нередки лестницы из двух-трех каров), троговые долины с бараньими лбами и ригелями. В трогах и речных долинах известны ледниковые озера, боковые и конечные морены (Чемеков, 1959). В целом влияние древнего оледенения на рельеф юга Дальнего Востока не слишком велико и сказывается только на вершинах гор. Значительные пространства юга Дальнего Востока почти не испытали влияния оледенения.

Гораздо более сильный и, главное, очень своеобразный отпечаток наложила эпоха древнего оледенения на рельеф Северо-Востока СССР (северо-восток Сибири и Колымско-Чукотская область). Своеобразие данной территории состоит в том, что ее рельеф испытал мощное влияние оледенения, но влияние это было не непосредственным, а косвенным. Общее похолодание и увеличение континентальности климата привели к образованию вечной мерзлоты — «подземного оледенения», которое оказывало и продолжает оказывать огромное влияние на формирование рельефа.

Непосредственное же влияние древних (четвертичных) ледников на рельефообразование территории Северо-Востока СССР было сравнительно невелико, что объясняется в целом неблагоприятными для развития оледенения резко континентальными климатическими условиями (Шило, 1961). Оледенение возникало лишь на участках высокогорного и отчасти среднегорного рельефа; этому способствовало увеличение с высотой количества выпадающих годовых осадков, а также бо́льшая, чем в низинах, про-

должительность туманов и облачной погоды, способствующих накоплению снега. Раннечетвертичное похолодание, когда высота гор, согласно расчетам Ю. П. Барановой, не превышала 2200—2400 м, по-видимому, не сопровождалось сколько-нибудь значительным оледенением. Лишь в среднечетвертичное время, когда горы стали выше, создались условия для развития эльгинского оледенения (Баранова, Бискэ, 1964; Хворостова, Кашменская, 1962). Горные оледенения возникали также в позднечетвертичное время — бохапчинское оледенение, сартанское оледенение или стадия (?). Н. А. Шило (1959) обращает внимание на сравнительно слабую экзарационную деятельность горных ледников Северо-Востока СССР и как следствие этого на ограниченные масштабы распространения ледниково-аккумулятивных ландшафтов.

Особенности морфоскульптуры и современных процессов рельефообразования

Территория Дальневосточного горного пояса СССР по характеру морфоскульптуры в самом общем плане может быть подразделена на две части: более северную и более южную — или на две морфоскульптурные зоны: 1) зону криогенно-флювиальной, 2) зону флювиальной морфоскульптуры. К первой зоне относятся северо-восток Сибири и Колымско-Чукотская область; ко второй зоне — Приамурско-Сахалинская и Курило-Камчатская области.

Зона криогенно-флювиальной морфоскульптуры охватывает пространство от побережья Северного Ледовитого океана до южной границы распространения мощных толщ вечной мерзлоты. Связанные с вечной мерзлотой формы криогенной морфоскульптуры, наложенные на более ранние, флювиальные формы, определяют главные, характерные особенности морфологического ландшафта. Для горных районов здесь весьма типичны гольцовые ландшафты, для равнинных пространств — ландшафты термокарстовые.

«Нам неоднократно доводилось слышать и читать о морфологическом ландшафте сибирских гольцов,— пишет И. П. Герасимов (1959, стр. 74).— Однако, увидев эти ландшафты в районе Колымы, мы были потрясены их мощным развитием и своеобразием. Это — огромные поля каменных обломков, сплошной пеленой окутывающие закругленные горные вершины и мощным покровом, с мно-

гочисленными признаками солифлюкционного движения, одевающие склоны гор и заполняющие все долины даже в самой низкой зоне. ...Сползая по склонам гор, эти каменные покровы образуют характерные формы рельефа в виде так называемых каменных рек, курумов и солифлюкционно-щебневых террас».

Щебнево-каменные покровы и связанные с ними формы рельефа — это в значительной мере наследие ледникового периода, но формирование их, по-видимому, активно продолжается и в современную эпоху, которую в условиях Восточной Сибири следует оценивать как позднe-, а не послеледниковую (см. гл. 1). Формы криогенного генезиса — щебнистые покровы, солифлюкционные террасы, делли и другие — явно преобладают в горах Северо-Востока СССР над собственно ледниковыми формами; однако местами, преимущественно в пределах высокогорных массивов, ледниковые формы развиты достаточно широко. Для гор Северо-Востока СССР характерны также так называемые гигантские наледи — тарыны. Они распространены на огромном пространстве от Верхоянского хребта до Чукотки. При мощности льда до 10 м протяженность тарынов превышает 25 км. Вероятно, некоторые гигантские наледи приурочены к крупным разломам земной коры, по которым происходит интенсивный вынос подземных вод.

Криогенная морфоскульптура господствует и на равнинах Северо-Востока СССР, особенно в пределах Восточно-Сибирской низменности; она представлена преимущественно термокарстовыми озерными ландшафтами. Термокарстовые впадины развиваются преимущественно на основе трещинно-полигональных образований. Под действием сильных морозов поверхность тундры растрескивается, образуя правильные прямоугольники, трапеции-полигоны. Весной трещины заполняются водой; когда вода замерзнет, в грунте возникают ледяные клинья. Со временем клинья увеличиваются, расширяясь до 3—4 м. Выжимаемый при этом грунт образует характерные валы на земной поверхности. Между валами на пересечениях ледяных жил обычно и возникают термокарстовые озера. Некоторые исследователи считают их наследием послеледникового климатического оптимума (9—4,5 тыс. лет назад). Согласно данным лаборатории мерзлотоведения Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института (С. В. Томирдиаро), термо-

карстовые озера — это не реликтовые образования, они возникали, развивались и исчезали на протяжении всего четвертичного периода, не прекратился этот процесс и в современную эпоху.

С. В. Томирдиаро разработал представление о своеобразном цикле развития термокарстовых озер. Возникнув на месте пересечения ледяных жил, озеро постепенно расширяется. В ходе этого процесса происходит спуск озерной воды в ближайшую реку. Днище озера обсыхает и превращается в луг с высоким и мощным травостоем. Через несколько десятков лет на месте луга вновь формируется хорошо выраженный полигональный рельеф, и цикл повторяется снова.

В условиях Северо-Востока СССР луга, образующиеся на месте спущенных термокарстовых озер, представляют большую ценность как база для развития животноводства. Работы Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института направлены на то, чтобы отыскать способы защиты этих лугов от исчезновения, способы управления термокарстовым циклом. Мерзлотоведы и геоморфологи разрабатывают простые, но эффективные способы мелиорации термокарстовых луговых впадин, выбирают озера, которые сравнительно легко могут быть спущены и превращены в новые луговые участки.

Зона флювиальной морфоскульптуры охватывает юг Дальнего Востока и Курило-Камчатскую область. Вечная мерзлота развита здесь значительно слабее, чем на Северо-Востоке, а местами полностью отсутствует. Флювиальная морфоскульптура, созданная эрозионными и аккумулятивными процессами, проявляется здесь в более «чистом» виде. В горах это эрозионно-денудационные формы, среди которых особо отметим педименты, на существование которых на Дальнем Востоке указали М. В. Пиотровский (1964), Ю. Ф. Чемеков (1964). Характерны также останцовые сопки. В пределах речных долин, озерных, озерно-аллювиальных равнин выделяются террасовые ступени, преимущественно аккумулятивные, и молодые формы эрозионного расчленения.

Наряду с широтной зональностью в пределах Дальневосточного горного пояса проявляется вертикальная поясность морфоскульптуры. В южной зоне вертикальная поясность в целом выражена отчетливее, чем на севере, где нередко от вершин гор до низин сплошь распространены криогенные формы рельефа. На юге Дальнего Вос-

тока последние развиты в основном лишь в гольцовой зоне.

Общая схема вертикальной морфоскульптурной поясности для юга Дальнего Востока такова (Ю. Ф. Чемеков, 1959; В. В. Никольская, 1966). Центральные, приосевые части горных хребтов относятся к гольцовому поясу, или поясу ледниково-криогенной морфоскульптуры. Они имеют обычно альпийские формы рельефа, созданные древним горно-долинным оледенением. В гольцовом поясе в основном сосредоточены и криогенные формы рельефа (щебнистые покровы, нагорные террасы и др.). Ниже гольцового пояса расположен пояс флювиального рельефа. По окраинным частям хребтов здесь обычно развиты вначале ландшафты таежного среднегорья местами со слабыми следами оледенения, а затем низкогорья, увалы, которые постепенно переходят в ландшафты озерно-аллювиальных, озерных, аллювиальных равнин. По периферии аккумулятивных равнин, как отмечает Ю. Ф. Чемеков (1959, 1964), протягиваются широкие участки поверхностей денудационного выравнивания с мощными корами выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О. М. Морфоструктура Сибирской платформы. — «Геоморфология», 1971, № 1.

Алтае-Саянская горная область. М., 1969.

Амурский Г. И., Дикенштейн Г. Х. Неоген-четвертичные движения на территории Туркмении. — «Советская геология», 1963, № 10.

Анучин Д. Н., Борзов А. А. Рельеф Европейской части СССР. М., 1948.

Арманд Д. Л. Нам и внукам. М., 1964.

Арсеньев А. А. О закономерностях размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы. — «Доклады АН СССР», т. 137, 1961, № 5.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. О происхождении рифтовых впадин. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1968, № 4.

Артюшков Е. В. О происхождении современных движений земной коры в платформенных областях. — В сб. «Проблемы современных движений земной коры». М., 1969.

Артюшков Е. В. Четвертичное оледенение и трансгрессии Западной Сибири. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 7.

Архипов С. А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогеновом периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт. — В сб.: «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., 1965.

Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1968.

Асеев А. А. Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозионной сети. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1963, № 1.

Асеев А. А. Основные особенности морфоскульптуры древнеледниковых областей в связи с их морфоструктурой. — В сб.: «Структурная и климатическая геоморфология». М., 1966.

Базаров Д. Б. История развития речной сети Западного Забайкалья. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Бальян С. П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван, 1969.

Баранова Ю. П. Развитие морфоструктур Северо-Востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск, 1967.

Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. М., 1964.

Белов Н. А., Дибнер В. Д. Результаты геолого-геоморфологических исследований Арктического бассейна. — В сб.: «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. 28. Л., 1968.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники, изд. 2. М., 1962.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., 1955.

Былинский Е. Н. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии бассейна р. Мезени. — «Доклады АН СССР», т. 147, 1962, № 6.

Благоволин Н. С. Возраст морфоструктуры Горного Крыма. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1965, № 2.

Благоволин Н. С. Некоторые вопросы истории развития рельефа Горного Крыма. — В сб.: «Строение Черноморской впадины». М., 1966.

Бондарчук В. Г. О геоморфологии Днепро-Донецкой впадины и направлении поисков соляных структур. — «Разведка недр», 1937, № 2.

Бондарчук В. Г. Основы геоморфологии. М., 1949.

Борзов А. А. Геоморфология Европейской части СССР. М., 1934.

Борисевич Д. В. Основные проблемы геоморфологии Урала в связи с поисками россыпных месторождений полезных ископаемых. М., 1960 (ротапринт).

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., 1967.

Боч С. Г. и *Краснов И. И.* Процесс гольцового выветривания и образования нагорных террас. — «Природа», 1951, № 5.

Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Возраст современного рельефа Камчатки. — В сб.: «Вопросы географии Камчатки», вып. 4. Петропавловск-Камчатский, 1965.

Будыко М. И. О причинах изменений климата в геологическом прошлом. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1969, № 1.

Будыко М. И. Полярные льды и климат. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1962, № 6.

Бурыкин А. М. Водная эрозия в горных условиях влажных и сухих субтропиков. — В сб.: «Борьба с горной эрозией почв и селевыми потоками в СССР». Ташкент, 1962.

Бэр К. М. Ученые заметки о Каспийском море и его окрестностях. — «Зап. РГО», кн. XI. СПб., 1856.

Валпетер А. П., Карташов И. П. Реликты пенепленизированного рельефа на Северо-Востоке СССР и проблема определения их возраста. — В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., 1964.

Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.

Варсанофьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. — «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., т. 36, вып. 4, 1961.

Варсанофьева В. А. Уральская горная область, хребет Пай-Хой и Печорская низменность. — В кн.: «Геология СССР», т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР, ч. I, геол. описание. М., 1963.

Васьковский А. П. Обзор горных сооружений Крайнего Северо-Востока Азии. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 10. Магадан, 1956.

Вахрушев Г. В. Неотектоника и зональное развитие рельефа на Южном Урале. — В сб.: «Вопросы геоморфологии и новейшей тектоники Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1959.

Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. — «Геологический Вестник», т. VII, 1929—1930, № 1—3.

Вейсов С. О механизме формирования барханных цепей (по экспериментальным данным). — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1966, № 3.

Величко А. А. О некоторых морфометрических различиях между оврагом, балкой и речной долиной. — «Вопросы географии», сб. 46. М., 1959.

Величко А. А. Главный климатический рубеж и этапы плейстоцена. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1968, № 3.

Вендров С. Л. Динамика берегов крупных водоемов в связи с использованием водных ресурсов. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1966, № 2.

Вендров С. Л., Герасимов И. П. и *др.* Влагооборот на равнинах Западной Сибири, его роль в формировании природы и пути преобразования. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1966, № 5.

Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов. — Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 2, 1959.

Волков И. А. Ишимская степь (Рельеф и покровные лёссовидные отложения). Новосибирск, 1965.

Волчанская И. К. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений верхнекайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Воскресенский С. С. Асимметрия склонов речных долин на территории Европейской части СССР. — «Вопросы географии», сб. 4. М., 1947.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., 1962.

Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. М., 1968.

Вышемирский В. С. Геологический возраст р. Лены. — «Уч. зап. Саратов. гос. ун-та», вып. геол. Саратов, 1960.

Галабала Р. О. Отражение тектоники в рельефе северо-восточной части Восточно-Сибирской платформенной равнины и Верхоянской складчатой горной страны. Автореф. канд. дисс. М., 1968.

Галушко Я. А. Макрорельеф и распространение некоторых полезных ископаемых в трапповой зоне Средней Сибири. — «Доклады АН СССР», т. 133, 1960, № 1.

Ганешин Г. С. Вопросы геоморфологии Сахалина. — Мат-лы 2-го геоморф. совещ. М., 1959 (ротапринт).

Ганешин Г. С., Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. — В кн.: «Хронология и климат четвертичного периода». Межд. Геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геол. Л., 1960.

Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 1.

Гвоздецкий Н. А. Карст. М., 1954.

Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа, вып. 1. М., 1954.

Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа, вып. 2. М., 1958.

Геллер С. Ю. Материалы по геоморфологии Прикарабогазголья. — В сб.: «Проблемы физической географии», т. 4. М. — Л., 1937.

Геоморфологическое районирование СССР (под ред. А. А. Григорьева и К. К. Маркова). — «Тр. Комисс. по естеств.-истор. районированию СССР», т. II, вып. 1. М. — Л., 1947.

Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку, 1959.

Геоморфология Армянской ССР. Ереван, 1962.

Герасимов И. П. Основные черты развития современной поверхности Турана. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», т. 25. М. — Л., 1937.

Герасимов И. П. Главнейшие моменты палеогеографии Западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода (Р-ны Сары-Камыша, Узбоя, Атрека). — В сб.: «Проблемы физической географии», т. 5. М. — Л., 1938.

Герасимов И. П. Рельеф и поверхностные отложения Европейской части СССР. — В кн.: «Почвы СССР», т. 1. М. — Л., 1939.

Герасимов И. П. О движениях почвенно-грунтовых масс на склонах. — «Почвоведение», 1941, № 7—8.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В сб.: «Проблемы физической географии», т. 12. М. — Л., 1946.

Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», вып. 42. М. — Л., 1948.

Герасимов И. П. Палеогеографическая загадка Иссык-Куля. — В кн.: «Географические исследования в Центральном Тянь-Шане». М., 1953.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., 1959.

Герасимов И. П. Палеогеографический парадокс Памира. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1964, № 3.

Герасимов И. П. и *Марков К. К.* Ледниковый период на территории СССР. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», вып. 33. М. — Л., 1939.

Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. О геоморфологическом этапе в развитии Земли. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1964, № 6.

Геренчук К. И. Опыт тектонической интерпретации общего орогидрографического плана Русской равнины. — «Уч. зап. Черновицкого гос. ун-та», т. 8, вып. 2, сер. геол.-геогр. наук. Львов, 1950.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Львов, 1960.

Гзовский М. В. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании ново-

го типа. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 1. М., 1963.

Гончаров В. Ф. О перестройке речной сети бассейнов Яны и Омолоя в неоген — четвертичное время. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Горбунов А. П. Мерзлотный пояс Центрального Тянь-Шаня. — «Изв. ВГО», т. 97, вып. 1, 1965.

Горелов С. К. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», т. 73.

Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 19. М., 1957.

Горелов С. К. Поверхности выравнивания Волго-Уральской области и Северного Предкавказья как показатели новейшего тектонического формирования платформенных структур. — В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., 1964.

Горелов С. К. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М., 1972.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., 1964.

Городецкая М. Е. Морфоструктура и морфоскульптура юго-запада Западно-Сибирской равнины (на примере Приишымья). Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Городецкая М. Е. О генезисе и возрасте западносибирских грив. — В сб.: «Структурная и климатическая геоморфология». М., 1966.

Городецкая М. Е. Морфоструктура и неотектоника юго-запада Западно-Сибирской равнины. — В кн.: «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., 1968.

Горянин А. Б. Чильмахрам как особый геоморфологический и ландшафтный район Ферганы. — «Научн. тр. Ташкентск. ун-та им. Ленина», нов. сер., вып. 266. Ташкент, 1964.

Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., 1966.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат. — В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., 1964.

Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М. и *др.* Арктический хребет и его материковое продолжение. — «Геоморфология», 1970, № 1.

Григорьев А. А. Закономерности строения и развития географической среды. М., 1966.

Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности. — «Доклады АН СССР», т. 110, 1956, № 1.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенение, вулканизм, неотектоника). М., 1965.

Губкин И. М. Учение о нефти. М. — Л., 1932.

Губонина З. П. Палеоботанические исследования аллювиальных отложений Средней Волги с целью установления их возраста. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. Автореф. докт. дисс. М., 1968.

Денисов Е. П. О формировании современного облика рельефа Южного Приморья. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Дербиков И. В. О связи тектоники фундамента и чехла. — В кн.: «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности», «Тр. ВНИГРИ», вып. 14. Л., 1958.

Джавахишвили А. Н. Геоморфологические районы Грузинской ССР. М. — Л., 1947.

Дибнер В. Д. Основные закономерности развития гидрографической сети и механизм пенепленизации. — «Изв. ВГО», т. 82, 1950, № 4.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. СПб., 1878.

Добрынин Б. Ф. Геоморфологическое районирование Европейской части СССР (Докл. сов. делегации на Междунар. геогр. конгрессе в Варшаве). М., 1934.

Доскач А. Г. Основные черты неотектоники Тургайского прогиба. — В кн.: «Неотектоника СССР». Рига, 1961.

Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», т. 55, Матлы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 9. М. 1952.

Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. и *др.* Денудационная хронология Кавказа. — В сб.: «Современные проблемы географии». М., 1964.

Ефимцев Н. А. О новейших региональных прогибаниях горных областей (на примере Горного Алтая). — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Ерофеев В. С., Мацуй В. М. и *др.* Древние долины Северо-Восточного Казахстана. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Жандаев М. Ж. Особенности развития гидрографической сети восточной части Заилийского Алатау. — «Изв. АН Каз. ССР», сер. геол., вып. 18, 1954.

Живаго А. В. Современные тектонические движения на побережьях Балтийского, Черного и Азовского морей. — В кн.: «Тр. ЦНИИГАИК», вып. 123. М., 1958.

Жутеев С. А. Погребенная долина Понт-Волги в пределах Нижнего Заволжья. — «Уч. зап. Саратов. гос. ун-та», т. 72, вып. геогр. Саратов, 1959.

Загорская Н. Г., Кулаков Ю. Н. и *др.* К вопросу о стратиграфии морских четвертичных отложений северной части Западно-Сибирской низменности. — В сб.: «Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. М., 1961.

Зарудный Н. Н., Резанов И. А. Ярусы рельефа и реликты древ-

них поверхностей выравнивания Алтая. — «Доклады АН СССР», т. 179, 1968, № 2.

Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей. М., 1958.

Золотарев А. Г. Приленская переходная морфоструктурная зона и некоторые общие вопросы развития морфоструктур. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Зубаков В. А. Геохронология плейстоцена. Сопоставление кривой солнечной радиации с радиометрической шкалой плейстоцена. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1968, № 6.

Зятькова Л. К. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур. — «Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 14. Новосибирск, 1961.

Зятькова Л. К., Кузнецова Г. Ф. Структурно-геоморфологические исследования в различных морфоскульптурных зонах Западной Сибири. — В сб.: «Структурно-геоморфологические исследования в Сибири». Новосибирск, 1970.

Ивановский Л. Н. Ледниковые формы рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. — Автореф. докт. дисс. М., 1968.

Иверонова М. И. Опыт анализа склоновых явлений статистическим способом по аэроснимкам и крупномасштабным картам. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1968, № 2.

Инданс А. П., Ковалевский М. И. и *др.* Неотектонические движения на примере Латвийской ССР. — В сб.: «Неотектонические движения в Прибалтике». Тарту, 1960.

Исаев Д. И., Глушкова М. И. и *др.* Рельеф Киргизии. Фрунзе, 1964.

Исаева Л. И., Крауш М. А. Поверхности выравнивания Средне-Сибирского плоскогорья. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1969, № 4.

Казакевич Ю. П. и *Костенко Н. П.* Некоторые особенности неотектоники Азиатского горного пояса и их связь с россыпными месторождениями. — В сб.: «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., 1968.

Казанли Д. Н. Геология Северного Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. — «Бюлл. Совета по сейсмологии» № 3, 1957.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., 1958.

Кайнозой Западной Сибири. Сб. статей. Новосибирск, 1968.

Калецкая М. С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая. Проблемы геоморфологии. — «Тр. Ин-та географии АН СССР», вып. XXXIX. М. — Л., 1948.

Калецкая М. С. Некоторые закономерности развития рельефа Севера Европейской части СССР. — В сб.: «Структурная и климатическая геоморфология». М., 1966.

Каманин Л. Г. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности. — «Тр. Ин-та географ. АН СССР», вып. 29. М. — Л., 1938.

Карандеева М. В. Геоморфология Европейской части СССР. М., 1957.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. — «Изв. АН», V сер., т. 1, № 1, 1894.

Качурин С. П. Термокарст в пределах СССР. М., 1959.

Каштанов С. Г. Новые данные в истории развития Палео-Камы. — «Доклады АН СССР», т. 106, 1956, № 4.

Кесь А. С. К вопросу о верхнечетвертичной истории системы Аму-Дарья — Сарыкамыш — Узбой. — «Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода (АН СССР)», т. 13. М., 1957.

Клейнер Ю. М. Роль тектоники в формировании рельефа Устюрта и Южно-Мангышлакского плато. Автореф. канд. дисс. М., 1966.

Клейнер Ю. М., Кузнецов Ю. Я. и *др.* Структурно-геоморфологическое изучение столовых равнин (на примере плато Устюрта и Степного Мангышлака)». — В кн.: «Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов». Л., 1967.

Кожевников А. В. Террасы р. Сулак в предгорьях Кавказа. — В сб.: «Вопросы региональной геологии СССР». М., 1964.

Кожемяка Н. Н. О высокой выровненной поверхности центральной части Срединного Камчатского хребта. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1963, № 4.

Колосов Д. М. Горы и низменности Восточной Якутии и Дальневосточного Севера. — В кн.: «Геоморфологическое районирование СССР». «Тр. Комиссии по естественно-историч. районированию СССР», т. 2, вып. 1. М. — Л., 1947.

Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. — «Тр. горно-геол. управления, вып. 30. М. — Л., 1947.

Коньков Г. А. О связи новейших и современных тектонических движений с метаноносными и выбросными зонами в условиях Донбасса. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 1. М., 1963.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., 1960.

Коржинский Д. С. Происхождение мелкосопочника и озер Киргизской степи. — «Природа», 1929, № 7—8.

Коржуев С. С. Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. М., 1959.

Коржуев С. С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1960, № 4.

Коржуев С. С. Рельеф и геологическое строение. — В кн.: «Якутия». Природные условия и естественные ресурсы СССР. М., 1965.

Коржуев С. С. Роль Колымского срединного массива в формировании морфоструктуры северо-восточной Азии. — В сб.: «География и геоморфология Азии». М., 1969.

Коржуев С. С., Федотов А. А. Геоморфологическое строение речных долин Сибири и гидротехническое строительство. М., 1960 (ротапринт).

Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата, 1963.

Костенко Н. П. Геоморфологический анализ речных долин горных стран (на примере Кухистана). — «Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода», 1958, № 22.

Костенко Н. П. Изменение наклонов земной поверхности и сейсмичность. — «Бюлл. Совета по сейсмологии», 1960, № 8.

Костенко Н. П. Геоморфологические признаки развития поднятий в условиях «закрытых пространств» межгорных и предгорных впадин. — В кн.: «Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии». Л., 1962.

Костенко Н. П. Анализ рельефа, четвертичных отложений и неотектоники горных стран юга Средней Азии. Автореф. докт. дисс. М., 1966.

Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде, вып. I. СПб., 1876.

Кропоткин П. Н., Шахварстева К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — «Тр. Геол. ин-та АН СССР», вып. 134. М., 1965.

Кузин И. Л. О роли движений земной коры и колебаний уровня океана в формировании рельефа севера Западно-Сибирской низменности. Геологич. сб., вып. 6. — «Труды ВНИГРИ», вып. 186. Л., 1961.

Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В. и *др.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности Устюрта. — «Советская геология», 1963, № 10.

Кулаков А. П. О четвертичной истории Охотского моря и его прибрежных территорий. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Куницын Л. Ф., Мухина Л. И. и *др.* Подходы к сравнительному анализу природы горных регионов (на примере Кавказа, Забайкалья, Камчатки). — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1966, № 4.

Курдюков К. В. Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта. — В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., 1964.

Кушев С. Л., Леонов Б. Н. Рельеф и геологическое строение. — В кн.: «Средняя Сибирь». Природные условия и естественные ресурсы СССР». М., 1964.

Лазуков Г. И. Район Урало-Сибирских ледниковых покровов и Северный Ледовитый океан. — В кн.: «Четвертичный период», т. 1. М., 1965.

Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М., 1970.

Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., 1968.

Ласкарев В. П. О геоморфологическом разделении площади Европейской России. — «Геологический вестник», т. II, вып. 5—6, 1916.

Лебедев В. Г. Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезо-кайнозойской тектоникой. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 2.

Лебедева Н. А. Геоморфология, неогеново-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район). — «Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода», вып. 13, 1957.

Левина А. П. Новейшие тектонические движения в бассейне Среднего Вилюя и их влияние на размещение алмазоносных россыпей. — В сб.: «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., 1968.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., 1961.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. М., 1963.

Лилиенберг Д. А., Тимофеев Д. А. О высотном разделении горных стран. — В сб.: «Геоморфологическое картирование». М., 1963.

Лилиенберг Д. А., Мещерский И. Н. О роли тектонических и неотектонических факторов в современных деформациях земной поверхности (по исследованиям на Апшеронском полуострове) — резюме. — В сб.: «Проблемы современных движений земной коры». М., 1969.

Личков Б. Л. О древнем оледенении и великих аллювиальных равнинах. — «Зап. Гос. гидрол. ин-та», 1931.

Личков Б. Л. О происхождении древних глубоких размывов четвертичного и предчетвертичного времени в ледниковом районе Европейской части СССР. — «Проблемы физической географии», т. 11. М. — Л., 1942.

Лоскутов В. В. Геоморфология Таджикистана. Новый этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.

Лукин В. С., Рыжиков Д. В. и *др.* Кунгурская ледяная пещера. Свердловск, 1955.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири. — «Советская геология», 1955, № 45.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. — В кн.: «Мат-лы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. 3. М., 1961.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника Алтая. — В сб.: «Неотектоника СССР». Рига, 1961.

Лунгерсгаузен Г. Ф. О современной геологической эпохе и ее вероятных аналогах в истории Земли. — В сб.: «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., 1968.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Леонов Б. Н. Основные черты геоморфологии Сибирской платформы. — Мат-лы 2-го Геоморф. совещания. М., 1959 (ротапринт).

Лунгерсгаузен Г. Ф., Музис А. И. Этапы развития Кодаро-Удоканской горной страны (Северное Забайкалье). — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. История развития озерных котловин Алтая и Тувы. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Лурье М. Л. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. — В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., 1954.

Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала. — В кн.: «Геоморфология дна Байкала и его берегов». М., 1964.

Мавлянов Г. А., Тетюхин Г. Ф. Современные тектонические движения в Кызылкумах. — «Узбекский геологический журнал», 1966, № 2.

Мавлянов Г. А., Ибрагимов Р. Н. и *др.* Характер проявления современных тектонических движений в Узбекистане. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 4. М., 1968.

Мавлянов Г. А., Тетюхин Г. Ф. и *др.* О современных тектонических движениях в Центральных Кызылкумах. — «Узбекский геологический журнал», 1968, № 2.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.

Макеев З. А. Основные типы рельефа земной поверхности в изображении на картах. М., 1945.

Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., 1955.

Максимович Г. А. Распространение и районирование карста в СССР. — В сб.: «Гидрогеология и карстоведение», «Уч. зап. Пермск. ун-та», т. 24, вып. 1. Пермь, 1962.

Маринич А. М. Геоморфология южного Полесья. Киев, 1963.

Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., 1957.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — «Тр. Глав. геол.-развед. упр.», вып. 117, 1931.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.

Марков К. К. От частной ледниковой теории к общей палеогеографической теории. Baltica, 2. Вильнюс, 1965.

Марков К. К., Лазуков Г. И. и *др.* Четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период), т. I, II. М., 1965.

Марковский Н. И. Особенности распространения крупных месторождений нефти и газа. — «Геология нефти и газа», 1964, № 7.

Маруашвили Л. И. Псевдоморена у Цебельды. — «Тр. Ин-та географии АН Груз. ССР», т. 6, 1955.

Матцкова В. А. Карта скоростей современных вертикальных движений земной коры Кавказа и юго-востока Приазовья. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 3. М., 1968.

Медоев Г. Ц. К геоморфологии мелкосопочника Казахской степи. — «Изв. Казах. фил. АН СССР», сер. геол., вып. 2—3, 1944.

Мещерский И. Н. Многократные повторные нивелирования по трассе Красноводск — Чарджоу. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 4. М., 1968.

Мещеряков Ю. А. О полигенетических поверхностях выравнивания (на примере юго-востока Русской равнины). — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 1.

Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., 1960.

Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., 1961.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1965.

Мещеряков Ю. А., Тимофеев Д. А. Развитие геоморфологии в СССР. — В сб.: «Вопросы истории физической географии в СССР». М., 1970.

Милановский Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенгизского водораздела (Центральный Казахстан). — «Советская геология», сб. 62, 1957.

Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в

среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 38, вып. 3, 1963.

Милановский Е. Е. Неотектоника Кавказа. М., 1969.

Милановский Е. Е. и *Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М., 1963.

Миляева Л. С. Геоморфологическое районирование западной части Восточного Саяна. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Мирошниченко В. П. Ландшафтный подход, его особенности и значение в изучении новейшей тектоники. — В сб.: «Применение аэрометодов в ландшафтных исследованиях». М. — Л., 1961.

Мирошниченко В. П. Современная тектоника Низменных Каракумов. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 4. М., 1968.

Москвитин А. И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро. — «Тр. Ин-та геол. наук», вып. 88, сер. геол. (№ 26). М. — Л., 1947.

Москвитин А. И. Происхождение рельефа степного Приобья. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 2.

Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. М., 1965.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран (Тектоника СССР, т. 2). М. — Л., 1949.

Муратов М. В. Новейшие тектонические движения в Горном Крыму. — В сб.: «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., 1951.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960.

Мурзаев Э. М. Фактор экспозиции в формировании горных ландшафтов. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1964, № 6.

Наймарк А. А., Резанов И. А. и *др.* Новейшая тектоника северного Приохотья. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1963, № 4.

Наливкин Д. В. Геология СССР. М. — Л., 1962.

Наливкин Д. В. Ураганы, бури и смерчи. Л., 1969.

Наумов А. Д. Пенеплены — фиксированные поверхности выравнивания и их роль при изучении структур материков. — В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., 1964.

Несмеянов С. А. Неотектоническое районирование Западной Ферганы. — В сб.: «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., 1968.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М. — Л., 1949.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.

Николаев П. Н. Влияние истории тектонического развития на сейсмическую активность (на примере Ферганской впадины). — В сб.: «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., 1968.

Николаевская Е. М. Морфометрический анализ Западно-Сибирской равнины. — «Геоморфология», 1970, № 4.

Никольская В. В. Дальний Восток. М., 1962.

Никольская В. В. Опыт классификации морфоскульптуры бассей-

на Амура. — В сб.: «Структурная и климатическая геоморфология». М., 1966.

Никольская В. В. Общее строение рельефа. — В кн.: «Южная часть Дальнего Востока». Природные условия и естественные ресурсы СССР. М., 1969.

Никонова Р. И. О выравнивании рельефа юга Дальнего Востока. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Обедиентова Г. В. О времени и причинах хвалынской трансгрессии Каспия. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1964, № 1.

Обручев В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья (Селенгинская Даурия). — В кн.: «Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги», вып. 22, ч. 1. СПб., 1914.

Обручев В. А. О тектонике Русского Алтая. — «Землеведение», кн. 3, 1915.

Обручев В. А. Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк, Л., 1929.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 5.

Обручев С. В. Тунгусский бассейн (Южная и западная части), т. 1. — «Тр. Глав. геол.-развед. объед.», вып. 164, 1932.

Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1942, № 5—6.

Обручев С. В. В сердце Азии. М., 1965.

Огнев В. Н. Палеогеография р. Нарын. — «Изв. ВГО», 1949, № 4.

Олли А. И. и *Рождественский А. П.* К палеогеоморфологии Южного Урала. — В сб.: «Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии», № 2. Уфа, 1959.

Олюнин В. Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1965, № 1.

Олюнин В. Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., 1965.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 5.

Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. Под ред. М. И. Нейштадта. М., 1965.

Палиенко Э. Т. Ярусность и возраст рельефа Копет-Дага. — В сб.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып. 1. М., 1963.

Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.

Певнев А. К. Современные движения земной поверхности в районе Баскунчакской солянокупольной структуры. М., 1968.

Петкевич М. В. О зональности рельефа и рельефообразующих процессов в высокогорье Юго-Восточного Алтая (на примере северного склона Северо-Чуйских гор). — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., 1967.

Петрухина И. А. Оползни у с. Абад в долине Карадаган-Сая в Южном Узбекистане. — В сб.: «Материалы совещания по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними». Киев, 1964.

Петрушевский Б. А. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 23, 1948, № 1.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., 1955.

Петрушевский Б. А., Резанов И. А. О некоторых особенностях новейших тектонических движений Верхоянско-Колымской области. — «Доклады АН СССР», т. 133, 1960, № 5.

Пиотровский В. В. Морфометрический ряд форм рельефа и тектонических структур. — «Вопросы географии», сб. 63. М., 1963.

Пиотровский М. В. Проблемы формирования педиментов. — В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., 1964.

Пиотровский М. В. Мезо-кайнозойская морфотектоника Алданской антеклизы. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Полканова В. Б. Возможность применения структурно-геоморфологических методов в центральной части Западно-Сибирской низменности. — «Тр. Сиб. научн.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минерального сырья», вып. 54. Красноярск, 1968.

Попов А. И. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. — «Вопросы географии», сб. 12. М., 1949.

Попова Г. З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата, 1966.

Последний европейский ледниковый покров. К VII Конгрессу (США, 1965). М., 1965.

Постоленко Г. А. Древние денудационные и аккумулятивные уровни юго-восточного Забайкалья. — В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., 1964.

Преображенский В. С. Альпийские и гольцовые явления в природе хребтов Станового нагорья (Кодар и Удокан). — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1959, № 4.

Преображенский В. С. Ландшафтные исследования. М., 1966.

Преображенский Н. А. О третичной тектонике на Южном Урале. — Мат-лы по геоморфологии Урала. М., 1948.

Равский Э. И. О соотношении оледенений и плювиалов в Северной Азии. — В кн.: «Четвертичный период и его история». М., 1965.

Районирование территории СССР по основным факторам эрозии. М., 1965.

Ранцман Е. Я. К вопросу о неотектонике Иссык-Кульской котловины и обрамляющих ее гор. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1954, № 4.

Ранцман Е. Я. К методике морфоструктурного анализа Тянь-Шаня. — «Вопросы географии», сб. 74. М., 1968.

Ранцман Е. Я., Пшенин Г. Н. Первые результаты геоморфологических исследований новейших горизонтальных смещений земной ко-

ры по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1963, № 5.

Ранцман Е. Я., Финько Е. А. Современные тектонические движения на линии повторного нивелирования Арысь — Алма-Ата. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 1. М., 1963.

Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хоросанских гор. М., 1959.

Резанов И. А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. М., 1968.

Резанов И. А. Сравнительная новейшая тектоника горных областей. — В сб.: «Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры». М., 1968.

Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., 1962.

Резанов И. А., Кочетков В. М. Новейшая тектоника и сейсмическое районирование Северо-Востока СССР. — «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1962, № 12.

Рельеф Земли (Морфоструктура и морфоскульптура). Под ред. акад. И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова. М., 1967.

Родзевич Н. Н. и *Сегунская Л. Е.* Оценка интенсивности роста оврагов по их морфологическим признакам. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1961, № 3.

Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М., 1971.

Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. Современные тектонические движения восточной части Русской платформы и Урала и их связь со строением земной коры. — В сб.: «Проблемы современных движений земной коры». М., 1969.

Рожков И. С. Палеогеоморфологические исследования при поисках древних россыпей. — В сб.: «Проблемы палеогеоморфологии». М., 1970.

Розанов Л. Н. Древняя долина Волги — Камы (по данным геофизических исследований). — «Новости нефтяной техники», сер. геол., № 3, 1949.

Рычагов Г. И. К вопросу о происхождении рельефа Прикаспийской низменности. — «Уч. зап. МГПИ». Вопросы физической географии. М., 1962.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии, изд. 2-е. Л., 1962.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. — «Тр. Науч.-иссл. Ин-та геологии», т. 77. М.—Л., 1953.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. — «Геология и геофизика», 1960, № 1.

Сафронов И. Н. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов-на-Дону, 1969.

Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные его преобразования. Л., 1961.

Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., 1965.

Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., 1967.

Селиверстов Ю. П. О происхождении Нарымской депрессии на Алтае. — Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер. Общая сер., вып. 19. Л., 1956.

Селиверстов Ю. П. Неотектоника и рельеф юга Сибири. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Сетунская Л. Е. Особенности современных тектонических движений Русской платформы и Урала (по профилю Лиепая — Свердловск). — В сб.: «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». М., 1961.

Сетунская Л. Е. Опыт количественной оценки факторов, влияющих на активность оврагов. — «Вопросы географии», сб. 63. М., 1963.

Сигов А. П. Вопросы изучения поверхностей выравнивания в целях поисков гипергенных полезных ископаемых. — В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., 1964.

Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., 1969.

Сигов А. П., Гузовский Л. А. и *др.* Схема распространения кор выветривания Урала. — В кн.: «Проспект экскурсий». Межведомственное совещание по корам выветривания Урала. Свердловск, 1966.

Сидоренко А. В. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. — «Природа», 1950, № 10.

Сидоренко А. В. Континентальные отложения Восточных Каракумов и их происхождение. — «Доклады АН СССР», т. 92, 1953, № 3.

Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., 1958.

Сидоренко А. В. Человек, техника, Земля. М., 1967.

Сидоренко А. В. Геоморфология и народное хозяйство (вопросы практической геоморфологии). — «Геоморфология», 1970, № 1.

Сильвестров С. И. Сравнительная оценка влияния на эрозию основных факторов. — В кн.: «Районирование территории СССР по основным факторам эрозии». М., 1965.

Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Зап. Тянь-Шане и Алтае. — «Изв. ВГО», вып. 1, 1948.

Скворцов Ю. А. О периодичности тектонических движений как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана. — Мат-лы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. М., 1961.

Скворцов Ю. А. Новейшие тектонические движения в бассейне р. Сыр-Дарьи. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 1. М., 1963.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., 1965.

Соловьев В. В. Основные черты геоморфологического строения Сихотэ-Алиня и Сахалина. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Солоненко В. П. (ред.). Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., 1966.

Спиридонов А. И. Флювиальные поверхности центральной части Украинского Предкарпатья. — «Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы», отд. геол., вып. 6, т. 41, 1966.

Спиридонов А. И. Геоморфологическое районирование Восточно-Европейской равнины. — «Землеведение», нов. сер., т. 8 (48), 1969.

Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. — «Тр. Четвертичной комиссии Уральского межведомственного совещания по разработке региональной стратиграфической шкалы Урала (7 мая 1962 г. — 6 апреля 1963 г.)». М., 1965.

Стрелков С. А. Север Сибири. М., 1965.

Сырнев И. П. Опыт структурно-геоморфологического районирования Прикарабогазья. — В сб.: «Структурно-геоморфологические исследования при изучении нефтегазоносных бассейнов». Л., 1967.

Тетюхин Г. Ф., Арсланбеков Ш. У. Примеры проявления новейшей и современной тектоники в рельефе Кызылкумов. — В сб.: «Современные движения земной коры» № 4. М., 1968.

Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Л. — М., 1938.

Тилло А. А. Орография Европейской России на основании гипсометрической карты. — «Изв. Русск. геогр. об-ва», т. 26, 1890.

Тимофеев Д. А. Средняя и нижняя Олёкма. Геоморфологический анализ территории бассейна. М. — Л., 1965.

Тимофеев Д. А. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Токомбаев Ш. Т. Геоморфологические условия Чон-Кемино-Боомского района Тянь-Шаня в связи с его освоением. Автореф. канд. дисс., 1965.

Толстов С. П., Кесь А. С. и *др.* История средневекового Сарыкамышского озера. Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. — «Тр. Ин-та географии АН СССР». М., 1955.

Троицкий Л. С. О южных пределах плейстоценовой трансгрессии на северо-востоке Европейской части СССР. — «Доклады АН СССР», т. 155, 1964, № 3.

Трушков Ю. Н. Глубина эрозионного среза, вскрытие полей металлоносности и россыпи складчатых областей Якутии. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Турбин Л. И. Основные черты новейшей тектоники Тянь-Шаньской подвижной области. — В сб.: «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., 1964.

Тушинский Г. К. Гляциологические работы на Эльбрусе. — Информац. сборник о работах географ. ф-та МГУ по МГГ № 1. М., 1958.

Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. — «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», т. 22. М., 1957.

Удинцев Г. Б. и *Чернышева В. И.* Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана. — «Доклады АН СССР», т. 165, 1965, № 5.

Федорович Б. А. Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы. — Проблемы физической географии, вып. 13. М. — Л., 1948.

Федорович Б. А. Лик пустыни, изд. 2-е. М., 1950.

Федорович Б. А. Об основных процессах рельефообразования Турана. — Проблемы физической географии, вып. 15. М., 1950.

Федорович Б. А. Основные черты рельефа песков пустыни Кара-Кумы. — «Тр. Ин-та географии», т. 80. М., 1960.

Федорович Б. А. при участии *Есауленко П. И.* Возможности создания устойчивого степного земледелия. — В кн.: «Казахстан». Природные условия и естественные ресурсы СССР. М., 1969.

Фердман Л. И., Рогожин В. В. Поверхности выравнивания северо-западной части Сибирской платформы. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1966, № 4.

Финаров Д. П. Строение долины Енисея и характер новейших тектонических движений в пределах Чулымо-Енисейской впадины. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Финько Е. А. Современные тектонические движения предгорных и низкогорных районов юго-восточного Казахстана и их связь с морфоструктурой. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

Флоренсов Н. А. Отражение молодых движений земной коры в рельефе Восточно-Сибирских нагорий. — Мат-лы 2-го геоморф. совещания. М., 1959 (ротапринт).

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — «Тр. Восточно-Сибирского филиала АН СССР», сер. геол., вып. 19. М. — Л., 1960.

Флоренсов Н. А. О геоморфологическом аспекте проблемы горообразования. — В сб.: «Методы геоморфологических исследований». Новосибирск, 1967.

Флоренсов Н. А., Олюнин В. Н. Рельеф и геологическое строение. — В кн.: «Предбайкалье и Забайкалье». Природные условия и естественные ресурсы СССР. М., 1965.

Фотиади Э. Э., Сурков В. С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. — «Советская геология», 1967, № 2.

Фридланд В. М. Опыт почвенно-географического разделения горных систем СССР. — «Почвоведение», 1951, № 9.

Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., 1964.

Хворостова З. М., Кашменская О. В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения верховьев рек Колымы и Индигирки. — В сб.: «Четвертичная геология и геоморфология Сибири», «Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР», вып. 27. Новосибирск, 1962.

Хворостова З. М., Кашменская О. В. О поверхностях выравнивания в верховьях рек Индигирки и Колымы. — В сб.: «Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири», «Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР», вып. 44, 1964.

Хоментовский А. С. Некоторые особенности развития рельефа кайнозойских вулканических плато. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Худяков Г. И. Поверхности выравнивания в бассейне среднего течения р. Урала. — «Научный ежегодник Саратов. гос. ун-та, геол. фак-т». Саратов, 1959.

Худяков Г. И. О морфоструктурном районировании южной части советского Дальнего Востока. — В сб.: «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, 1968.

Цысь П. Н. Некоторые проблемы морфогенезиса Украинских Карпат. — «Географ. сб. Львовского ун-та, Львовск. отд. Географ. об-ва СССР», вып. 8, 1964.

Чеботарева Н. С. Некоторые черты хронологии последнего оледенения на северо-западе Русской равнины. — В кн.: «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». М., 1965.

Чедия О. К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. — «Доклады АН СССР», т. 112, 1957, № 4.

Чедия О. К. Новейшая тектоника и кайнозойская история геологического развития Таджикистана. Автореф. докт. дисс. Фрунзе, 1965.

Чемеков Ю. Ф. Древние поверхности денудационного выравнивания Приамурья и сопредельных территорий. — «Доклады АН СССР», т. 127, 1959, № 1.

Чемеков Ю. Ф. Основные этапы развития рельефа Приамурья и Западного Приохотья. — Мат-лы 2-го геоморф. совещания». М., 1959 (ротапринт).

Чемеков Ю. Ф. Происхождение и развитие поверхностей денудационного выравнивания в складчатых областях. — В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., 1964.

Чернышева З. С. Развитие рельефа Среднего Заволжья в верхнеплиоценовое время. — В кн.: «Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейна Волги и Урала». М., 1962.

Четвертичный период (ледниковый период — антропогеновый период), т. I—II. М., 1965.

Чикишев А. Г. Физико-географическое районирование Урала. — В сб.: «Проблемы физической географии Урала», «Тр. Моск. об-ва испытателей природы», т. XVIII. М., 1966.

Чичагов В. П. Рельеф равнин Юго-Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. М., 1964.

Чичагов В. П. Вопросы морфоструктуры Монголо-Охотского пояса. — В сб.: «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1(3). Чита, 1966.

Чочиа Н. Г. Граница третичных и четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности и проблема оледенений этого региона. — В кн.: «Граница третичного и четвертичного периодов». М., 1968.

Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая. — «Тр. ГИН АН СССР», 1965, вып. 138.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 1.

Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока и их влияние на россыпную золотоносность Яно-Колымского пояса. — «Тр. ВНИИ-1», геол. вып. 44. Магадан, 1959.

Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского пояса, условия и этапы их формирования. — «Тр. Всес. НИИ золота и редких металлов», вып. 66. Магадан, 1961.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. — «Записки Всесоюзн. географ. об-ва», нов. сер., т. 3. М., 1948.

Щукин И. С. Общая геоморфология, т. I. М., 1960.

Щукин И. С. Общая геоморфология, т. II. М., 1964.

Юрьев А. А. К неотектонике западного окончания Туркестано-Зеравшанской горной системы. — В сб.: «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., 1967.

Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). М., 1956.

Ямнов А. А., Кунин В. Н. Некоторые теоретические итоги исследований в районе Узбоя в области палеогеографии и геоморфологии. — «Изв. АН СССР», сер. геогр., 1953, № 3.

Яншин А. Л. Геология северного Приаралья. М., 1953.

Ястребов Е. В. К вопросу о геоморфологическом районировании Урала и прилегающих к нему территорий. Доклады Четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию. Пермь, 1958.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Введение 8

Часть I. ОБЩИЙ ОБЗОР РЕЛЬЕФА СССР

Глава 1. **Крупные черты поверхности территории СССР (геотектура и морфоструктура)** 16
Окраинный горный пояс и внутренняя область плато и равнин . . . . . —
Возвышенная восточная и пониженная западная части . 22
Рельеф земной поверхности и строение земной коры . . 24
Рельеф и основные черты геологической структуры . . . 27
Перестройка рельефа в геоморфологическом этапе развития Земли 32
Поверхности выравнивания и развитие крупных элементов рельефа 40
Морфоструктурные элементы равнинных и горных областей 46
Возраст и региональные особенности развития морфоструктур 51
Современные движения земной коры и сейсмичность . 54
Морфоструктурный анализ и его практическое применение 57

Глава 2. **Типы геоморфологических ландшафтов территории СССР (морфоскульптура)** 64
Широтные морфоскульптурные зоны, вертикальные пояса и речная сеть . . . . . —
Флювиальная морфоскульптура 75
Древнеледниковая морфоскульптура 110
Криогенная морфоскульптура 129
Аридная морфоскульптура 137
Прочие типы морфоскульптуры и антропогенный рельеф 144

Глава 3. **Рельеф дна морей СССР (морфоструктура и морфоскульптура)** 151
Моря бассейна Северного Ледовитого океана 152
Моря бассейна Тихого океана 156
Моря бассейна Атлантического океана 158
Внутренние моря-озера Каспийское и Аральское . . . 163

Часть II. РЕЛЬЕФ ВНУТРЕННЕЙ ОБЛАСТИ РАВНИН И ПЛАТО СССР

Глава 4. **Равнина Европейской части СССР** 167
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные вехи геоморфологической истории 178
Морфоскульптура и современные процессы рельефообразования 195

Глава 5. **Урал** 206
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные этапы геоморфологического развития . . . 214
Морфоскульптурные области 220
Глава 6. **Западно-Сибирская равнина** 225
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные этапы развития рельефа 234
Типы морфоскульптуры и современные процессы рельефообразования 244
Глава 7. **Казахский мелкосопочник и Туранская равнина** . . 253
Казахский мелкосопочник . . . . . —
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные этапы геоморфологического развития . . . 259
Типы морфоскульптуры 263
Туранская равнина 266
Элементы орографии . . . . . —
Морфоструктурные особенности 268
Основные этапы геоморфологического развития . . . 276
Типы морфоскульптуры и современные процессы рельефообразования 285
Глава 8. **Плато и плоскогорья Восточной Сибири** 294
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные события геоморфологической истории . . . 310
Типы морфоскульптуры и процессы ее образования . . 322

Часть III. РЕЛЬЕФ ОКРАИННОГО ГОРНОГО ПОЯСА СССР

Глава 9. **Горы Черноморско-Кавказской области (Кавказ, Крым, Карпаты)** 331
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные события геоморфологической истории . . . 345
Основные типы морфоскульптуры 355
Глава 10. **Горы Средней Азии** 365
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные события геоморфологической истории . . . 379
Морфоскульптура; современные экзогенные и эндогенные процессы 395
Глава 11. **Горы юга Сибири** 408
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные события геоморфологической истории . . . 431
Особенности морфоскульптуры, современные экзогенные и эндогенные процессы 443
Глава 12. **Горы Дальнего Востока и Северо-Востока Сибири** 453
Орография и морфоструктура . . . . . —
Основные события геоморфологической истории . . . 477
Особенности морфоскульптуры и современных процессов рельефообразования 494
Литература 498

Мещеряков, Юрий Александрович

РЕЛЬЕФ СССР

Редактор *К. О. Добронравова*
Редакторы карт *З. А. Кисслева* и *В. В. Рязанова*
Младший редактор *Т. С. Положенцева*
Оформление художника Н. Я. Вовка
Художественный редактор *С. М. Полесицкая*
Технический редактор *В. Н. Корнилова*
Корректор *Т. С. Пастухова*

Сдано в набор 25 февраля 1972 г. Подписано в печать 17 июля 1972 г. Формат бумаги 84×108$^{1}/_{32}$, № 2. Усл. печатных листов 27,3. Учетно-издательских листов 28,89. Тираж 4000 экз. А-04579. Заказ № 202. Цена 2 р. 34 к.

Издательство «Мысль».
117071. Москва, В-71, Ленинский проспект, 15.

11-я типография Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Москва, Нагатинская улица, д. 1.

2р. 34к.

5356