

551
F 34

И. А. РЕЗАНОВ
ОБРАЗОВАНИЕ ГОР



2004

551
P34

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Серия «Планета Земля
и Вселенная»

И. А. РЕЗАНОВ

ОБРАЗОВАНИЕ ГОР

РЕЦЕНЗИРОВАН
УДОВОЛ. М. 1977
№ 4
35605



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977

Прохождение гор — одна из важнейших проблем естествознания. Здесь переплетаются интересы почти всех наук, изучающих Землю: геодезии, географии, геологии, геофизики и даже океанологии — ведь горы есть и на дне океанов. Читатель познакомится с методами изучения горного рельефа, совершит путешествие в различные горные страны, узнает, как с помощью высокоточных приборов измеряют скорость образования гор.

В книге рассказывается о новейших достижениях в изучении геофизическими методами коры и мантии Земли под горами, о гипотезах, объясняющих образование гор.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук
профессор Н. И. НИКОЛАЕВ

20802—034
Р 054(02)—77 20—77НП

© Издательство «Наука», 1977 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Как возникли горы? Почему среди бескрайних равнин взметнулись вверх каменные исполины, будто морщинами, рассеченные глубокими долинами? Как образовались гигантские ступени, опоясывающие предгорья? С попытки ответить на эти вопросы и началась теоретическая геология. Потребность разобраться в строении горного рельефа породила и другую науку — геоморфологию.

Горы таили тысячи загадок. На их склонах находили руды различных металлов. В ряде мест из-под земли били горячие источники. Случались в горах и сильные подземные удары, образовавшие трещины и обвалы горных пород. Люди пришли к выводу, что горы живут. Где-то на глубине спрятан подземный огонь, вызывающий рост гор и иногда прорывающийся наружу в виде вулканических извержений.

Шли века. Менялось представление человека об окружающем мире, изменялись и взгляды на причины образования гор. В последние 3—4 десятилетия в горных областях земного шара проведены обширные геоморфологические, геологические и геофизические исследования, позволившие сильно продвинуться в понимании процесса горообразования. Но и сейчас еще нельзя однозначно ответить на поставленные выше вопросы.

Попытаемся все же разобраться, что мы знаем об образовании гор и что пока остается для нас загадкой?

СТРОЕНИЕ ГОР

Нет ничего более впечатляющего на нашей планете, чем горы. Их грандиозные вершины, уходящие в заоблачные выси, поражают воображение жителя равнин.

Кто хоть раз побывал в горах, прошел по узким тропам вдоль глубоких расщелин, дышал запахами цветов на альпийских лугах, видел вершины, покрытые снегами, сахарно-белые на солнце и розовые на закате, тот никогда их не забудет.

Горы на Земле необычайно разнообразны. Иногда это высокогорный скалистый хребет с вершинами, покрытыми вечными снегами, как, например, Большой Кавказский хребет или Альпы. Но такие высокие одиночные хребты встречаются относительно редко. Чаще горные цепи собираются по нескольку в ряд, образуя систему хребтов и разделяющих их межгорных долин, например наш Тянь-Шань или Кордильеры Северной Америки. Высокие горы не обязательно остроконечные пики. Они могут иметь вид обширных выровненных плато высотой в 3—4 км, простирающихся на многие десятки и даже сотни километров. Таковы высокогорные плато Тибета или Памира. Когда знаменитый вепецпанец Марко Поло вернулся на родину из своего путешествия в Китай и рассказал, что, пересекая Памир, он долго ехал по равнине, расположенной на высоте 4000 м, ему не поверили.

Но горы встречаются и в виде одиноких вершин. Таковы конусовидные вулканы, как гигантские пирамиды возвышающиеся на Камчатке, Курильских островах и в других вулканических областях.

Наконец, горы могут быть и невидимыми. Они расположены на дне океанов и морей и скрыты от нас многокилометровой толщей воды. Детальное изучение рельефа дна океанов, проведенное в последнее десятилетие, позволило обнаружить под водой столь гигантские хребты, каких не встретить на суше.

Отличительная черта горного рельефа — его контрастность, т. е. быстрый переход от равнины к высокогорным вершинам. Именно это и производит большое впечатление на человека, живущего на равнине. Рядом с хребтом обычно расположена глубокая впадина, засыпанная обломочным материалом. Поэтому, рассказывая о причинах

образования гор, нельзя обойти молчанием сопутствующие им впадины, хотя они часто не выражены в рельефе и выявляются лишь благодаря бурению и геофизическим исследованиям.

Лишь совсем молодые провалы или же самые глубокие быстро опускающиеся прогибы сохранились в рельефе в виде глубоководных озер и безводных впадин. В 1889 г. экспедициями М. В. Певцова и Г. К. Грум-Гржимайло в Восточном Тянь-Шане была обнаружена Турфанская межгорная впадина, днище которой находится на 150 м ниже уровня Мирового океана. Она прогибается настолько интенсивно, что приносимые с окружающих гор обломки не успевают ее засыпать. Знаменитое Байкальское озеро глубиной 1741 м — еще один пример активно прогибающейся сейчас впадины.

История исследования горного рельефа — это история изучения проявлений внутренних (эндогенных) сил, приводящих к росту гор, и внешних (экзогенных), действующих на дневной поверхности и разрушающих поднимающиеся горы. Следовательно, горы существуют благодаря тому, что подземные геологические процессы оказались сильнее, интенсивнее, чем процессы эрозии.

Чтобы понять характер глубинных процессов, приведших к образованию высокогорного рельефа, необходимо прежде детально исследовать строение гор. Этой проблемой занимается геоморфология — наука, находящаяся на стыке географии и геологии. Основы этой науки были заложены в конце XIX — начале XX в. американским ученым В. М. Девисом. Важным этапом в изучении рельефа гор явились его «циклы эрозии».

Вообразим, что какой-либо участок земной поверхности высоко поднят. Если он длительно находится в состоянии тектонического покоя, то, по представлению Девиса, подвергается глубокому и более или менее быстрому эрозионному расчленению, вследствие чего вырастают многочисленные крутые и высокие склоны. Выветривание и эрозия будут работать постепенно, разрушая горный массив до тех пор, пока он не понизится почти до уровня долины. Возникший таким путем выровненный рельеф, когда на месте прежних гор остается невысокая слегка волнистая равнина, Девис предложил называть пенепленом, что значит «почти равнина». Термин этот прочно вошел в геоморфологическую и геологическую литературу и ши-

роко используется в настоящее время. Весь ряд медленных и постепенных изменений, которым подвергается горный массив от момента значительного поднятия до превращения в пепелен, Девис назвал циклом эрозии. В каждом цикле он различал стадии развития: ранние именовал стадиями юности, средние — стадиями зрелости, а поздние — стадиями дряхлости рельефа.

Представления Девиса были существенно дополнены немецким исследователем В. Пенком. В книге, вышедшей в 1924 г., выравнивание рельефа Пенк представлял иначе, чем Девис. По его мнению, процесс пепеленизации шел не сверху, как у Девиса, а сбоку (в горизонтальном направлении), за счет роста долин в ширину, и таким образом происходило разрушение с боков водораздельных плато при сравнительно небольшом вначале понижении их высоты. Согласно Пенку, водораздел начинал сильно понижаться только после того, как склоны встречных или смежных долин сходились вместе. В местах, где водораздельное пространство имело значительные размеры или же размываемые породы оказались прочными, сохранились изолированные останцовые возвышенности с плоской вершиной.

Воззрения Пенка были значительным шагом вперед в понимании процесса разрушения гор. К тому же Пенк рассматривал развитие рельефа в условиях совместного воздействия экзогенных и эндогенных процессов. Он ввел понятия нисходящего и восходящего развития рельефа.

Дальнейшая эволюция представлений о формировании поверхностей выравнивания связана с именем английского геоморфолога Л. Клингга. На материале по Восточной Африке Клингг выдвинул положение о том, что помимо вершинной пепеленизированной поверхности в горных областях широко распространены педилены — эрозионные выровненные поверхности, образующиеся у подножий хребтов.

Генезисом поверхностей выравнивания занимаются и геоморфологи нашей страны. Сейчас наибольшее признание получила точка зрения талантливого геоморфолога Ю. А. Мецдерякова о том, что поверхности выравнивания — это полигенетические (разного происхождения) образования, возникшие в результате процессов денудации (пепелены, педилены, абразионные равнины) и аккумуляции (озерные, речные, морские поверхности в пре-

делах шельфа). Ю. А. Мещеряков определял поверхности выравнивания как «поверхности различного генезиса, которые формировались в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, вследствие чего по своей форме они приближаются к уровенным поверхностям гравитационного поля Земли»¹.

Наиболее сложен вопрос о том, как должны фиксироваться в рельефе не единичные, а многократные «остановки» тектонических движений. Если «остановка в подлгии» достаточно длительна (в течение одной или нескольких геологических эпох), то ранее существовавшая выровненная поверхность будет полностью разрушена и от нее не останется (или почти не останется) никаких следов. Именно это произошло с древними поверхностями (мезозойскими и верхнемеловой — палеогеновой) выравнивания. Если «остановка в подлгии» продолжалась недолго, то процесс разрушения существовавшего ранее рельефа не успевал закончиться к моменту возобновления подлгий и в рельефе сохранялись фрагменты древней «остановки в подлгии» и следующей, более молодой.

Первый фактор, определяющий сохранность поверхностей выравнивания, — это прочность горных пород, образующих те или иные формы рельефа. При других равных условиях в пределах участков, где развиты устойчивые к эрозии породы, реликты древнего рельефа разрушатся меньше. Если массивы этих пород занимают значительные площади, то образуются так называемые столовые горы. Наоборот, на податливых к эрозии породах древние поверхности разрушаются быстрее, там скорее сформируется более низкая поверхность.

Вторым фактором, влияющим на сохранность древней или на формирование молодой поверхности, является размах тектонического подлгия. Величина подлгий неодинакова. Молодая поверхность выравнивания сформируется раньше там, где амплитуда подлгия меньше, чем в участках значительных подлгий, где необходимо «переработать» большую массу породы.

Наконец, третий фактор, влияющий на распространение древней и молодой поверхностей, — это рисунок гидросети. В низовьях рек процесс эрозии раньше приведет

¹ Мещеряков Ю. А. Полигенетические поверхности выравнивания. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания, М., 1964, с. 10.

к выработке более низкой поверхности, чем в верховьях. Поэтому древняя поверхность выравнивания сохраняется в приводораздельных участках, а молодая лучше сформируется в низовьях рек и вообще близ долин крупных рек.

Выше подчеркивалось, что генезис поверхностей выравнивания может быть различным. В случае кратковременности тектонической «остановки», когда развитие молодой поверхности не закончилось, на первое место выступают факторы, определяющие начальную стадию выработки поверхности выравнивания. В этот момент формирование более низкого уровня происходит в результате боковой эрозии, вследствие чего река образует террасовый уровень, отвечающий новому базису эрозии. В дальнейшем благодаря боковому размыву происходит постепенное расширение нижней поверхности, максимально проявляющееся в участках, сложенных менее плотными породами, а также в тектонических впадинах, где величина поднятия древней поверхности невелика.

Ведущая роль боковой эрозии при формировании следующей, более низкой, поверхности выравнивания признается все большим числом исследователей. Ю. А. Мещеряков так оценивает этот процесс: «Возможность длительного сохранения в рельефе разновозрастных поверхностей (их сосуществования, по выражению Кинга) объясняется особенностью развития рельефа равнинно-платформенных областей, состоящей в крайней неравномерности денудации (в пространстве). Интенсивному размыву обычно подвергаются лишь более или менее ограниченные участки равнинных территорий, тогда как на остальных, значительно больших по площади пространствах процессы денудации протекают весьма замедленным темпом... Ведущую роль в формировании денудационного рельефа равнин (а возможно, и горных стран) играет боковой размыв, действующий в горизонтальном направлении. В этом направлении действует речная планация (боковая эрозия), педиментация (параллельное отступление склонов под воздействием верусловых потоков), морская абразия»¹. Сказанное относится к платформенным областям, где интервал высот между двумя поверхностями выравнивания сравнительно невелик. Но если и в этом случае имеется

¹ Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей, М., 1960, с. 33.

уступ между двумя уровнями, то он тем более должен сохраняться в горных областях, где величина его значительно больше.

Разновозрастные поверхности выравнивания развиты, как правило, в привершинной части возвышенностей и на водоразделах и глубоко расчленены. Поэтому они нередко плохо сохранились и угадываются лишь по одновысотному положению холмов и гряд, сливающихся в перспективе в единую, иногда зубчатую линию. Даже в период наибольшего выравнивания они не представляли совершенно ровной поверхности. В некоторых случаях разница высот рельефа одной пенеппенизированной поверхности, судя по сохранившимся реликтам, достигала 100 м, а в исключительных случаях, возможно, и больше.

Разновысотное, ступенчатое положение разновозрастных поверхностей выравнивания проявляется сейчас в ярусности рельефа. Реликты поверхности выравнивания образуют верхний уровень того или иного яруса. Если поверхность выравнивания сильно разрушена и фиксируется лишь приблизительной одновысотностью вершин, то более правильно пользоваться термином «ярус рельефа», подчеркивая былое существование здесь поверхности выравнивания.

Картирование ярусов рельефа позволяет установить число ярусов рельефа, а следовательно, число эпох усиления поднятия и эпох замедления тектонических движений. Зная высотное положение поверхности выравнивания, можно построить карты, определяющие суммарный результат движений со времени ее формирования, вычислить относительные скорости тектонических движений, выделить участки разновременных прогибаний и поднятий.

В 1972 г. была выпущена карта поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР, подготовленная большим коллективом исследователей, под редакцией академиков И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко. На ней впервые изображалось распространение реликтов разновозрастных поверхностей выравнивания и древних кор выветривания на обширных пространствах нашей страны.

При изучении истории рельефа гор важное значение имеет выяснение геологического возраста тех или иных реликтов поверхностей выравнивания. Современный рельеф

еф горных стран формировался в течение третичного и четвертичного геологических периодов.

В геологической летописи насчитывается пять эр: архейская, протерозойская, палеозойская, мезозойская и кайнозойская. Ниже речь будет идти главным образом о событиях, происшедших в течение последней (кайнозойской) эры, продолжительность которой около 70 млн. лет, что составляет почти 2% от всей длительности жизни Земли.

Кайнозойская эра подразделяется на три периода: палеоген, неоген и антропоген (табл. 1), периоды на эпохи: палеоцен, эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен, плейстоцен и голоцен. Каждая эпоха обычно делится на две-три части, например ранний, средний и поздний миоцен. Еще более дробной единицей является век.

Геологический возраст тех или иных форм горного рельефа обычно определяют следующим образом. Если на выровненной поверхности или в речной террасе имеются отложения, накопившиеся в процессе образования этой поверхности, то возраст ее датируется лежащими на ней осадками. Время накопления этих осадков определяется по находкам в них фауны или растительных остатков. Необходимо иметь в виду, что отложения на поверхности пенецлева или террасы могут накопиться и много времени спустя после формирования выровненной поверхности. Поэтому отложения, обнаруженные на выровненном рельефе, фиксируют верхний предел ее возраста.

Фаунистически датированные отложения на водораздельной или иной выровненной поверхности относительно редки. Значительно чаще возраст горного рельефа приходится определять путем сравнения эрозионных форм рельефа с одновозрастными ему аккумулятивными толщами осадков, накопившихся во впадинах. В этом случае трудность заключается в том, чтобы правильно сопоставить эрозионную поверхность с определенным комплексом осадков. Ниже на ряде примеров будет продемонстрирована методика такого сопоставления.

Итак, правильно восстановить историю рельефа горной страны можно лишь в том случае, если будут изучены как формы рельефа, так и одновозрастные с ними отложения во впадинах.

Наука, изучающая горообразование (тектонические движения и созданные ими структуры), получила назва-

Таблица

Геохронологическая таблица кайнозой

Период (система)	Возраст (время начала, в млн. лет)	Эпоха (отдел)	Субэпоха (подотдел)	Век (эра)
Антропоген	2	Голоцен		Современный
		Плейстоцен		Верхний (поздний) Средний Нижний (ранний, Бакинский)
Неоген	5	Плиоцен Миоцен	Поздняя	Апшерон Акчагыл Куяльник Киммерий Понтический
	Ранняя			
	26		Поздняя	Мэотический Сарматский Тортонский Гельветский Бурдигальский Аквитанский
			Средняя	
			Ранняя	
Палеоген	38	Олигоцен		
	54	Эоцен		
	65	Палеоцен		

ние неотектоники. В ее возникновении и успешном развитии ведущая роль принадлежит геологам нашей страны. Термин «неотектоника» ввел в употребление академик В. А. Обручев, впервые указавший на молодость горного рельефа Сибири и Монголии, возникшего в конце третичного и в четвертичном периоде. Характер неотектонических движений, приведших к образованию высокогорных хребтов Тянь-Шаня, изучил в 30-е годы известный ученый С. С. Шульд.

Обобщающие работы по неотектонике нашей страны и закономерностям горообразовательных движений выполнены профессором Н. И. Николаевым. Он показал, что в развитии Земли существовал отличный от прежних эпох самостоятельный неотектонический этап, в течение которого проявились движения, создавшие сильно расчлененный современный рельеф планеты.

ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Горный рельеф поверхности свойствен не только Земле. Он есть на Луне, Марсе, Венере, Меркурии. Об этом рассказывают фотоснимки, полученные с помощью космических аппаратов, пролетавших вблизи этих планет, а также радиолокация. Но горы на Марсе и в особенности на Меркурии и Луне принципиально отличаются от земных. Это позволяет более четко сформулировать особенности морфологии земных гор.

Среди небесных тел Луна исследована лучше всего. Известно, что ее поверхность покрыта округлыми образованиями самых различных размеров — от гигантских морей, достигающих сотен километров в поперечнике, до мельчайших кратеров размером в несколько метров. Через телевизионную камеру Лунохода-1 были видны кратеры диаметром от нескольких сантиметров до десятков метров. Широко распространены на Луне кратеры размерами в десятки и сотни километров (рис. 1). О происхождении этих округлых образований долгое время велись жаркие споры. Часть ученых отстаивала их вулканическое происхождение (в частности, в результате варыва поднимавшихся из глубин газов). Другие считали, что эти кратеры ударного происхождения и возникли они в результате падения на Луну метеоритов разных размеров. Однако справедливыми оказались обе точки зрения. На Луне, как и на других планетах, имеются кратеры и вулканического и взрывного генезиса.

Различия в строении поверхности Луны и земного рельефа очевидны — на Луне нет протяженных линейных

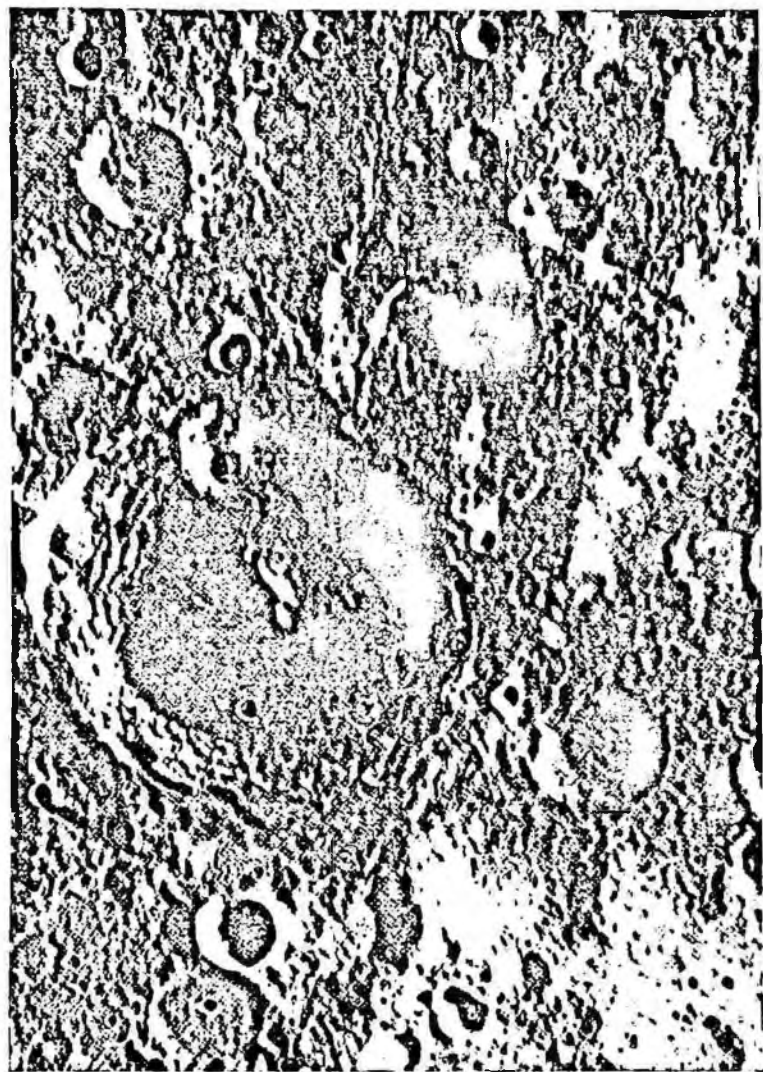


Рис. 1. Лунный ландшафт

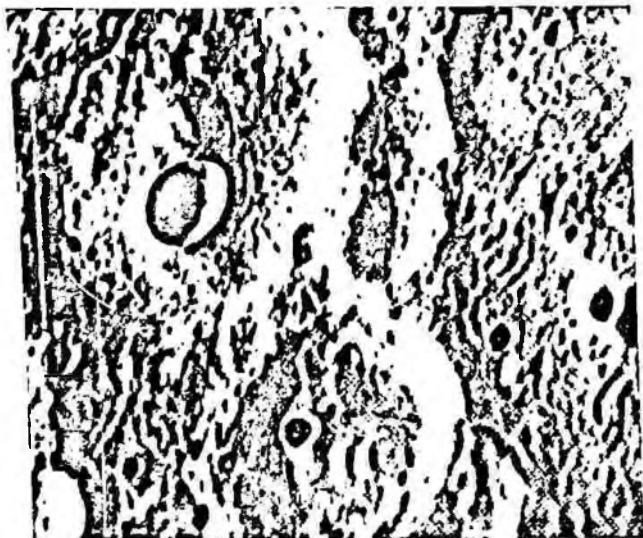


Рис. 2. Поверхность Меркурия

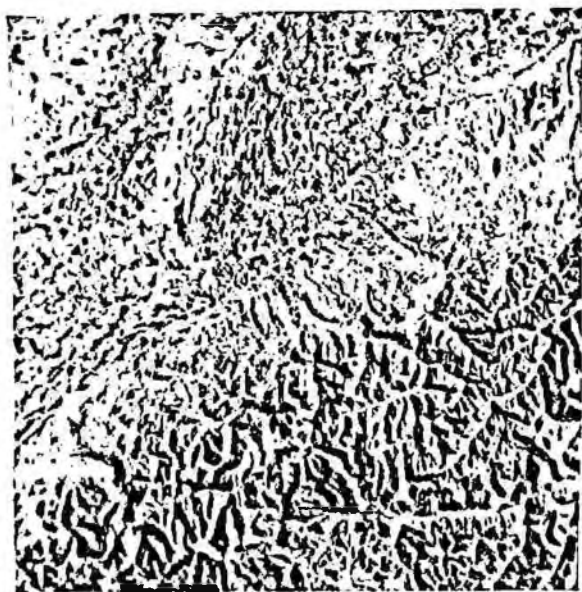


Рис. 3. Земной рельеф
(фотография Альп и Рейнского грабена из космоса)

структур, связанных с крупными разломами в ее недрах. Правда, два гигантских разлома, по-видимому, имеются, но на лунной поверхности они себя ничем не проявили. Об их существовании свидетельствует расположение очагов слабых лунотрясений, зарегистрированных оставленными там сейсмическими станциями. Очаги лунотрясений находятся чрезвычайно глубоко в теле Луны, образуя две зоны очагов в виде плоскости, рассекающей лунный шар до глубины 700 км.

Следующее по массе космическое тело это Ганимет — самый крупный спутник планеты Юпитер. Телевизионные снимки с космического аппарата «Пионер-11» показали, что, как и Луна, спутник Юпитера весь испещрен кратерами.

Меркурий по размерам меньше Ганимета, но по массе больше его. Его поверхность тоже покрыта кратерами, максимальные размеры которых редко превышают 100 км. Лишь диаметр недавно обнаруженной впадины Калорис достигает 1300 км. В пределах крупных меркурианских кратеров заметны более мелкие округлые образования. Дно отдельных кратеров залито лавой (рис. 2).

Но в отличие от Луны на Меркурии уже видны линейные структуры протяженностью несколько сотен километров. Это — гигантские разломы, по сторонам которых происходило смещение с амплитудой до 2—3 км. Местами такие эскарпы (обрывы) рассекают кратеры, но иногда и перекрываются ими. По длине отбрасываемой тени приблизительно оценена высота меркурианских гор. Они не превышают 2—4 км, тогда как лунные Скалистые горы достигают почти 6 км.

После Земли и Луны Марс исследован сейчас лучше всего. Советские и американские космические аппараты передали на Землю огромное количество разномасштабных снимков «Красной» планеты. Оказалось, что на ее поверхности есть золотые равнины, достигающие 2 тыс. км в поперечнике. Выяснилось, что округлые впадины различных размеров, начиная от крупных (200—400 км) и кончая небольшими кратерами (300—5000 м), составляют важный атрибут марсианского рельефа. Однако на поверхности планеты существенное место занимают и формы рельефа, свойственные Земле.

Вследствие того, что рельеф приэкваториальной области Марса гористый, эта часть планеты не закрыта золо-

лой пылью и на телензображениях видна отчетливо. Вдоль марсианского экватора, примерно на 10° ю. ш., протягивается крупное валообразное поднятие. В высоких широтах Марса абсолютные отметки его поверхности ниже, поэтому многие кратеры и другие формы марсианской поверхности засыпаны тонкообломочным материалом и лишь частично различаются сквозь толщу пыли.

В приэкваториальной области Марса находится не только главный водораздел планеты. Там расположена и наиболее грандиозная зона разломов (известная астрономам как марсианский канал Агат-Демон), протягивающаяся на 2—3 тыс. км. Вдоль разломов произошло опускание коры, достигшее в некоторых местах 6 км. Таким образом, это типичный грабен, не уступающий по размерам восточно-африканским или байкальским. Темная полоса на дне глубочайшего приразломного прогиба, по мнению некоторых исследователей, свидетельствует о существовании там растительности. Но самое удивительное то, что на склонах грабена обнаружена сложная система древовидно разветвляющихся оврагов. Возникновение их можно объяснить лишь размывом марсианских горных пород водными потоками. По-видимому, сравнительно недавно (в геологическом летоисчислении, конечно) на Марсе были иные климатические условия и большая часть углекислоты и водяных паров, концентрирующихся сейчас в полярных шапках, находилась в газообразном состоянии. Атмосферное давление и температура на Марсе благоприятствовали дождям. О водно-эрозионных процессах на Марсе свидетельствуют протяженные речные долины с характерными для них меандрами, речными косами, ветвлением рек на рукава, разделенные островами, и т. д.

Таким образом, в отличие от Луны, где эрозия и переносы обломочного материала практически отсутствуют, на Марсе имеют место, хотя и проявляют себя значительно слабее, чем на Земле, такие процессы, как: 1) выветривание и перенос тонкодисперсного материала; 2) водная эрозия в теплые периоды жизни планеты; 3) ледниковая денудация, до некоторой степени аналогичная ледниковому «выпахиванию» на Земле, следы которой обнаружены в полярных областях Марса.

Наконец, одним из существенных рельефообразующих процессов на Марсе является вулканизм. Можно выделить

несколько типов вулканических проявлений на «Красной» планете. На одном из первых снимков Марса изображено облако пыли с отчетливо выступающими тремя округлыми пятнами. Как выяснилось впоследствии, это были три огромных вулканических конуса, возвышавшиеся над облаком пыли, которое закрывало марсианскую поверхность.

Вулканические горы на Марсе грандиозны. Наиболее крупная из них — щитовой вулкан Никс Олимпик — достигает в основании 500 км и поднимается вверх на 23 км. В его центре находится кальдера диаметром 70 км. На нашей планете таких грандиозных вулканических гор нет ни на суше, ни на дне океанов.

На Марсе есть и вулканы скромных размеров. Вдоль некоторых трещин в поверхности, расположенных параллельно упомянутым выше грабенам, обнаружены округлые образования размером в несколько километров, имеющие, несомненно, вулканическое происхождение. Это — или вулканические конусы, или воронки, образовавшиеся вследствие взрыва выделявшихся из недр Марса газов. Вулканы обнаружены в приэкваториальной зоне, которая, по-видимому, отличалась более активной тектонической жизнью.

Рельеф Венеры, закрытой толстым слоем облаков, исследовался с помощью радиолокации, а отдельные участки планеты сфотографированы советскими космическими станциями «Венера-9» и «Венера-10».

На картах, составленных с помощью данных радарных измерений, изображено значительное число кратеров диаметром от 30 до нескольких сотен километров, сходных с кратерами Луны и Марса. Обнаружена рифтоподобная линейная структура шириной 150 и протяженностью 1500 км. Глубина впадины в ее пределах превышает 2 км. Дугообразная горная цепь пересечена и, возможно, смещена линейными образованиями, напоминающими разломы.

На Венере имеется округлое поднятие высотой около 1 км, диаметр которого достигает 300—400 км. В центре его радар обнаружил понижение диаметром около 80 км. Форма поднятия и наличие в его центре депрессии, похожей на кальдеру, указывают, что по своему происхождению это — гигантский вулкан, напоминающий размерами марсианские.

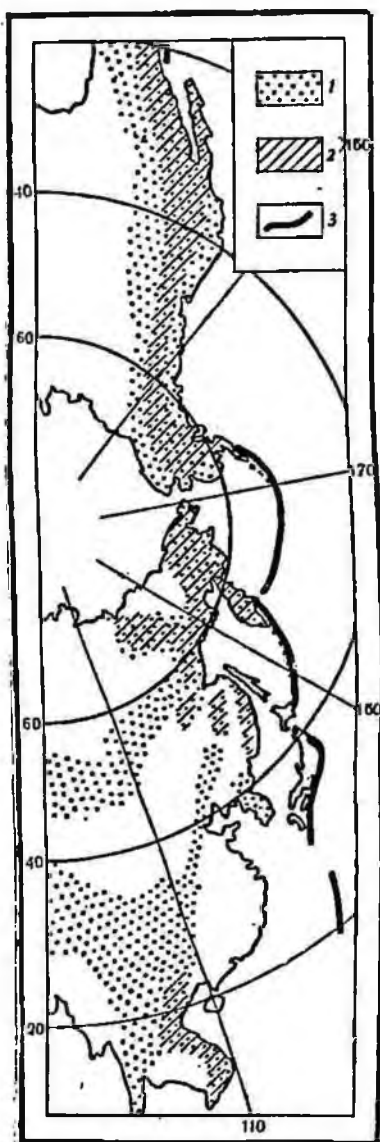


Рис. 4. Северо-Тихоокеанский пояс
 1 — горные области; 2 — области мезозойской и палеозойской складчатости; 3 — дуга-желоб

имеет и третья, идущая по дуге большого круга, линейная зона — Средиземноморско-Гималайский горный пояс, разграничивающий области палеозойской складчатости северного полушария и платформу Гондвану южного полушария.

Поверхность земного шара как бы делится на три неравных сегмента. Два из них — Гондванский и Тихоокеанский — примерно равны между собой (каждый занимает около 40% площади Земли). Третий, Лавразиатский, значительно меньше по размерам — его площадь составляет 20—25% поверхности планеты.

Глобальные разломы, пересекающие поверхность нашей планеты на три сегмента, возникли давно. Можно с уверенностью сказать, что они существовали в палеозое, т. е. 500 млн. лет назад. Некоторые факты свидетельствуют, что по крайней мере отдельные их участки (для других материалов еще не собран) появились еще раньше (в рифейскую эру), т. е. около 1 млрд. лет назад. Следовательно, горные цепи, существующие сейчас на месте этих древних швов Земли, каким-то образом связаны с ранней историей нашей планеты.

Но есть на Земле глобальная зона высоких хребтов,



Рис. 5. Средиземноморско-Гималайский и Афро-Азиатский горные пояса
 1 — Средиземноморско-Гималайский пояс; 2 — Афро-Азиатский пояс

возникшая относительно недавно. Она протягивается почти непрерывной полосой на 15 тыс. км от мыса Доброй Надежды на юге Африки, вдоль восточного побережья материка, пересекает Азиатский континент и заканчивается близ побережья Охотского моря. Этот гигантский пояс, в пределах которого находятся Восточно-Африканская и Байкальская зоны грабенов, сравнительно молод, он образовался в середине третичного периода, т. е. всего 30 млн. лет назад (рис. 5).

Все высокогорные хребты расположены в этих четырех линейных зонах протяженностью в полэкватора каждая, опоясывающих планету в виде почти прямолинейных полос. За пределами поясов горных хребтов на Земле практически нет, если не считать такие невысокие водоразделы, как Урал, Аппалачи, Скандинавские горы, абсолютные и относительные высоты которых не превышают, как правило, 500 м.

Подобные протяженные горные пояса обнаружены и на две океанов. О них будет рассказано в одной из глав книги, а сейчас обратимся к строению и истории формирования каждого из четырех поясов.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКО- ГИМАЛАЙСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

В пределах Средиземноморского, или, как его часто называют, Альпийского складчатого пояса, пересекающего весь Евразийский континент от Пиренеев на северо-западе до Зондского архипелага на юго-востоке, расположено значительное число высокогорных и еще больше среднегорных хребтов. В западной части пояса, в Средиземноморье, горные цепи, прямолинейные и изогнутые, перемежаются с равнинными территориями и морскими бассейнами, многие из которых глубоководные. Центральная и юго-восточная части пояса построены иначе — это гигантский высокоподнятый массив, протягивающийся от Памира до Индокитайского полуострова. Отнесение Памира и в особенности Тибета к Средиземноморскому (Альпийскому) складчатому поясу оспаривается сейчас рядом исследователей.

В данной книге не представляется возможным рассмотреть строение и историю формирования всех хребтов этого горного пояса. Выбор пал на два из них — Копетдаг, исследование рельефа которого автор лично занимался, и Кавказ, принадлежащий к числу наиболее изученных горных сооружений мира.

Между пустынями Каракумы на севере и Дешт-и-Кевир на юге расположен невысокий хребет Копетдаг. Он может служить примером среднегорного складчатого сооружения в Средиземноморско-Гималайском горном поясе. Пустынный климат и почти полное отсутствие растительности явились причиной того, что слагающие хребет горные породы прекрасно обнажены, и геолог, поднявшийся на одну из вершин, видит перед собой как бы раскрашенную в белые, черные, оранжевые и желтые цвета геологическую карту. Интересен Копетдаг и для геоморфологических наблюдений — благодаря малому числу речных долин там сохранились значительные площади древних пенеппенизированных поверхностей.

Характерными особенностями орографии Копетдага являются совпадение главнейших форм рельефа с основными структурными элементами и широкое развитие плоских и сглаженных водоразделов и поверхностей.

Антиклинальные структуры хребта сложены плотными, трудно поддающимися разрушению известняками. Естественно, что наиболее крупные положительные формы рельефа соответствуют антиклинориям. Синклинали выполнены более рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. Поэтому они нередко выглядят как межгорные понижения, к которым обычно приурочена речная сеть. Но иногда реки секут антиклинальные структуры. Характерная особенность рельефа Копетдага — вытянутая во всю его длину в виде огромной пологой дуги система хребтов, соответствующих антиклиналям, и межгорных долин, соответствующих синклиналям.

В Западном Копетдаге можно встретить и обращенный рельеф, когда хребты отвечают синклиналям, а понижения — антиклиналям. Это наблюдается в тех случаях, когда синклинали сложены плотными известковыми песчаниками миоцена, а антиклинали — глинами палеогена (горы Эзсет, Карагез, Узекдаг, Кулмач, Каляуз и др.).

В условиях пустынной Туркмении литология пород имеет решающее значение в образовании тех или иных форм рельефа. Во многих районах Копетдага, где чередуются породы различного состава и разной прочности, можно наблюдать скульптурно-тектонический рельеф. Харак-

терной деталью строения таких участков являются, например, кольцевые долины вокруг некоторых антиклиналей, возникшие в результате размыва какой-либо более рыхлой пачки сланцев, и т. д. Наряду с эрозионными формами рельефа в понижениях Западного Копетдага и на окружающих его равнинах развит аккумулятивный рельеф.

В Копетдаге выделено три яруса, соответствующих трем основным стадиям его формирования. К верхнему, наиболее древнему, ярусу относятся высокие хребты центральной и восточной частей Копетдага, расположенные выше 2 тыс. м (рис. 6). Верхний ярус хорошо развит к югу от Ашхабада, в районе горы Риза, представляющей уплощенную вершину обширного свода с размерами 15×20 км. Для Ризского плато характерен слаборассеченный вышоложенный рельеф. Встречаются заболоченные участки. В целом Ризское плато — это единый ярус, в пределах которого видны реликты древнего рельефа — широкие плоские долины, холмы, невысокие хребты. В большинстве других мест Копетдага денудационная поверхность на верхнем ярусе рельефа не сохранилась.

Поверхности на более низком, втором, ярусе рельефа развиты шире, особенно в Западном Копетдаге, где они образуют вышоложенные водоразделы хребтов. Изучавший их геолог Н. П. Васильковский дал им название — Коштамырская поверхность. Лучше всего она развита в Западном Копетдаге, в верховьях рек Сумбар и Чандыр. Это — слабохолмистое плато, в перспективе сливающееся в единую выровненную поверхность. Большей частью она денудационная, но нередко покрыта плащом лёссовидных пород.

В верховьях рек Сумбар и Чандыр водораздельное Коштамырское плато расположено на отметках 1800—1600 м. К западу оно постепенно понижается до 1 тыс. м. В этом же направлении увеличивается и его расчленение, в результате чего выровненные участки сохранились лишь на водораздельной части хребтов в виде широких и плоских вершин (рис. 7, профиль А).

В Центральном Копетдаге Коштамырская поверхность переходит в долину, врезанную в ярус рельефа, возвышающийся на 300—500 м. На вершинах его развита Ризская поверхность. Таким образом, несомненно разновозрастность Ризской и Коштамырской поверхностей. Более

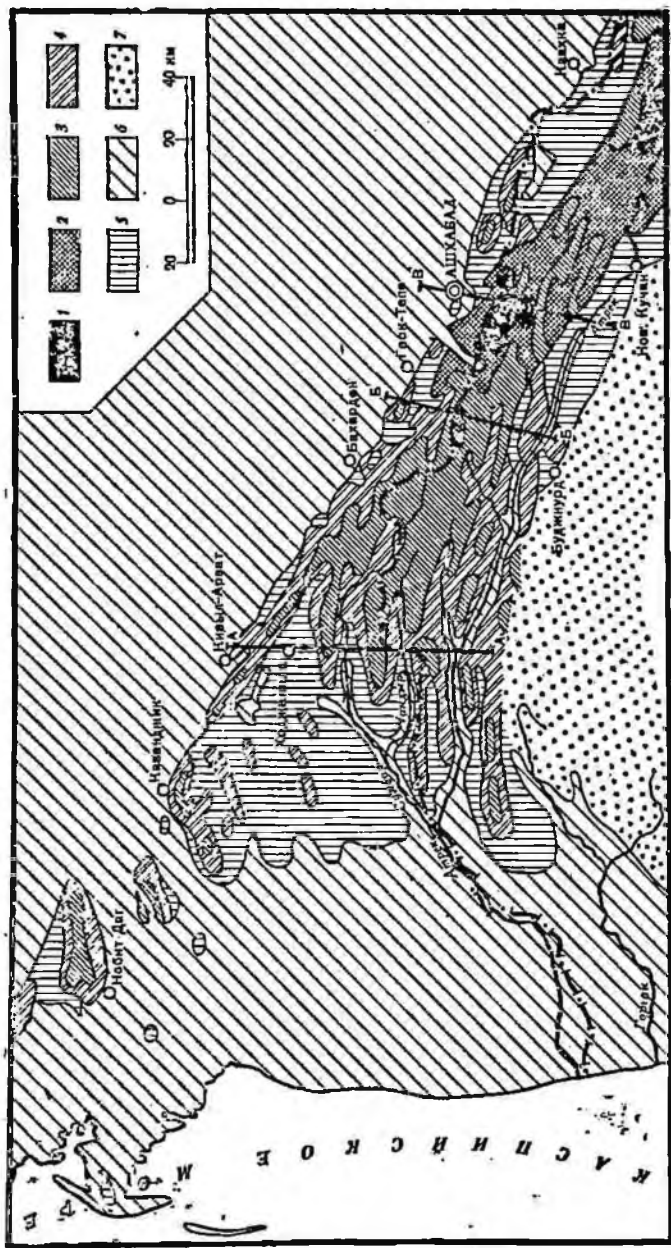


Рис. 6. Схематическая геоморфологическая карта Копетдава

1 — Визная поверхность; 2 — расчлененный высокогорный и среднегорный рельеф; 3 — Копетдарский рельеф; 4 — Ходжакалинский рельеф (верхнеплиоценовая); 5 — Ходжакалинский рельеф (нижнегорный и среднегорный); 6 — высокогорный рельеф Аладага геуставленного возраста (четвертичная); 7 — аллювиально-пролювиальная равнина

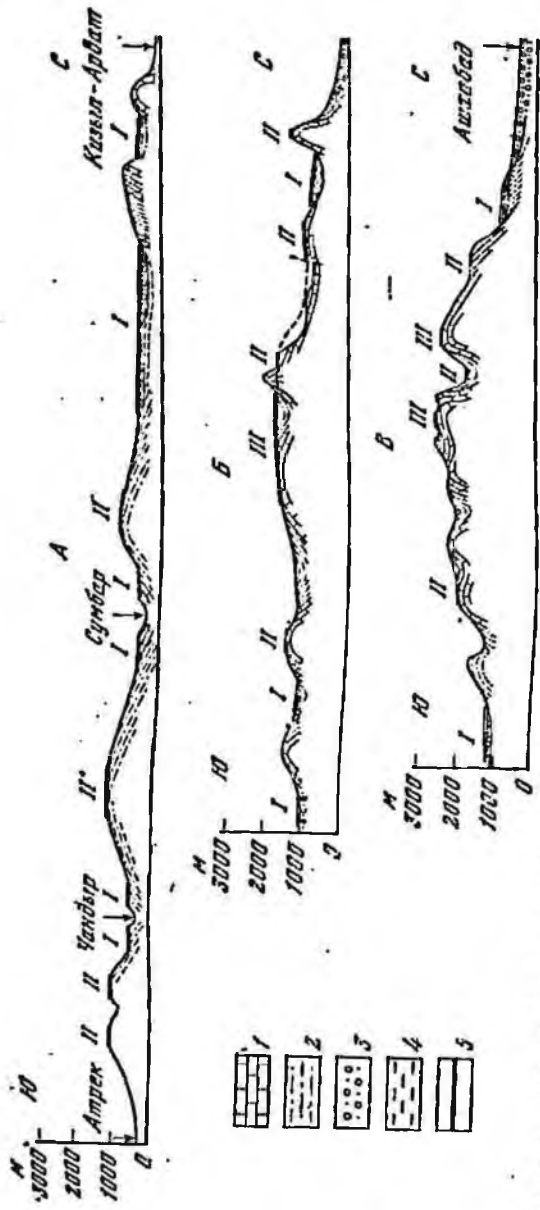


Рис. 7. Поперечные профили в геоморфологической карте Копетдага

1 — пясчанины; 2 — песчано-глинистые породы; 3 — валуно-галечники; 4 — глины; 5 — реликты поверхностей выравнивания; I — Ходжяналинская поверхность (нижний ярус рельефа); II — Копетдагская поверхность (средний ярус); III — Физская поверхность (верхний ярус)

высокая Ризская поверхность является и более древней, Коштамырская «вложена» в нее и, следовательно, моложе.

В Западном Копетдаге геоморфолог В. А. Растворова выделила еще один, более низкий, ярус рельефа, названный Ходжакалинским. Во многих местах на эрозионных площадках лежит покров песчано-глинистых и валунно-галечных отложений толщиной до 10 м, а иногда и больше. В настоящее время Ходжакалинская поверхность приподнята на разную высоту и расчленяется. В западных частях Копетдага реликты ее расположены на абсолютных отметках 200—300 м, в более восточных районах они поднимаются до 400—600 м. В долине реки Сумбар Ходжакалинская поверхность в виде широкого террасового уровня входит в горный массив, на вершине которого развита Коштамырская поверхность, т. е. является по отношению к последней более молодой.

Хребет Копетдаг с севера и запада окружен подгорной равниной, которую можно рассматривать как самую нижнюю, четвертую, поверхность выравнивания.

Время образования названных поверхностей выравнивания удастся определить путем сопоставления с осадками во впадинах, накопившихся в период расчленения, размыва того или иного яруса рельефа. Верхняя Ризская поверхность Копетдага сформировалась в миоцене. В начале плиоцена началось ее расчленение, а в конце его произошла выработка более низкой Коштамырской поверхности. Затем на границе плиоцена и четвертичного периода вновь усилились тектонические движения, и в нижне- и среднечетвертичное время сформировался Ходжакалинский уровень.

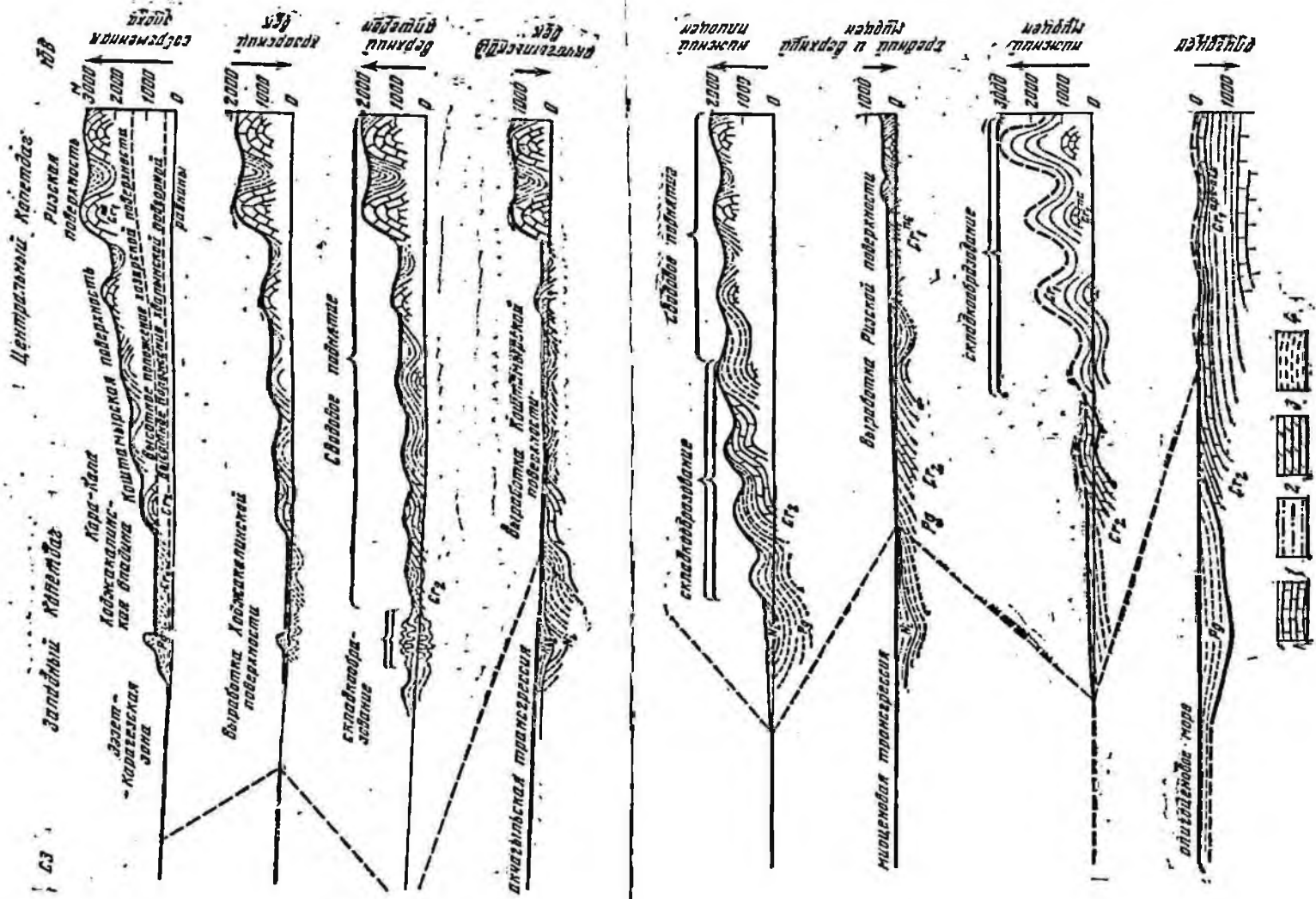
Рельефообразующие неотектонические движения привели к прогнутию (короблению) древних поверхностей выравнивания, а во впадинах создали сложный погребенный рельеф в виде крупных складок в породах, отложившихся в период формирования пенеппленов.

Картирование поверхностей выравнивания и изучение геофизическими (сейсмическими) методами погребенного рельефа во впадинах позволяют восстановить высотное положение и характер деформации той или иной поверхности выравнивания.

В горной части Копетдага деформации относительно невелики — поверхность постепенно погружается к западу. Лишь за пределами Копетдага в Закаспийской

Рис. 8. Последовательность формирования рельефа Енисейского

1 — известняки; 2 — песчаники и сланцы; 3 — мергели; 4 — глины; направление стрелки показывает волю поднятий и опусканий



впадине амплитуда опускания возрастает, достигая 2—3 тыс. м. Резко изменяются высоты этой поверхности по северному ограничению Копетдага — поверхность опускается уступом, четко фиксируя систему впадин к северу от Копетдага, известную под названием Предкопетдагского прогиба.

Процесс образования горного рельефа носил колебательный характер, когда этапы поднятий сменялись этапами относительных опусканий, кроме того, последовательно расширялись области горообразования путем вовлечения в поднятия участков, бывших ранее относительно опущенными.

По линии Закаспийская впадина — Центральный Копетдаг были составлены палеотектонические профили, каждый из которых характеризует тот или иной этап неоген-четвертичной истории этого района (рис. 8). Первый профиль отображает обстановку в олигоцене, до начала интенсивных горообразовательных движений, когда происходили прогибания на большей части Копетдага и слабые поднятия в его центре. В раннем миоцене наступает первый этап значительных поднятий в Центральном Копетдаге, почти не повлиявший на его западные участки.

В среднем и позднем миоцене наступает эпоха относительных опусканий и трансгрессии моря. В Центральном Копетдаге в это время происходило формирование наиболее древней — Ризской — поверхности выравнивания на уже смятых в складки породах. Новое резкое усиление поднятий падает на поздний сармат и ранний и средний плиоцен. В Центральном Копетдаге эти движения начались несколько раньше, чем в Западном. Проявились они тоже по-разному. В Центральном Копетдаге движения выразились в общем сводовом поднятии сформированной ранее поверхности выравнивания и в некотором ее изгибе, в Западном же Копетдаге шло формирование складчатых структур.

После эпохи опускания, соответствующей акчагыльской и апшеронской трансгрессиям, когда закончилось и формирование Коштамырской поверхности, произошло новое резкое усиление поднятия. В верхнем апшероне область поднятий, вызвавших размыв, значительно расширилась, особенно в западной части хребта. Последующая эпоха относительных опусканий в первую половину

четвертичного периода (хаазарский век) вызвала аккумуляцию в пределах значительной части Западного и Восточного Копетдага.

В конце четвертичного периода Копетдаг вновь привлекается в поднятие, включая также его участки, как северные предгорья. Горный хребет принимает современный облик.

КАВКАЗ

Большой Кавказский хребет, прослеживающийся на 1200 км, представляет собой одиночный высокогорный хребет. Облик Кавказа разнообразен. Это — покрытые лесами горные вершины и гряды, спускающиеся широкими амфитеатрами к Черному морю, или же лишенные растительности пустынные скалы Дагестана, образующие систему крупных «сундучных» складок, видимых на десятки километров. Высокогорный Кавказ поражает остроконечными гребнями и пиками, изъеденными ледниками, а Малый Кавказ — обширными вулканическими плато, чередующимися с живописными межгорными долинами.

Многообразие типов рельефа и ландшафтов Кавказа определяется в основном двумя причинами — особенностями геологического строения и климатом. Геолог-исследователь стремится найти некоторые общие черты рельефа, позволяющие сравнивать между собой участки Кавказских гор и воссоздать картину строения и истории этого горного сооружения. Ключевыми в данной проблеме являются реликты древних поверхностей выравнивания, сохранившихся в той или иной степени в горах и в предгорьях Кавказа.

В высокогорной части Большого Кавказа древние поверхности выравнивания почти полностью уничтожены эрозией, поэтому рассказ о древних пенеплемах Кавказа начнется с описания Дзирульского массива — наиболее приподнятой части Закавказской межгорной депрессии, простирающейся от Черного до Каспийского моря, между Большим и Малым Кавказом.

Среднегорный Дзирульский массив служит как бы соединительным мостом между горными сооружениями Малого и Большого Кавказа. Массив расположен в пределах поперечной полосы поднятий, являющейся осью Кав-

кавказского перешейка. В водораздельных участках Дагрудского массива сохранились фрагменты двух пенециенизированных поверхностей. Верхняя, представляющая собой причудливо расчлененные речными долинами гребни и гряды, реже — изометричные горные массивы, расположена на вершинах Сурамского хребта. Местами обнаруженная красноцветная кора выветривания свидетельствует, что одновысотные гребни длительное время находились на дневной поверхности, граниты оказались сильно выветрелыми и превратились частично в красные глинистые породы — латериты.

Метров на 200—300 ниже водораздельного плато на обоих (западном и восточном) склонах Сурамского хребта сохранились реликты более низкого уровня. Между верхней и нижней поверхностями Сурамского хребта устанавливаются следующие соотношения. Уплотненные вершины холмов, на которых развита нижняя поверхность, внедряются в виде широких долин в более высокий горный массив хребта. Это значит, что две его поверхности выравнивания разновозрастные и не могут рассматриваться как один уровень, смещенный на разные высоты.

От Сурамского хребта поверхности выравнивания прослеживаются как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Если двигаться на восток и юго-восток в сторону Тбилиси, то в межгорной зоне между Большим и Малым Кавказом можно встретить систему холмов и гряд Сурамского хребта с выровненной вершинной поверхностью. Обнаруженные на ней галечники указывают на водно-эрозионное происхождение хребта, а сопоставление их с морскими отложениями Каспийского бассейна позволяет предположить его верхнеплиоценовый возраст. Поверхность развилась в основном в период акчагыльской трансгрессии Каспия, когда уровень моря достиг максимальных высот. Это сильно замедлило эрозионное расчленение, и процесс выравнивания получил наибольшее развитие. Как видно из схематизированной карты поверхностей выравнивания (рис. 9), реликты плиоценовых, и в особенности верхнеплиоценовых, поверхностей выравнивания распространены по периферии Большого и Малого Кавказа. Во многих районах Кавказа обнаружено по несколько плиоценовых уровней. Так, на Северо-Кавказской моноклинали между Кубанью и Терекком отчетливо выражены акчагыльская и апшеронская

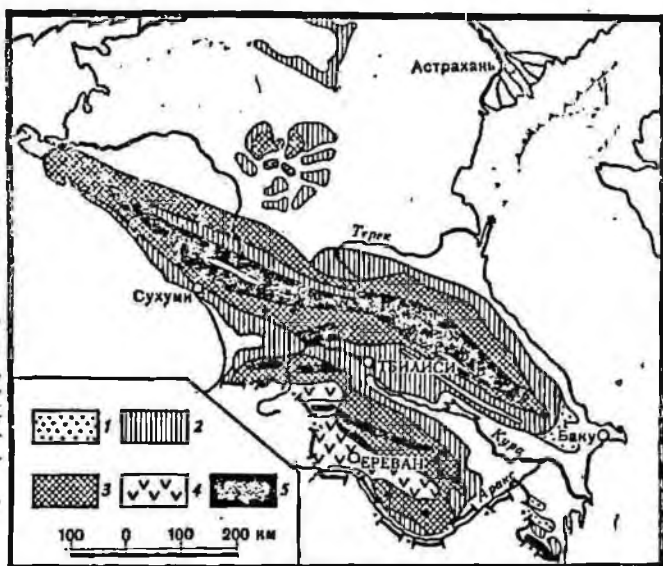
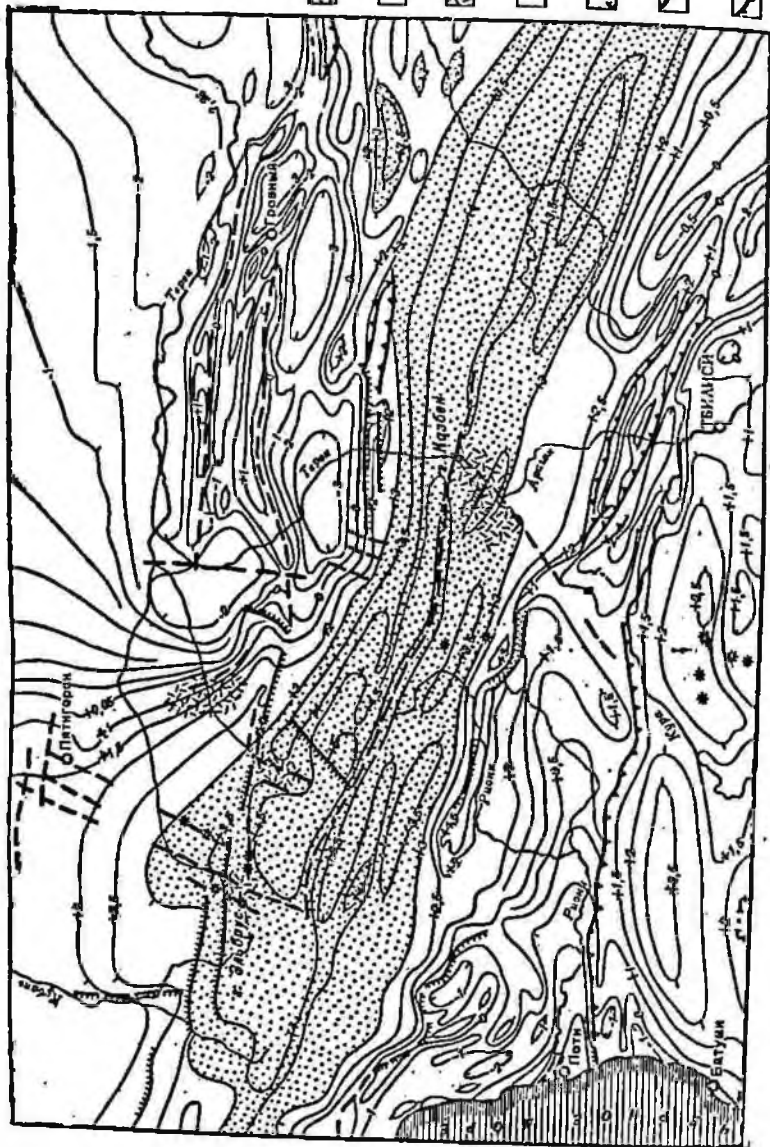


Рис. 9. Поверхности выравнивания Кавказа (по Н. В. Думитрашко, с упрощениями)

1 — средне- и раннеплиоценовые; 2 — поздне- и среднеплиоценовые; 3 — мио-плиоценовые и позднемiocеновые; 4 — вулканогенные и вулканогенно-денудационные позднемiocеновые и плейстоценовые; 5 — миоценовые и палеогеновые

поверхности. На Пастбищном, Скалистом, Передовом хребтах (Северный Кавказ) зафиксированы две акчагыльские поверхности, бывшие в верхнеплиоценовую эпоху почти на уровне моря, а в настоящее время приподнятые на разную высоту. Исследователь рельефа Кавказа геоморфолог Н. В. Думитрашко отмечала, что в западной части Кавказского перешейка, вдоль предгорий Колхидской низменности, широко развиты две относительно низкие ступени на высотах 200—300, 500—700 и 1000—1200 м, возраст которых позднемiocеновый и частично раннечетвертичный. Ближе к центральным частям хребтов высоты акчагыльских уровней возрастают (на Юго-Восточном Кавказе — 1500—1600 м, на внешних хребтах Малого Кавказа — 1800 м, на ряде внутренних — 2500 м).

Вершинная поверхность Сурамского хребта простирается на юг, в водораздельные хребты Малого Кавказа.



Возраст ее по морским отложениям определяется как среднемiocеновый. В бассейне Севана член-корреспондент АН СССР Е. Е. Милановский обнаружил кору выветривания, возникшую в эпоху длительного развития этого процесса (позднесарматская трансгрессия). В те времена на Малом Кавказе существовал плоскогорный рельеф с высотами 300—500 м. Сейчас эта поверхность расположена на Малом Кавказе на высоте 2000—2500 м.

На Большом Кавказе миоценовые поверхности выравнивания сохранились очень плохо. Отдельные участки обнаружены несколько ниже водораздельных вершин, на абсолютной высоте 3000—4500 м. Анализ их высотного положения показал, что в результате неотектонических деформаций возникло крупное сводово-блоковое поднятие, осложненное блоковыми смещениями по разломам.

На Малом Кавказе выделяют реликты еще более древних поверхностей выравнивания, приподнятых на 2400—3400 м над уровнем моря, возраст которых косвенно определяется как палеогеновый. На Большом Кавказе в силу его значительной расчлененности палеогеновые уровни не сохранились. Однако наличие в осевой части этого хребта сильно расчлененного ледниками рельефа, возвышающегося над миоценовой поверхностью, позволяет предполагать их былое существование и там.

Итак, Кавказу, как и рассмотренному выше Копетдагу, свойственна ярусность рельефа. Однако вследствие большого размаха поднятий и расчлененности поверхности выравнивания выражены на Кавказе хуже. На Малом Кавказе, где амплитуда вертикального расчленения меньше, эти поверхности могли бы сохраниться лучше, но они оказались сильно замаскированными обширными покровами вулканических лав.

Важно подчеркнуть еще одну особенность строения Кавказских гор, отличающую их от Копетдага, — значительное число разломов, по которым произошли смещения отдельных блоков коры. Е. Е. Милановский, перу

Рис. 10. Схема неотектоники центральной части Кавказа (по Е. Е. Милановскому)

Полониями показано высотное положение миоценовой поверхности, 1 — область, где миоценовая поверхность поднята более чем на 3 км над уровнем моря; 2 — то же, менее 3 км; 3 — вулканические покровы; 4 — вулканы; 5 — крутые разломы и флексуры; 6 — предполагаемые разломы в фундаменте; 7 — пологие разломы в фундаменте

которого принадлежит широко известное капитальное исследование новейшей тектоники Кавказа, подробно рассмотрел строение и последовательность образования всей его сводово-блоковой структуры. На рис. 10 изображен фрагмент из составленной им карты неотектонических деформаций Кавказской области — наиболее сложно построенный участок Центрального Кавказа. Наряду с преобладающими плавными деформациями среднемиоценовой поверхности выравнивания на Кавказе существовали также и смещения по разломам, определяющие индивидуальную жизнь отдельных блоков.

В неотектонический этап имели место не только подъем и расчленение выровненных поверхностей, но и образование глубоких межгорных впадин. Крупные области опусканий проникают на Кавказский перешеек со стороны Черного и Каспийского морей, выклиниваясь между Большим и Малым Кавказом. Наибольшие опускания испытала Куринская впадина, где со среднего миоцена накопилось более 6 км осадков. До 2 км прогнулась за то же время Рпонская впадина. К северу от Большого Кавказа развиваются две области опусканий, разделенные поперечным Ставропольским поднятием, — Индоло-Кубанский прогиб на западе и Терско-Каспийский на востоке. В них среднемиоценовая поверхность выравнивания опущена до 2500 м ниже уровня моря.

Итак, горный рельеф Кавказского перешейка формировался в несколько этапов. Первые значительные движения произошли в начале миоцена, вызвав подъем и расчленение возвысившейся в палеогене поверхности выравнивания. В середине миоцена движения замедлились — преобладало выравнивание. Новая эпоха значительных поднятий наступила в конце миоцена и в раннем плиоцене, когда был создан прообраз современного Кавказского хребта. В эпоху верхнеплиоценовой трансгрессии движения вновь замедлились. Море проникло на Кавказский перешеек, базис эрозии поднялся, начался период повсеместной выработки эрозионно-аккумулятивной поверхности.

Новое усиление движений в самом конце плиоцена и в четвертичном периоде привело к значительному поднятию, завершившему формирование современной новейшей структуры Кавказа. Пологие изгибы поверхностей выравнивания нередко осложнялись разрывными нарушениями

ми, амплитуда перемещения по которым измерялась иногда несколькими километрами.

Помимо продольной зональности на Кавказском переходе отчетливо проглядывают и широкие поперечные зоны, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток. Наиболее четко выражено Транскавказское поперечное поднятие. С приближением к нему заканчиваются и отмирают Курпийский и Рионский межгорные прогибы. Вдоль этого поднятия расположены и наиболее высокогорные участки на Большом и Малом Кавказе. Почти вся неоген-четвертичная вулканическая деятельность сосредоточена на Кавказе в пределах этого поперечного поднятия.

Кавказский участок Средиземноморско-Гималайского горного пояса изучен сейчас подробнее, чем какой-либо иной. Здесь проведен широкий комплекс различных геофизических измерений. Поэтому при выяснении причин горообразования придется неоднократно возвращаться к этому региону.

ПАМИР И ТИБЕТ

Наиболее крупный высокогорный массив на территории нашей страны — это Памир. Попасть на Памир («Крышу мира», как его называют) можно по автомобильной дороге, идущей на юг из города Ош, расположенного в Ферганской долине. Но наиболее интересный путь лежит через долину реки Пяндж. Местами узкая долина расширяется и высоко над головой виднеются убегающие в небо горы, на крутых склонах которых непонятно каким чудом прилепились небольшие кышлаки. Но горы эти еще не Памир. Чтобы достигнуть высокогорного плато, надо по бесконечным серпантинам дорог подняться к центру Памира — городу Хорогу, расположенному в межгорной долине на высоте 2700 м. От Хорога длительный подъем ведет на плоскогорье в широкие долины, окаймленные невысокими грядами и хребтами. Лесов нет, лишь травяной покров на дне долины да поросшие лишайниками камешные россыпи у подножий холмов. В некоторых местах образовались бессточные озера с пологими тонкими берегами.

— Таков Памир на высоте 3500—4500 м. Высочайшие хребты расположены преимущественно вдоль северной и

южной окраин этой горной страны. На севере Памирского плато, в пределах хребтов Петра Первого и Заалайского, самые высокие вершины — пик Коммунизма (7495 м) и пик Ленина (7134 м). Вершины хребтов, в особенности их северные склоны, нарезаны ледниковыми долинами с остроконечными пиками и грядами и резко контрастируют с пологими холмами и плоскими долинами плато.

Памирское плато представляет собой центральную область обширной горной страны, западная часть которой находится в Афганистане (хребет Гиндукуш), а восточная, в виде сложной системы хребтов, примыкает к еще более высокому Тибетскому плато.

Холмистое плато Памира — самая высокая поверхность выравнивания. Сформировалась она еще до эпохи горообразования. На высоте 4—5 тыс. м над уровнем моря эта поверхность как бы законсервирована — сохранился рельеф, существовавший до неотектонического поднятия. Конечно, эрозионно-денудационные процессы на Памирском плато не прекращались ни на минуту, но они протекали замедленно из-за малого количества осадков. Верховья крупных рек еще не успели подняться до плато и «распилить» его глубокими ущельями. Деятельность вод и «морозного выветривания» сводилась там лишь к постепенному сносу рыхлых осадков со склонов холмов в разделявшие их бессточные впадины, вследствие чего рельеф плато становился еще более выположенным.

Поднятие Памирского плато на высоту 4—5 тыс. м, вероятно, произошло не сразу, а в течение нескольких этапов горообразования. Однако каких-либо ступеней рельефа, свидетельствующих об остановках в поднятии, не сохранилось. Такие ступени надо искать на периферии этой горной страны, например, в Афганистане в западных отрогах Гиндукуша.

В пределах этого огромного вздутия отсутствовали крупные отрицательные формы рельефа. Равномерность поднятия Памира особенно наглядна при сравнении с расположенной севернее и западнее системой хребтов Тянь-Шаня и в особенности с прогибами и хребтами Таджикской депрессии. Контрастно построены и ограничения Памира (западное и восточное) — высокогорный массив окаймлен узкими прогибами, в пределах которых олигоценая поверхность погружена на 2—3 тыс. м ниже

уровня моря. Максимальная амплитуда перемещения олигоценовой поверхности на Памире и в обрамляющих его прогибах достигает 7—8 тыс. м.

Самое крупное горное сооружение на нашей планете, простирающееся на 2500 км в длину и 1 тыс. км в ширину, — Тибет. Грандиозность этого поднятия (высота 5—6 км) такова, что даже на самом маленьком глобусе темно-желтое пятно Тибета кажется огромным, превышающим по своим размерам Черное море. Его восточная половина расчленена глубокими каньонобразными долинами на большое число хребтов. Иначе выглядит северо-западная часть Тибета. Первым проник с севера на это пустынное высокогорное плато русский ученый Карл Богданович в 1887 г. На высоте 5 тыс. м перед ним простилась обширная равнина. Отсутствие оврагов, долин и других следов водных потоков указывало, что дождей там не бывает вовсе. Был июнь месяц, но снег падал почти ежедневно. Весь он сметался ветром и поглощался сухим воздухом. Ключей, озер и других водоемов Богданович не встретил. С ужасной силой дули северо-восточные ветры, особенно во вторую половину дня. А ведь это было на широте Средиземного моря.

Но не везде Тибет — это «бесплодная пустыня». Южный его край — Гималайский хребет, открытый влажным ветрам с Индийского океана, почти до самых вершин порос лесом, еще не знавшим топора и пилы. Особенно впечатляюще выглядит Тибет на снимках, сделанных в космосе. Только таким образом удастся охватить взором все это гигантское вздутие на земном шаре — резко выступающее над равниной Индостана. Внутреннее пространство Тибета кажется с высоты нескольких сотен километров чуть шероховатой равниной, обрамленной на юге белой полосой гималайских снегов и широким темным шлейфом леса, спускающегося до долины Ганга.

На юге Тибета зона предгорий практически отсутствует. Зато она широко развита по северо-восточному, восточному и юго-восточному его окраинчням. Там Тибетское плато на высоте 5 тыс. м обрамлено постепенно сходящимися ступенями, ширина которых огромна (сотни километров), и протяженными хребтами, расположенными зачастую на границах этих ступеней. Горное плато Индокитая, размещенное уже в пределах Тихоокеанского складчатого пояса, является одновременно и од-

пой на самых низких ступенях Тибетского плато. Высокогорный Памир на территории нашей страны — это самая западная часть тибетского вспучивания. По абсолютным высотам (в среднем 4 тыс. м) Памир ниже, чем собственно Тибет, и может рассматриваться как его окраинная ступень.

Высокий Тибет — наименее изученный район на Земле. Очень мало известно о его геологическом строении и почти нет сведений о строении коры и верхней мантии под ним. Между тем такие данные имели бы для обсуждаемых в книге проблем исключительное значение, поскольку Тибетское плато вдвое выше и в десятки и сотни раз больше, чем другие горные плато. Из всего этого поднятия до некоторой степени изучен лишь Памир. Особенности глубинного строения, свойственные Памиру, можно распространить и на Тибет с той оговоркой, что под Тибетом, который поднят еще выше, эти особенности должны проявляться еще более резко.

Читатель, вероятно, обратил внимание на то, что три рассмотренных горных сооружения Копетдаг, Кавказ и Памир — Тибет существенно различаются по морфологии. Копетдаг — северная часть среднегорной слабооборазованной страны, круто обрывающейся по воле разломов; Кавказ — типичный одиночный высокогорный хребет, вытянутый по прямой линии на 1200 км; Тибет — гигантское вспучивание, где могли бы разместиться десятки таких хребтов, как Кавказ.

Горные цепи занимают далеко не всю ширину платформенного Средиземноморско-Гималайского пояса. В западной его части значительные пространства заняты впадинами, большая часть которых залита водами Средиземноморского, Черного и других морей. Помимо прямолинейных хребтов, таких, как Пиренеи, передки и дугообразные. Так, Альпы, по высоте не уступающие Кавказу, образуют обширную дугу, выпуклую к северу. Еще более изогнута Карпатская дуга, форма которой приближается к окружности. В восточной половине пояса картина обратная — главенствуют поднятия, а впадины занимают внутри их узкие зоны.

В чем же причина таких различий? Прежде чем ответить на этот вопрос, следует заметить, что проблему горообразования нельзя решить, изучая только последний неоген-четвертичный этап развития Земли. Характер го-

рообразовательных движений в пределах планетарного горного пояса в значительной степени определялся его древней геологической историей. Западная часть Средиземноморско-Гималайского пояса (от Пиренеев до Памира) — это длительно существовавшая геосинклинальная область. Заложившись в рифее, т. е. около 1 млрд. лет назад, пояс развивался с некоторыми перерывами до настоящего времени. Пробраз его современной структуры сформировался в герцинский геотектонический этап, когда в пределах пояса возникли глубокие геосинклинальные прогибы (троги). Многие из них продолжали унаследованно прогибаться и в альпийский геотектонический этап, хотя в это время появился и ряд новых прогибов. Современные горные хребты Средиземноморья пространственно связаны с геосинклинальными прогибами. Хребты возникли по окраине прогибов (Карпаты, Копетдаг) или же занимают пространство между двумя сближенными параллельными прогибами (Альпы, Кавказ). Тесная связь хребтов с предшествующим геосинклинальным развитием указывает на унаследованность неотектонических структур от древних. Межгорные впадины, запятые водами или сухопутные, — это в основном так называемые срединные массивы (межтроговые пространства, которые в геосинклинальный период развития длительное время были относительно приподняты).

В восточной Памир-Гималайской части рассматриваемого планетарного пояса в альпийский геотектонический этап крупных прогибаний не было, дифференциация на троговые и межтроговые зоны отсутствовала. Эти существенные различия в древней истории западной и восточной частей пояса не следует забывать при поисках причин столь разного его строения.

СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС.

Сегмент Тихого океана, занимающий около 40% поверхности нашей планеты, почти со всех сторон обрамлен горными цепями. Наиболее величественны они на Американском побережье. Кордильеры Северной Америки протянулись на многие тысячи километров. Ширина пояса на западе континента превышает 1 тыс. км.

На азиатской части Северо-Тихоокеанского горного пояса поднятия в рельефе огромны, но расположены не в виде единой протяженной полосы, а крупными изометричными пятнами, разделенными окраинными морями или пространствами с низкорельефом. . .

ГОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Рельеф Северо-Востока нашей страны своеобразен и несколько отличается от рельефа большинства других горных стран. Здесь почти нет четко выраженных хребтов и разделяющих их впадин. На многие сотни километров тянутся однотипные и приблизительно одновысотные нагорья, на фоне которых изредка возвышаются одиночные вершины, сложенные гранитами. Переход от впадин, например, Оймяконской, к осевой части даже таких крупных сводовых поднятий, как Верхоянский хребет или Охотско-Колымский водораздел, совершается незаметно на протяжении многих десятков километров. Крупнейшие поднятия отличаются от относительных впадин лишь несколько большей расчлененностью рельефа и приблизительно в два раза большими абсолютными отметками. В горной части Северо-Востока почти отсутствуют впадины, где происходило накопление отложений, сносимых с окружающих гор. Только за пределами этой горной страны имеется крупнейшая область современной аккумуляции — Яно-Индигиро-Колымская низменность, частично залитая водами Северного Ледовитого океана.

Чрезвычайноеобразие в строении рельефа нарушается подчиненными по размерам зонами, расположенными, как правило, по периферии рассматриваемой горной области. Это — система хребтов и депрессий на Северном побережье Охотского моря, продолжающаяся в

бассейны рек Пенжины и Анадыри, сложная по морфологии область хребта Черского и Момской впадины на границе с Яно-Индиги́ро-Колымской равниной.

Выдержанность строения рельефа, сохраняющегося на многие сотни километров, позволила обратить внимание на те его особенности, которые, отражая этапы его формирования, характерны для всей территории Северо-Востока. Такими чертами рельефа являются реликты ранее существовавших разновозрастных, вложенных одна в другую, поверхностей выравнивания (рис. 11).

В настоящее время они глубоко расчленены и часто картируются лишь по одновысотному положению водоразделов. Даже в период наибольшего выравнивания они не представляли совершенно ровной поверхности. Разница высот рельефа в пределах одной ранее существовавшей пенепленизированной поверхности могла достигнуть 100 м.

Самый высокий, четвертый, ярус развит слабо. Его участки, принадлежащие вершинам крупных гранитных массивов, прослеживаются в хребтах Черского и Сарычева, на Охотско-Колымском водоразделе и в Корякском нагорье. В ряде случаев на вершинах этих останцов сохранились фрагменты выровненных поверхностей. Так, вершины наиболее высоких гранитных интрузий хребта Черского (Чьорго, Оханджа), хотя и ограничены крутыми склонами, но имеют нередко почти плоскую поверхность размером до 3—5 км в длину и 1—3 км в ширину. Плосковерхие горы встречаются в Талахском массиве (бассейн реки Эльги), в хребтах Улахан-Чистайском, Сарычева и в некоторых других высокогорных массивах. В большинстве названных районов, удаленных друг от друга на сотни километров, фрагменты выровненных площадок находятся на одном интервале высот (2000—2400 м). Возраст вершинной поверхности на останцах — позднемеловой или палеогеновый.

Третий ярус рельефа с вершинной поверхностью мпозенового возраста во многих хребтах Северо-Восточной Азии занимает господствующее положение (рис. 12). Областью широкого распространения яруса являются хребты Черского, Сарычева, Сунтар-Хаята, Охотско-Колымский водораздел, междуречье Индигирки и Колымы. В тех местах, где реликты поверхности третьего яруса рельефа сохранились лучше, они не представляют идеально ров-

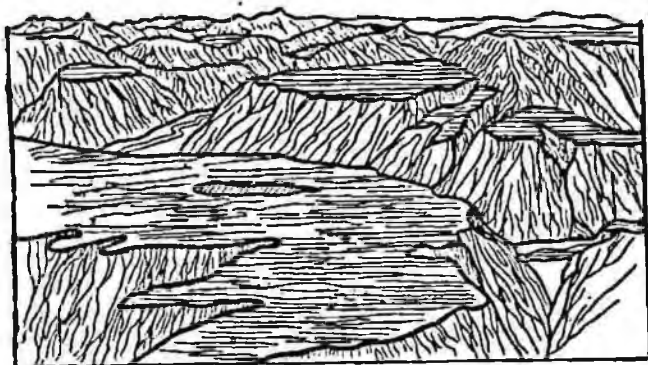


Рис. 11. Две поверхности выравнивания в Верхоянском хребте (рис. Г. Ф. Лупгерсгаузена)

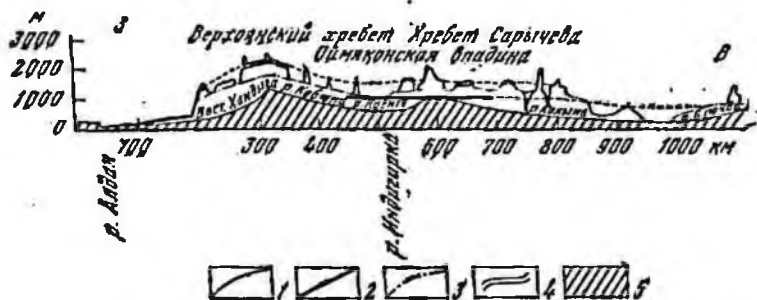


Рис. 12. Геоморфологический профиль через горную область Северо-Восточной Азии по линии рек Алдан — Колыма

1 — русло рек; 2 — V-террасовый комплекс реки Индигирка; 3 — поверхность среднего яруса рельефа; 4 — поверхность верхнего яруса рельефа; 5 — часть профиля ниже уреза воды

ного уровня. Имеются остатки древних долин, на склонах которых заметны террасовые ступени, врезанные в коренные породы. Дно этих долин покрыто речными отложениями, состоящими из мелкой, хорошо окатанной гальки.

Исключительно широко развит третий ярус в Корякском нагорье. Для центральной его части характерно среднегорье с максимальными высотами 1500—2500 м. Поражает множество одновысотных вершин на больших

пространствах. Даже на участках альпийского рельефа острые гребни и вершины, сливаясь в перспективе, создают впечатление ровной поверхности, не нарушенной сколько-нибудь заметно выдающимися гребнями. Колебания высот этой мысленно реконструируемой вершинной поверхности не превышают 100—150 м. Очень постепенно уменьшаются высоты от периферии хребтов к их осевым частям и отсюда к центру нагорья. В центральной части Корякского нагорья вырисовывается крупный свод и ряд линейных поднятий, отходящих от него на юго-запад и северо-восток. В Корякском нагорье высоты вершинной поверхности не зависят от прочности слагающих пород. Это обстоятельство, а также одновысотность вершинной поверхности, ее плавные изгибы указывают на пологие деформации поверхности третьего яруса. Известную роль играли и разрывные нарушения, как древние, так и молодые. Они обусловили образование некоторых уступов, осложняющих пологие изгибы уровня, с ними связан неоген-четвертичный вулканизм.

Таким образом, третий ярус — это реликт древнейшего выровненного рельефа, ныне деформированного и расчлененного. В прошлом непленнизированная поверхность была развита повсеместно, а над ней возвышались лишь останцы, сложенные особо прочными породами.

В рассмотренный третий ярус вложен более низкий, второй. Уступ между третьим и вторым ярусами рельефа в большинстве случаев эрозионного происхождения. На это указывает конфигурация границ на карте ярусов. В плане уступ почти всегда имеет извилистые очертания, исключаящие предположение об образовании его по молодому разлому.

Второй ярус — это также реликты ныне расчлененных эрозионно-денудационных террасовидных уровней, группирующихся в области наибольших подптий на абсолютных высотах 1500—1700 м. В период существования поверхности второго яруса речная сеть существенно отличалась от современной.

Наиболее низкий (первый) ярус представляет систему аккумулятивных поверхностей равного генезиса, группирующихся в интервале от уровня моря до высоты 100 м. Это — днища низменностей и крупных речных долин. В зависимости от генезиса, состава отложений, характера мерзлотных процессов и степени расчлененности

облик первого яруса изменяется — плоский или холмистый рельеф, оаера или густая сеть русел и пр.

Наряду с поверхностями выравнивания, группированными в описанные выше ярусы, в рельефе Северо-Востока СССР выделяются структурные поверхности, образованные покровами эффузивов.

Изучение реликтов древних поверхностей выравнивания и отложений во впадинах позволило восстановить последовательность событий, приведших к формированию современного рельефа. На Северо-Востоке СССР образованию гор предшествовал период относительного тектонического покоя, он длился в течение верхнемеловой и палеогеновой эпох, т. е. около 100 млн. лет. В миоценовую эпоху закончилась выработка пенеэплензированной поверхности.

В плиоцене интенсивность движения заметно возрастает. С этого времени начинается новый (неотектонический) этап развития области. Большой размах тектонических движений проявляется как в увеличении числа впадин, так и в преимущественно грубообломочном составе отложений в начале их развития. В первой половине плиоцена на обширных пространствах Верхояно-Чукотской области миоценовая поверхность выравнивания была поднята и начала разрушаться. Амплитуда поднятий в ранний-средний плиоцен оценивается по высоте уступа между третьим и вторым ярусами рельефа. В большинстве районов она колеблется в пределах 200—400 м, а в областях значительных поднятий (Сунтар-Хаята) возрастает до 500—600 м. Наоборот, во впадинах разницы высот между верхним и средним ярусами заметно сокращается, а в наиболее крупных впадинах эта поверхность погребена под маломощными континентальными толщами.

На фоне общего поднятия проявились пологие деформации миоценовой поверхности. Максимальные высоты в осях поднятий достигали 1 тыс. м (Верхоянье, Сунтар-Хаята). Несколько больше деформирована миоценовая поверхность в Корякской области. Наряду с поднятиями здесь возникли впадины, многие из которых были затоплены морем. Отмечаются проявления вулканизма.

В то время сформировался прообраз современного рельефа — возникли хребты и наиболее крупные впадины, а сама выровненная поверхность там, где она была поднята и расчленена, превратилась в одновысотное низ-

когорье или холмогорье, ставшее позже третьим ярусом рельефа.

В конце плиоцена интенсивность тектонических движений заметно падает. Наступает эпоха относительного тектонического покоя. Процессы эрозии приводят к формированию обширных равнин. Уклоны рек стали незначительными. Впадины расширились. В них накапливался тонкозернистый, преимущественно глинистый материал, богатый растительными остатками. В это время уже существовала обширная Яло-Индигиро-Колымская впадина.

Накопление тонкообломочных осадков связывается по времени с образованием поверхности второго яруса. Это была ровная или пологоволнистая поверхность, окаймлявшая нагорья и хребты и по долинам далеко заходившая внутрь гор, отчленяясь от них уступом. Речная сеть того времени приближенно уже соответствовала современному рисунку, хотя имелись и существенные различия — значительные участки Индигирки и даже Колымы принадлежали бассейну реки Яны. Индигирка к этому времени еще не пересекала хребет Черского; Охотско-Колымский водораздел располагался южнее, чем в настоящее время; верховья западных притоков Алдана относились к бассейну Яны.

Во второй половине четвертичного периода поднятия начинают усиливаться. Во впадинах накапливаются грубообломочные отложения. Реки расчленяют верхнеплиоценовую поверхность выравнивания. Создается современный рисунок гидросети. Интенсивность поднятия все более и более возрастала и в настоящее время является максимальной. Об этом свидетельствует продольный профиль террас Индигирки, Колымы и других рек. Для них характерны слабые уклоны древних террас и последовательные увеличения уклонов более молодых, что указывает на возрастающую интенсивность поднятий.

Абсолютные высоты выровненных площадок на третьем ярусе рельефа постепенно поднимаются к осевой части горного сооружения и снижаются с приближением ко впадинам. На большей части Северо-Востока СССР горообразование проявилось в виде очень пологих изогнутых древней поверхности выравнивания. Выделяется несколько крупных поднятий. К их числу относится четко выраженное поднятие, отвечающее в рельефе Верхоянскому хребту. В осевой его части миоценовая поверхность под-

вмастается до 2 тыс. м. Западный склон в несколько раз круче восточного. Градиенты на обоих склонах составляют 10—20 м/км. Другое крупное сводовое поднятие совпадает с хребтом Суптар-Хаята. Там те же абсолютные высоты, что и у Верхоянского, но линейность менее заметна.

Иным режимом новейших движений характеризуется северо-западный склон хребта Черского, система Момских впадин и хребет Илпий-Тас. Контрастность новейших движений возрастает здесь в несколько раз. Градиенты достигают 30—50 м/км. Многочисленная поверхность выравнивания поднята на высоту 2 тыс. м. Возникла складка-свод в результате деформации поверхности выравнивания. По гравице с Момской впадиной это сводовое поднятие осложнено молодыми разрывами. Интенсивность новейших движений подчеркивается сильной (углы до 70°) дислоцированностью палеогеновых осадков. Вдоль юго-западного крыла Илпий-Тасского свода расположена система молодых впадин, обратных к предполагаемым Момским. Общая протяженность контрастной зоны, тяготеющей к хребту Черского, достигает 1200 км.

Нетрудно увидеть, что горы Северо-Восточной Азии по своему строению существенно отличаются от гор Средиземноморского горного пояса. Подробнее об этих отличиях будет сказано ниже.

ГОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Среди горных областей Тихоокеанского кольца значительный интерес представляет Юго-Восточная Азия, характеризующаяся, как и Северо-Восточная, мезозойским возрастом складчатости.

Почти весь юго-восток занят огромным нагорьем, являющимся периферией гигантского вспучивания Тибета. Постепенно снижаясь, это обширнейшее горное плато с приближением к Тихому океану кое-где оказывается расчлененным межгорными впадинами. Одна из них — широкая долина реки Красной, врезающаяся в виде треугольника в горное плато.

Особенностью рельефа Индокитайского полуострова является его ступенчатость. Там обнаружены три крупных яруса рельефа, а над верхним возвышаются остан-

довые горы или хребты. На высотах 1700—1800 м иногда видны следы выровненных поверхностей. В верховье реки Да (Черной), в хребте Фансиан и в других горных районах сохранились реликты холмистой поверхности древне-го пенеппена.

Высокогорный (третий) ярус рельефа распространен на север и запад Индокитайского полуострова. Ярус состоит из нескольких сильно расчлененных уровней. В ряде мест на отметках 1100—1200 м сохранились слабохолмистые поверхности. Это обычные фрагменты рельефа с явными признаками дряхлости — одновысотные холмы с широкими шлейфами рыхлых накоплений у их подножий, реликты речных долин, террас и т. п. Наиболее характерные высоты для верхнего яруса — 1200—1400 м.

Средний ярус рельефа занимает большую часть Индокитайского полуострова (высоты 500—900 м). Вершинная поверхность яруса имеет вид пенеппена, сейчас сильно расчлененного. В высокогорных районах он имеет облик плохо сохранившихся террас с абсолютной высотой 700—900 м, образующих обширное (до 30—50 км) межгорное плато. Эта древняя долина глубоко прорезана притоками реки Да.

Нижний ярус рельефа — это область низких речных террас и дельты реки Красной. Сюда же можно отнести и мелководную часть моря — Тонкинский залив шириной в несколько сотен километров.

Ярусность рельефа в горах Индокитая существует повсеместно, свидетельствуя о стадийности поднятия и его колебательном характере. Намечаются три этапа замедления поднятий, когда происходило выравнивание территории, и три этапа их усиления, когда возникшие поверхности расчленялись. Другая особенность рельефа Юго-Восточной Азии — незначительное изменение высот рассмотренных поверхностей выравнивания и других эрозионных уровней.

В миоцене территория Юго-Восточной Азии представляла пенеппенизированную страну (пенеппен на поверхности верхнего яруса современного рельефа), над которой возвышались лишь отдельные хребты, такие, как хребет Фансиан. В конце миоцена или в начале плиоцена началось поднятие, вызвавшее расчленение. Затем шло формирование новой выровненной поверхности, на которой накапливались тонкозернистые аллювиальные осадки.

Они были маломощными на большей части равнины, но достигали многих сотен метров в пределах подвижных приразломных зон.

Плиоценовая эпоха выравнивания смешалась позже эпохой постепенно успливавшихся поднятий, в которые была вовлечена вся территория Индокитайского полуострова, включая и прилегающие районы акватории. Поднятие обусловило глубокое расчленение территории, привело к возникновению комплекса эрозионных террас, более крутого продольного профиля рек.

Когда рельеф был близок современному, палеографическая обстановка изменилась — началось относительное поднятие уровня океана, происходившее одновременно с продолжавшимся поднятием Индокитайского полуострова. Но поднятие океана было более интенсивным, что вызвало трансгрессию моря и создало ложную картину опускания побережья.

На рис. 13 изображено современное высотное положение поверхности, развитой на среднем (плиоценовом) ярусе рельефа. Большую часть схемы занимает крупное сводообразное поднятие. С востока оно ограничено протягивающимся параллельно береговой линии пологим амфитеатром. В его пределах поверхность выравнивания деформирована сильнее, но и здесь степень ее наклона составляет не более 10 м/км. Следует обратить внимание, что изолиния +200 м проходит по акватории Тихого океана. Уплотненные вершины островов свидетельствуют, что поверхность расположена там выше уровня моря.

Сводовое поднятие осложнено тремя зонами молодых разломов, наиболее крупная из них — грабены реки Красной. По ее долине на 250 км протягиваются прямолинейные разломы. Как установлено геофизическими исследованиями, эти разломы под четвертичными отложениями дельты реки прослеживаются вплоть до моря.

Вторая зона разломов проходит по долине реки Ка. Строение ее аналогично зоне разломов реки Красной — грабен шириной в несколько километров, по-видимому, с обеих сторон ограничен разломами. Третья зона молодых разломов и связанных с ними впадин располагается близ северо-восточной границы Социалистической Республики Вьетнам. В отличие от двух предшествующих она не прямолинейна, а состоит из нескольких кулисообразно подставляющих друг друга звеньев. В целом схема

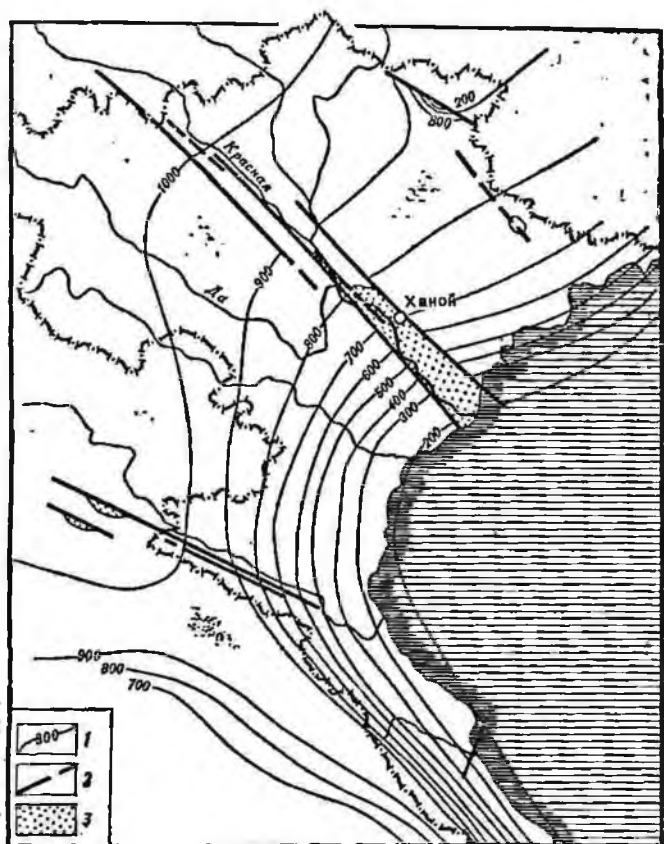


Рис. 13. Схема неотектоники северной части Индокитайского полуострова (по Нгуен Хану, Нгуен Тхе Тхонгу и П. А. Резанову)

1 — изолинии мнѳценовой поверхности выравнивания; 2 — молодые разломы; 3 — приразломные впадины, заполненные обломочным материалом

повейшей тектоники изображенного на схеме участка Индокитая относительно проста — пологое сводообразное поднятие осложнено обращенным к морю слабонаклопенным амфитеатром и расчленено тремя зонами разломов, из которых зона реки Красной наиболее крупная.

Читатель познакомился со строением и историей формирования двух горных стран, расположенных в азиат-

ской части Северо-Тихоокеанского глобального пояса. Они удалены друг от друга на 6 тыс. км. Первая характерная для них общая черта — это неравномерность повсйшего поднятия, то усиливающегося, то ослабевающего. В результате в современном рельефе Северо-Восточной и Юго-Восточной Азии отчетливо наблюдается ярусность, ступенчатость. Вторая особенность, по-видимому, приближительная синхронность эпох поднятий и эпох относительного тектонического покоя на юге и севере Восточной Азии. Приходится говорить «по-видимому», так как континентальные неогеновые отложения на Юго-Востоке Азии изучены еще слабо.

Третья черта орогенного этапа развития сопоставляемых регионов — молодость поднятий. Формирование современного рельефа произошло в основном в плиоцен-четвертичное время. Амплитуда поднятий за этот отрезок времени достигла и в том, и в другом регионе 600—1000 м против первых сотен метров за весь миоцен и ранний плиоцен.

Четвертая особенность Северо-Восточной и Юго-Восточной Азии — низкая контрастность движений. В большей части горных регионов деформация поверхности выравнивания оказывается крайне незначительной (в среднем 1—10 м/км). На фоне этого слабо дифференцированного, но значительного по величине поднятия развиты локальные впадины, где градиент движений возрастает в несколько раз. В пределах этих зон существенное значение приобретают молодые разломы, ограничивающие грабенобразные впадины, выполненные мощными толщами плиоцен-четвертичных отложений.

КОРДИЛЬЕРЫ

Прямолинейный Северо-Тихоокеанский пояс продолжается из Азии на восток, а затем на юго-восток, в Северную Америку в виде гигантской горной системы Кордильер, протяженность которой достигает 10 тыс. км, а ширина 1500 км. Нет сомнений, что в американской части Северо-Тихоокеанского горного пояса сохраняется та же принципиальная схема строения рельефа, что и в азиатской. В этом убеждают, в частности, данные по Аляске. На основании анализа топографических карт и литературных

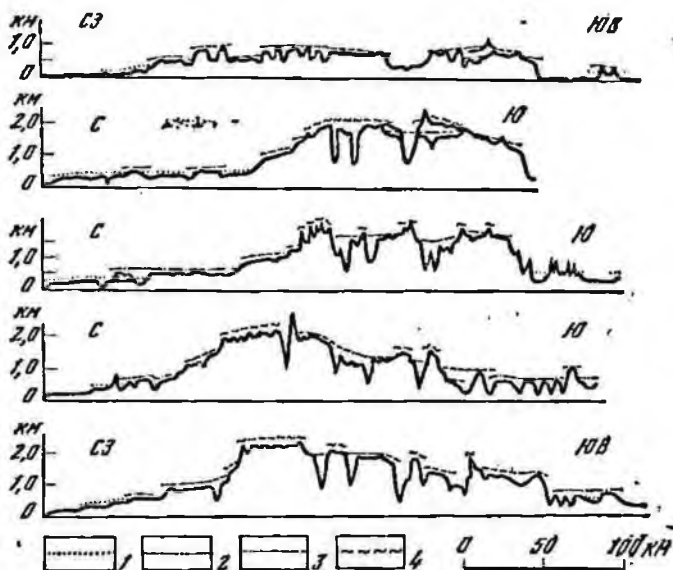


Рис. 14. Геоморфологические профили через хребт Брукс (по А. А. Наймарку)

1 — уровень Лисберн-Коюкук; 2 — уровень Анактувук-Пасс; 3 — уровень Андиотт; 4 — ярус Филипп-Смит

материалов А. А. Наймарк составил схему поверхностей выравнивания полуострова, где расположено северное окончание Кордильер. На рис. 14 показано строение рельефа хребта Брукс на севере Аляски.

Хребт Брукс, так же как и горы Северо-Восточной Азии, имеет четко выраженное ярусное строение. С севера он ограничен обширной Арктической равниной, покрытой четвертичными накоплениями, с невысокими террасами. Южнее, на месте предгорного прогиба Колвилл, среза меловые отложения, развита выровненная поверхность, повышающаяся к хребту Брукс до 400—600 м. Наиболее отчетливо она сохранилась на западном побережье, в районе мыса Лисберн, и к югу от хребта, где она известна под названием плато Коюкук, высотой 300—400 м.

Выше уровня Лисберн-Коюкук, на отметках до 750 м, расположено плато Анактувук-Пасс, простирающееся на



сотни километров. Его одновысотность и срезанно помятых в складки меловых отложений свидетельствуют о его эрозионно-денудационном происхождении. Уступы плато часто совпадают с литологическими границами. Местами на его поверхности обнаружены верхнетретичные (?) галечники. Еще более высокий ярус рельефа расположен в центральной, западной и восточной частях хребта Брукс на высотах от 800 до 1500—1700 м и в западной части гор Эндикотт. На южном склоне хребта к этому уровню А. А. Наймарк относит уплощенные водоразделы на отметках около 1 тыс. м, сопоставляя их с пенепленом плато Юкон Центральной Аляски.

Наиболее высокие участки хребта Брукс (2000—2600 м) принадлежат самостоятельному ярусу, широко распространенному в восточной части хребта в горах Филипп-Смит. Геоморфологические профили через хребет Брукс (см. рис. 14) наглядно показывают многоярусность, ступенчатость гор Аляски. Слабая изученность континентальных третичных отложений этого полуострова не позволяет уверенно коррелировать эрозионно-денудационные поверхности гор Северо-Восточной Азии и Аляски, однако, несомненно, что принципиальная схема строения горного рельефа по обе стороны Берингова пролива одинакова.

Восточнее полуострова Аляска система Кордильер принимает выдержанное юго-восточное простирание. Почти на всем протяжении в ее строении намечаются три орографические зоны. Вдоль побережья тянется система Береговых хребтов. Они расчленены наиболее сильно. Это обусловлено как близостью к океану (здесь многочисленны фьорды, острова, отвесные скалы), так и высокой контрастностью тектонических движений. Тянущиеся вдоль побережья хребты — Каскадные горы и Сьерра-Невада — с высотами до 4—5 тыс. м, увенчанные на севере ледниковыми шапками, нередко состоят из двух горных цепей, разделенных тектонической депрессией, частью запятой морем, частью представляющей межгорную впадину

Рис. 15. Схема хребтов и впадин Кордильер Северной Америки

1 — равнины; 2 — горная система Кордильер; 3 — горстовые хребты Скалистых гор; 4 — горные плато; 5 — провинция Бассейнов и Хребтов; 6 — береговые высококонтрастные хребты; 7 — разделяющие их впадины

(фьорд Ванкувер, впадина Сакраменто, Калифорнийский залив). Наиболее рельефно эта зона выражена на западе США, где разнонаправленные движения крупных блоков земной коры создали два высокогорных хребта (Береговой и Сьерра-Невада) и между ними грабен Сакраменто (рис. 15).

Внутренние районы Кордильер обладают меньшей контрастностью движений и меньшими абсолютными высотами. Во внутренней зоне Кордильер, достигающей на широте 40° ширины 1500 км, значительные пространства имеют вид слабонаклоненных плато — Колорадо и Мексиканское. Однако в этой же области находится и своеобразная неотектоническая зона, известная в американской географической и геологической литературе как Большой Бассейн, или провинция Бассейнов и Хребтов. Она расположена между хребтом Сьерра-Невада на западе и Колорадским плато на востоке. Несмотря на общую относительную одновысотность этой зоны (2—3 тыс. м над уровнем моря), рельеф ее представляет сложную систему субмеридиально ориентированных горстов и грабенов, ограниченных разломами. Разломы здесь многочисленны и контрастность движений значительна, но стиль неотектонических движений существенно иной. Если в зоне Береговых хребтов ширина поднимающихся блоков достигает 100—200 км, а вертикальная амплитуда 5—8 км, то горсты и грабены в провинции Бассейнов и Хребтов имеют ширину 20—50 км, а относительная амплитуда перемещений составляет 1—3 км, т. е. дробность расчленения здесь меньшего масштаба.

Наковец, третий важнейший структурный элемент Северо-Американских Кордильер — это расположенные на их восточном фланге Скалистые горы. Они неоднородны по морфологии и состоят из большого числа кулисообразно размещенных хребтов и гряд, склоны которых нередко ограничены разломами.

Совершенно очевидно, что Кордильеры Северной Америки по своему строению и контрастности движений отличаются от гор Восточной Азии. Но имеются и некоторые общие для них черты. Выше уже говорилось о сходстве многоярусного (с несколькими поверхностями выравнивания) строения хребта Брукс на Аляске с восточноазиатскими горами. Выровненные поверхности обнаружены в центральных и южных районах Кордильер.

Так, в Британской Колумбии и в Скалистых горах Канады поверхность выравнивания расположена вблизи побережья на высоте 2—3 тыс. м. Над пей возвышаются крупные горные массивы с округлыми сглаженными вершинами, принадлежащие, несомненно, более древнему ярусу рельефа.

Обширные педифференцированные пространства типа плато встречаются в Кордильерах не менее часто, чем в Северо-Восточной Азии. Обращает на себя внимание также и то обстоятельство, что в Кордильерах, как и на Северо-Востоке Азии, контрастные зоны находятся на обрамлении горной страны, а зоны пониженной контрастности — в центральных частях.

Но разница в общем рисунке горных областей азиатской и американской частей Северо-Тихоокеанского горного пояса все же существенна. Сравнение геологической и орографической схем Кордильер убеждает, что индивидуальные черты отдельных цепей и горных гряд определена предистория. Восточная часть Кордильер — Скалистые горы — возникла на месте палеозойских складчатых сооружений. Образование гор здесь предшествовал длительный период тектонического покоя. Плато Колорадо также выросло на палеозойском складчатом основании. Неотектоническая зона Бассейнов и Хребтов образовалась на месте складчатых сооружений мезозойского возраста. Береговые цепи — зона длительного сквозного геосинклинального развития, продолжавшегося в кайнозой и завершившегося горообразованием. Итак, возраст складчатости определенно повлиял на характер горообразовательных движений — наиболее контрастны те горные цепи, которые возникали на месте кайнозойских складчатых систем.

Кордильеры Северной Америки, в особенности в пределах США, в последние 10—15 лет подверглись детальному изучению геофизическими методами, что позволяет достаточно полно представить себе различия в глубинном строении каждой из выделенных неотектонических зон.

ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Следующий горный пояс планеты, вытянутый в меридиональном направлении, целиком размещен в пределах одного континента — Южной Америки. Протяженность его вдвое меньше других — 7500 км. Расположенный по восточному обрамлению Тихого океана, он известен как Южно-Американские Кордильеры, или Анды. Особенностью его является постепенное увеличение абсолютной высоты гор от северного и южного его окончаний к центру. В пределах Боливийских Анд пояс достигает максимальной ширины (700 км). Как и в Северо-Тихоокеанском горном поясе, высокогорный рельеф возник в складчатых сооружениях самого различного возраста — допалеозойских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских. В поперечном сечении пояс представляет единое поднятие с крутым западным и более пологим восточным крыльями.

Гигантская макроструктура осложнена системой линейных хребтов и относительных впадин меньших размеров. Вдоль берега Тихого океана протягивается Береговая Кордильера, состоящая из системы горстов, сложенных допалеозойскими, палеозойскими породами и меловыми гранитами. Восточнее, отделяясь впадинами, выполненными молодыми осадками, находится Высокая Кордильера, или Аргентинско-Чилийские Анды, образованные в основном породами мезозоя. Еще восточнее тянется зона высокогорных плато, из которых наиболее крупным является бессточная межгорная депрессия Альтиплано. Здесь расположена огромная глыба Боливийского нагорья (Пуны), сложенная осадками нижнего палеозоя. Это сильно волнистое плато высотой до 4—4,5 тыс. м. Оно слабо наклонено на восток и осложнено меридиональными хребтами вдоль западного края нагорья, резко обрывающегося к Альтиплано. Высокогорные плато Анд увенчаны вершинами высотой до 7 тыс. м, большинство из которых представляют собой вулканические постройки.

Формирование современного высокогорного рельефа Анд началось, вероятно, еще в конце мезозоя, продолжалось в палеогеновую и миоценовую эпохи, но особенно интенсивно протекало в плиоцен-четвертичное время. Со временем горная система Анд не только росла в высоту, но и расширялась по площади, распространяясь на во-

сток. Восточно-Тихоокеанский пояс постепенно наращивался за счет расположенных западнее равнинно-платформенных территорий.

Характерной особенностью этого пояса является то, что он с западной стороны практически везде граничит с воной глубоководных желобов, вследствие чего здесь имеет место наиболее контрастное на Земле сочленение положительных и отрицательных структур. Общая амплитуда рельефа почти на всем западном крае пояса превышает 10, максимум 15 км.

АФРО-АЗИАТСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Четвертый горный пояс Земли принципиально отличается от рассмотренных выше как своей молодостью, так и некоторыми особенностями структуры. Если заложение Средиземноморского и Тихоокеанских поясов относится к рифейской эре (1000—500 млн. лет назад), то Afro-Азиатский пояс возник относительно недавно — в третичном периоде (40—20 млн. лет назад). Правда, первые очень слабые признаки его возникновения появились в мезовое. Так, на месте Прибайкалья, Тянь-Шаня и в ряде других его участков в начале юрского периода возникли приразломные впадины, заполнившиеся континентальными осадками.

Афро-Азиатский горный пояс простирается на северо-восток от южной оконечности Африки до Охотского моря прямолинейной полосой, протяженность которой 15 тыс. км. Горный рельеф сформировался в пределах всего пояса, исключая Аравийский полуостров. Этот небольшой перерыв в грандиозной полосе горного рельефа пояса послужил причиной того, что большинство исследователей выделяют два самостоятельных горных пояса: Восточно-Африканский и Азиатский. Между тем общее прямолинейное положение всего пояса, а главное — сходство структуры и времени образования его юго-западной и северо-восточной частей — не оставляют сомнений в том, что Афро-Азиатский пояс — это единая планетарная зона, возникновение которой связано с единой глубинной причиной.

Даже при самом беглом взгляде на рельеф Афро-Азиатского пояса обращают на себя внимание существенные различия в морфологии отдельных его участков. Горы, возникшие в пределах древних платформ (Африканской и Сибирской), существенно отличаются от хребтов, образовавшихся на месте палеозойских складчатых сооружений (Тянь-Шаня, Алтай, Саян). Первым свойственны пологие своды, рассеянные глубокими грабенами, тогда как вторые представляют крупные линейные поднятия, разделенные широкими впадинами. Причина столь резких различий в морфологии сводовых плато и горных хребтов, входящих в Афро-Азиатский пояс, определяется разной геологической пред историей.

Рельеф Афро-Азиатского пояса своеобразен. Пролетая над Восточной Африкой, можно увидеть узкую цепь Драконовых гор, а за ней, на протяжении 6 тыс. км вдоль берега Индийского океана, тянутся пологие, часто округлой формы поднятия высотой 1—2 тыс. м над уровнем моря. Размеры каждого такого свода огромны — до 1 тыс. км в диаметре. На тысячи километров простираются цепочки глубоких протяженных долин. Ограниченные крутыми уступами и в большинстве случаев заполненные водой эти межгорные впадины — наиболее впечатляющая особенность рельефа Восточной Африки. Второе, что привлекает внимание, — это конусообразные вершины вулканов, резко возвышающиеся над общим среднегорным рельефом. Вулканы расположены преимущественно вдоль тех же приразломных впадин. В ряде мест, в особенности в пределах Абиссинского нагорья, обширные пространства занимают покровы базальтовых лав.

Проследив взглядом восточное побережье Красного моря, можно заметить, что в южном направлении обрывистый береговой выступ продолжается на сушу и, пройдя около 600 км, под прямым углом поворачивает на восток. Здесь расположен знаменитый треугольник Афар — часть впадины Красного моря на суше. За Красным морем резко возвышается горный массив Аденского полуострова, далее простирается равнина Аравийской пустыни.

Горы вновь появляются с приближением к Аравийскому морю, а за ним они уже тянутся непрерывной полосой вплоть до Тихого океана. От Аравийского моря к Пампру высота горных цепей постепенно увеличивается.

ся, достигая в хребтах Гиндукуш и Каракорум 4—6 тыс. м. Здесь, в месте пересечения Афро-Азиатского и Средиземноморско-Гималайского поясов, высота гор оказывается максимальной. В простирании хребтов уже отчетливо намечается связь со структурным планом, существовавшим в палеозое и мезозое.

Северо-восточнее морфология пояса вновь резко меняется. Отдельные горные цепи и впадины Тянь-Шаня имеют субширотное, а в пределах Алтая и юго-восточное направление, несмотря на общее восток-северо-восточное. Многие горные цепи (Саяны, Монгольский Алтай) ориентированы почти перпендикулярно к поясу.

За Восточным Саяном Афро-Азиатский пояс вновь выходит в пределы древней платформы (Сибирской) и рельеф гор сразу меняется. В Байкало-Патомском нагорье, фундамент которого сформировался еще в рифее, и далее в Становом нагорье, где фундамент еще древнее (равний протерозой), отмечаются особенности рельефа, свойственные Восточной Африке, — пологие, шириной до 500 км, средневысотные (1—2 тыс. м) плоскогорья и глубокие приразломные впадины, из которых наиболее крупная — озеро Байкал.

Афро-Азиатский горный пояс заканчивается с приближением к Охотскому морю. Здесь он сливается с поперечным ему Северо-Тихоокеанским.

Прежде чем переходить к подробной характеристике отдельных фрагментов Афро-Азиатского горного пояса, следует подчеркнуть одну его особенность. Пояс как бы состоит из двух структурных этажей. Нижний этаж — это необычайно широкая (2—4 тыс. км) полоса недифференцированного общего поднятия с амплитудой 700—1000 м над уровнем моря. На топографической карте видно, что в Африке пояс обрамлен с северо-запада широкой зоной поднятий, куда входит практически вся Южная Африка и ряд плато Центральной Африки. В азиатской части пояса такой окраинной возвышенностью является Казахский мелкосопочник высотой 800—1000 м. Еще шире распространены платообразные возвышенности к юго-востоку от азиатской части пояса. Практически все пространство между рассматриваемым поясом и Тибетским нагорьем, включая Таримскую и другие межгорные впадины, является областью слабых поднятий с высотами 1000—1500 м. На фоне этого широчайшего пьедестала

возвышаются отдельные пагорья и хребты — собственно Афро-Азиатского горного пояса.

Напрашивается мысль, что возникновение пояса связано с какими-то аномалиями в недрах Земли, захватившими широкую полосу (в тысячи километров). В осевой части пояса они проявили себя активнее и вследствие этого там наблюдаются и большие высоты и большая дифференциация структур, сформировавшихся в неоген-четвертичное время.

Ниже будут рассмотрены более подробно четыре участка этого гигантского горного пояса. Один из них — Тянь-Шань — наиболее типичный пример «возрожденных» гор, образовавшихся на месте палеозойских складчатых сооружений, ватем Алтай с той же предысторией, но характеризующийся меньшей контрастностью новейших движений, и, наконец, Прибайкалье и горы Восточной Африки — типичные примеры гор и впадин, возникших на месте древней платформы.

ТЯНЬ-ШАНЬ

На несколько тысяч километров вытянулись с запада на восток высочайшие цепи Тянь-Шаня (что означает в переводе «побесные горы»). Незабываемое впечатление остается в памяти каждого, кто проедет по железной дороге от Джамбула до Фрунзе, проложенной вдоль северной окраины этого горного сооружения. Со стороны равнины видны полого поднимающиеся предгорья, а за ними гигантский каменный вал, поросший зеленым лесом. Жаркое азиатское солнце и обилие влаги создали на Тянь-Шане редкостное сочетание сочных альпийских лугов, лиственных и хвойных лесов, рассеченных бесчисленными ущельями.

Уже первые исследователи Тянь-Шаня обратили внимание на то, что его хребты и впадины напоминают гигантские складки. Как будто бы какая-то неведомая сила надавила на Тянь-Шань с севера и с юга и смяла некогда ровную поверхность в систему антиклиналей шириной 50—100 км и столь же огромных синклиналей. Представление о том, что хребты и впадины Тянь-Шаня возникли в результате прогибания фундамента в наиболее зажатом виде было высказано в 1922 г. американ-

ским геологом Э. Арганом на XIII сессии международного геологического конгресса. Такие макроскладки он называл складками основания. Представления Аргана поддерживал и развил известный исследователь Тянь-Шаня геолог и географ С. С. Шульц, обративший внимание на то, что на Тянь-Шане во многих местах удается наблюдать реликты выровненной поверхности, которая существовала до эпохи горообразования. Тянь-Шань можно назвать классическим примером горной страны, где развита только одна основная поверхность выравнивания. Изучение различных районов этой горной страны показало, что пепеленизированная поверхность никогда не была совершенно ровной. В ее пределах изредка встречались отдельные пики или гребни, принадлежавшие останцам рельефа и сохранившиеся, как правило, на месте прочных изверженных пород. Общий размах рельефа пепеленизированной поверхности достигал в ряде мест 200—300, реже 500 м.

Практически все высокогорные хребты как бы окружены по периферии зоной предгорий, своего рода пьедесталом, приподнятым над прилежащей подгорной равниной на несколько сотен метров, максимум на 1 км. За ними укрепилось образное название «прилавки». Относительно их происхождения мнения исследователей разделились. Одни видели в этом свидетельство блоковой тектоники, когда по системе разломов единая эрозионная поверхность оказывалась смещенной на разную высоту. Другие считали, что это разновозрастные уровни. Можно привести немало примеров в районах восточного окончания хребтов Запщйского Алатау, Кунгей-Алатау, Кетмень, Тарбагатай и т. п., где разновозрастность поверхностей доказывается сохранившимися на них отложениями. Пепеленизированная поверхность Тянь-Шаня перекрывается согласно лежащими на ней красноцветными олигоценowymi глинами или более молодой миоценовой толщей, предгорные ступени покрыты верхнеплиоценовыми или нижнечетвертичными галечниками и т. п.

Таким образом, следует заключить, что если в высокогорных районах Тянь-Шаня существует одна поверхность выравнивания, то по его периферии число уровней возрастает: здесь появляются более молодые эрозионно-аккумулятивные поверхности.

Сохранившиеся в горах фрагменты древней поверхности выравнивания обычно наклоны. Во впадинах эта поверхность перекрыта мощной толщей обломочных пород, образовавшихся вследствие разрушения поднимающихся хребтов.

Реконструируя современное высотное положение доорогенной поверхности выравнивания, исследователи смогли построить карты ее деформации. Впервые такую карту для Туркестанского и Алайского хребтов составил геолог Д. П. Резвой, а для Северного Тянь-Шаня и обрамления Иссык-Кульской впадины — геолог В. В. Попов. Впоследствии неотектонические карты детализировались и уточнялись.

Реконструированная поверхность выравнивания свидетельствует о достаточно простой картине неотектонических структур Тянь-Шаня — крупных сводообразных поднятий и столь же крупных впадин. Разрывные нарушения имеют явно второстепенное значение. Они усложняют в отдельных местах пологие изогнутые фундамента и лишь изредка, в основном на окончаниях неотектонических сводов, создают рисунок системы сбросов и грабенов. Таким образом, в структуре Тянь-Шаня — наблюдаются макроскладки, но возникли они не в результате «сдавливания» с севера и юга, а в силу иных причин.

Какова же роль более молодых, миоценовых, и в особенности плиоценовых поверхностей, обнаруженных кое-где по периферии высокогорных хребтов? Существование более низких (чем основной доолигоценый палеоплен) поверхностей свидетельствует, что с течением времени происходил рост хребтов как в ширину, так и в длину: площадь хребтов увеличивалась, а площадь разделяющих их впадин сокращалась. В конце миоцена и в плиоцене на месте молодых поверхностей была равнина и происходило накопление сносымых с гор осадков. Затем, в основном в плиоценовую эпоху, площадь хребтов увеличилась и многие участки бывшей предгорной равнины оказались приподнятыми, став уже принадлежностью хребтов. Современное их высотное положение показывает, на какую величину выросли хребты Тянь-Шаня за плиоцен-четвертичное время. Амплитуда поднятия различна — от первых сотен метров до 2 км, а возможно, и более. Следовательно, горообразовательный процесс на Тянь-Шане так же, как и в Средиземноморском складчатом поясе, был ста-

длинным, пульсирующим. Однако из-за очень большой амплитуды этого подпятия пульсирующий его характер удается наблюдать лишь на периферии высокогорных хребтов, где амплитуда движений была меньше.

АЛТАЙСКИЕ ГОРЫ

Алтай представляет участок Афро-Азиатского пояса, где горообразовательные движения проявили себя относительно слабо. Если на Тянь-Шане размах неотектонических движений превысил 10 км (учитывая высоту хребта и мощность осадков в наиболее глубоких впадинах), то на Алтае, где впадины практически отсутствуют, величина неотектонического поднятия составила всего 2, максимум 3 км. Алтай — типичный пример среднегорного рельефа. Лишь сравнительно ограниченные участки Катунских и Чуйских Белков имеют облик высокогорья — остроконечные гребни, увенчанные ледниковыми цирками. Значительная же часть Алтайских гор в пределах Советского Союза — поросшее лесом среднегорье с размахом высот (от вершин до русла рек) в 1000, максимум 1500 м.

Ряд исследователей, занимавшихся изучением неотектоники Алтая, считает, что там сохранились реликты одной поверхности выравнивания, впоследствии разбитой на блоки, приподнятые и опущенные на разную высоту. Иную точку зрения высказала геоморфолог М. С. Калецкая, выделившая в рельефе Северо-Восточного Алтая три разновозрастных выровненных поверхности. Исследования подтвердили существование на Алтае нескольких ярусов рельефа, ступенчато возвышающихся один над другим.

Наиболее древним и высоко приподнятым является ярус сильно расчлененного рельефа, которому принадлежат приосевые части Катунского, Чуйского и Курайского хребтов, высокогорные районы юго-восточной части Шаншальского хребта и хребтов Южного Алтая на высотах более 3000—3500 м. Морфологически это расчлененные речными долинами и ледниковыми трогами горные края с крутыми остроконечными вершинами, поднимающимися сейчас от 3100—3200 до 4506 м (гора Белуха). Поскольку этот ярус рельефа расположен выше нижней границы современного оледенения, никаких следов древнего рельефа

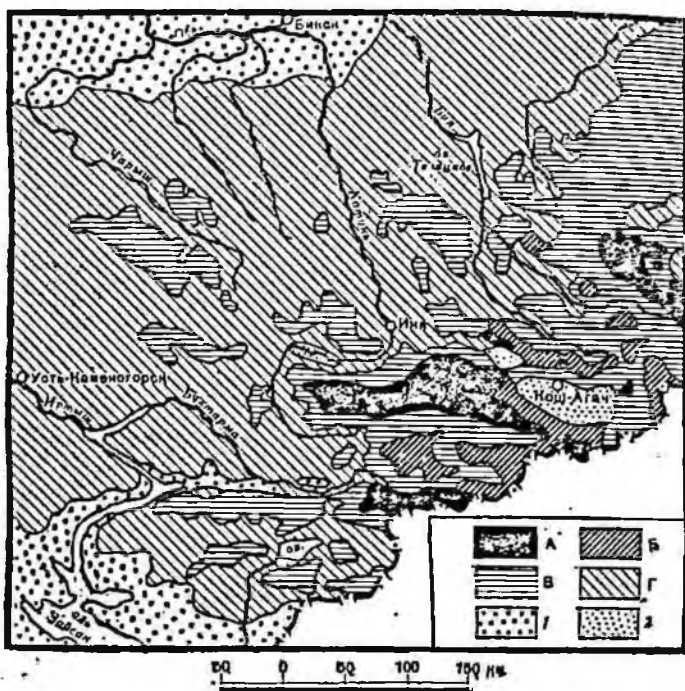


Рис. 10. Схема ярусов рельефа Алтая (по Н. Н. Зарудному и П. А. Резанову)

А — останцы древнего позднемезозойско-палеогенового рельефа, резко возвышающегося над основной пещеплещизированной поверхностью; Б — верхняя ступень олигоцен — миоценовой поверхности выравнивания; В — то же — нижняя ступень; Г — плиоценовая поверхность выравнивания, переходящая в долинах рек в высокие террасы; 1 — подгорные аллювиально-пролювиальные равнины; 2 — межгорные впадины

фа в нем не сохранилось. Как видно из рис. 16, верхний ярус А напоминает крупные останцы, отвечающие в рельефе наиболее высокогорным хребтам. Длительная сохранность такого останцевого рельефа объясняется тем, что там преимущественно развиты прочные павержешные и контактово-паменешные породы.

Ярус Б распространен в бассейнах рек Жасатер и Ак-Алаха между Катунским и Южно-Чуйским хребтами на севере и хребтами Южного Алтая на юге. Кроме того, он окаймляет выходы яруса А в Катунском и Чуйском

хребтах, постепенно погружаясь в сторону Чуйской впадины и слагая ее днище. Наиболее четко ярус *B* выражен к югу от Катунского хребта. Здесь развита серия плоских одновысотных водораздельных гряд, расчлененных сетью балок и понижений, не связанных с современной речной сетью.

∴ Глубина расчленения не превышает 100 м. Формирование этой пенеппенизированной поверхности закончилось в верхнем олигоцене. Ярус *A* сочленяется с ярусом *B* путем уступа, который хорошо сохранился, но в ряде мест эти ярусы отделяются нечетко, что связано с деятельностью рек и ледников.

Следующий, более низкий, ярус *B*, шире двух предыдущих. Если первые два яруса представляют разобщенные высокогорные останцы, то ярус *B* имеет пную конфигурацию в плане. Он врезан в ярус *B*, от которого отделяется четким эрозивным уступом. Конфигурация границы яруса *B* с ярусом *B* свидетельствует о том, что раньше представлял собой широко разработанные речные долины, занимавшие в пределах Горного Алтая большие площади. Речная сеть к югу от Катунского хребта ко времени окончания выработки яруса *B* была иной, чем современная. Формирование выровненной поверхности на ярусе *B* произошло в миоцене.

Ярус *B* характеризуется примерно той же степенью расчленения, что и ярус *B*. Лучше всего он сохранился в истоках рек Тархаты, где ему принадлежит участок плоской долины шириной 5—8 км. В районе Теректинского хребта он представлен серией плоских водораздельных хребтов с амплитудой расчленения около 200 м. Другим районом широкого развития яруса *B* является Джулукская впадина. Здесь к ярусу *B* относится днище котловины и большая часть водораздельных пространств, представляющих собой холмистую поверхность, слабо расчлененную серией неглубоких балок. Ярус *B* включает плоские водоразделы в Айгулакском и Нарымском хребтах и обрамление Катунских Белков.

Ярус *G*, врезанный в ярус *B* и, следовательно, еще более молодой (возраст его датируется второй половиной плиоцена), также занимает значительную площадь, преимущественно вдоль долины современных речных систем Катунь, Бухтарма, Башкауса, Чулышмана. К этому ярусу относится пологохолмистый рельеф Уляганской кот...

ловны с амплитудой расчленения 200—300 м и абсолютными высотами 1800—2100 м. Столь же четко выражен ярус в обрамлении Теректинского хребта, где сохранились плоские водоразделы с величиной расчленения около 100 м. В других районах вершинная поверхность яруса выделяется менее четко. В большинстве районов Рудного Алтая этот уровень становится господствующим. Сейчас он сильно расчленен и только приблизительная одновысотность вершин свидетельствует о былом существовании выровненной поверхности на отметках 500—1000 м.

Для всех ярусов рельефа характерна одна особенность — чрезвычайно слабая дислоцированность их вершинной поверхности, что проявляется в одновысотности ярусов в пределах всего Горного Алтая. Так, наиболее высокая вершинная выровненная поверхность яруса *Б* развита на абсолютных отметках 2800—3200 м, вершинная поверхность вложенного в него яруса *В* — на высоте 2400—2700 м, реликты вершинной поверхности яруса *Г* — на 2100—1800 м.

С приближением к предгорьям Алтая расчлененность рельефа усиливается, и в полосе шириной 60—80 км ярусы рельефа морфологически не выражены. Севернее находится Предалтайская подгорная равнина.

Существование в Алтайских горах реликтов трех разновысотных непеппенизированных поверхностей (верхнеолигоценовой, миоценовой и верхнеплиоценовой) свидетельствует о стадийности поднятия. Южные районы Алтая включились в поднятие еще в доолигоценовое время, а к концу эпохи вокруг возникших хребтов образовалась первая выровненная поверхность. Ее поднятие и расчленение произошло в начале миоцена, а в конце его сформировалась более поздняя поверхность, развитая сейчас на ярусе *В*. Она была приподнята и расчленялась в первую половину плиоцена. В это время в горообразование была вовлечена также и северная часть Алтая, включая Рудный Алтай.

Новая эпоха выравнивания наступила во второй половине плиоцена, а затем началась последняя стадия поднятия, в течение которой был окончательно создан современный горный рельеф Алтая. Одновысотное положение каждой из разновозрастных поверхностей выравнивания свидетельствует о крайне слабой дифференциации дви-

жений. Смещения по молодым разломам не имели широкого распространения, а относительные амплитуды, как правило, не превышали первых десятков, максимум сотен метров. Неотектонические движения были пульсирующими и малодифференцированными. Заметим, что эти особенности неотектоники и рельефообразования свойственны главным образом той части Алтая, которая расположена в пределах СССР. Юго-восточнее и восточнее контрастность неотектоники резко возрастает, и хребет Гобийский Алтай уже мало отличается от хребтов Тянь-Шаня. Усложняется облик горного рельефа и в восточном направлении с переходом в Саяны.

БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

В последние годы пристальное внимание ученых, изучающих Землю (геологов, географов, геофизиков), привлекают так называемые рифтовые области, наиболее типичными примерами которых могут служить Байкальская горная область и зона впадин Восточной Африки. В первом из этих регионов в последние годы был проведен широкий комплекс геологических и геофизических исследований, что позволило значительно продвинуться в понимании глубинных процессов, приводящих к образованию таких структур, но отнюдь не уменьшило число различных мнений.

В строении горного рельефа рифтовых областей обращают на себя внимание две особенности. С одной стороны, это — пологие столообразные плато с практически горизонтальным положением реликтов древних поверхностей выравнивания, с другой — глубочайшие впадины, ограниченные разломами. Рифты удивительным образом сочетают в себе две, казалось бы, совершенно противоположные особенности — обширные пологие нагорья, свойственные всей области в целом, и зоны максимальной контрастности — рифтовые долины, с которыми связаны сильные землетрясения. Интерес к рифтовым областям возрос также и по той причине, что близкие по строению формы рельефа (пологие хребты с рифтовыми долинами) были недавно обнаружены на дне океанов.

Под Байкальской горной областью обычно подразумевается обширное нагорье, тянущееся от озера Байкал до

встоков реки Алдан на 1500 км (рис. 17). Примерно по оси горной страны проходит система четко выраженных в рельефе впадин, расположенных кулисообразно. Наиболее крупная из них — Байкальская. Геофизические исследования показали, что озеро Байкал состоит из трех впадин (Южной, Центральной и Северной), разделенных перемычками. Под острым углом от Байкала отходит Баргузинская впадина. Далее на северо-востоке находятся Верхнеангарская, Муйская, Чарская впадины и ряд более мелких. Их обрамляют наиболее высокие хребты Прибайкалья, вследствие чего контрастность рельефа здесь максимальная.

По обе стороны этой высококонтрастной зоны впадин и хребтов размещены обширные одновысотные нагорья. К северу, в низовьях реки Витима и его левого притока Муп, простираются Патомское и Северо-Байкальское нагорья. Редкие одиночные вершины возвышаются на 1700 м. Еще более обширное нагорье расположено к югу от высококонтрастной зоны. Это — Витимское плоскогорье высотой 1000—1200 м и Яблоновыи хребет, состоящий из системы параллельных друг другу горных гряд той же примерно высоты.

В Прибайкалье сохранились фрагменты двух поверхностей выравнивания. Верхняя из них занимает водораздельные пространства в пределах нагорий. Второй, более низкой, уровень вложен в эту поверхность и имеет облик древней, самой высокой террасы, сильно расчлененной современной гидросетью. Такое двухъярусное строение рельефа наблюдается как в нагорьях, так и в высококонтрастной зоне, где местами сохранился возвышающийся над верхней поверхностью более древний останцовый рельеф.

Впадины байкальского типа нередко ограничены разломами. Однако не следует думать, что впадины во всех случаях представляют собой грабены. Часто глубинные разломы имеются лишь по одной стороне впадины. Так, северо-западный борт Байкальской впадины целиком окаймлен глубинным разломом, известным под именем Обручевского сброса, а на юго-восточном обрамлении этой впадины крупные разломы прослежены лишь местами. На значительных отрезках юго-восточного побережья установлено пологое погружение под уровень озера древнего пещелена, перекрытого толщей континентальных

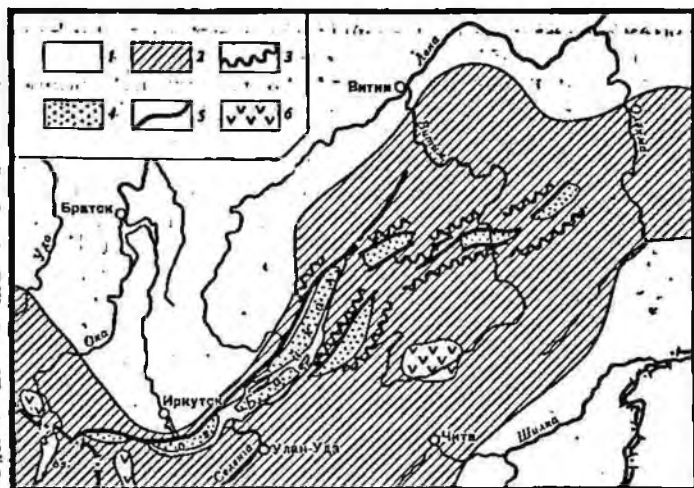


Рис. 17. Прибайкальская горная страна

1 — равнинные или пологохолмистые пространства Сибирской платформы и Забайкалья; 2 — нагорья (рассеченные одновысотные плато); 3 — среднегорные, частью высокогорные хребты вблизи впадин байкальского типа; 4 — впадины байкальского типа; 5 — некоторые наиболее крупные разломы по ограничению этих впадин; 6 — следы молодого вулканизма (после базальтовых лав)

осадков неогенового возраста. Баргузинская впадина ограничена крупным разломом только с северо-западной стороны.

Строение рельефа Прибайкальской горной области иллюстрирует геоморфологический профиль по долине реки Витим (рис. 18). Долина реки сначала проходит через Витимское плоскогорье, затем в районе Муийской впадины река пересекает высококонтрастную зону, а ниже ее течения проходит через Патомское нагорье. Проследивая по долине реки реликты поверхностей выравнивания и террасовых уровней, можно сопоставить эрозионные уровни во всех трех геоструктурных зонах Прибайкалья, а главное выявить соотношения уровней при переходе от одной зоны к другой.

Рассмотрим строение трех различных участков долины Витима: Витимского плоскогорья, контрастной зоны и Патомского нагорья. В пределах Витимского плоскогорья

участки междуречий, примыкающие к долине реки, отличаются выровненностью и одновысотностью, что свидетельствует о принадлежности их к единой поверхности выравнивания. На некоторых участках наблюдались своеобразные поднятия и понижения древней поверхности, соединяющиеся плавными переходами. Это указывает на былой пологий рельеф на древнем пепелене. Реликты поверхности расположены на абсолютных высотах 1300—1400 м. Аналогичную поверхность на Витимском плоскогорье выделил геолог А. С. Ендрихинский. Она срезает нижнемеловые осадки и перекрывается базальтами миоцена — нижнего плиоцена, что позволяет определить ее возраст — от позднего мела до миоцена.

Следующая, более низкая, поверхность уже связана с долиной реки Витим. Она имеет вид широкой террасы, а по периферии впадин занимает значительные пространства. Высота ее по течению реки от 1200 до 1000 м и менее.

Ниже, в долине реки Витим, имеется несколько террас, две из которых сохранившиеся наиболее полно, показаны на рис. 18. Закономерное снижение высот террас к северу свидетельствует об отсутствии и в Витимском плоскогорье сколько-нибудь крупных разнонаправленных движений.

Контрастная зона в месте ее пересечения рекой Витим состоит из Муйской впадины, обрамленной разломами с обеих сторон, и зоны разломов по северному ограничению Нижнекаларского хребта. С приближением к контрастной зоне деформация древних поверхностей выравнивания становится заметной — к северу от устья реки Калар четко фиксируется подъем обеих поверхностей по направлению к оси Нижнекаларского хребта. Вдоль северного склона проходит разлом. Таким образом, Нижнекаларский хребет — это односторонний горст, ограниченный с севера разломом. Другой односторонний горст — Южно-Муйский хребет, на южном склоне которого поверхности выравнивания и высокие террасы еще круче наклонены к югу. Муйская впадина в месте пересечения ее рекой Витимом представляет собой грабен. Дно его местами сложено морщными породами, местами — погруженными ниже уреза воды и перекрытыми осадками. К северу от Муйской впадины дифференциация движений отсутствует. Нижняя поверхность выравнивания, выраженная здесь

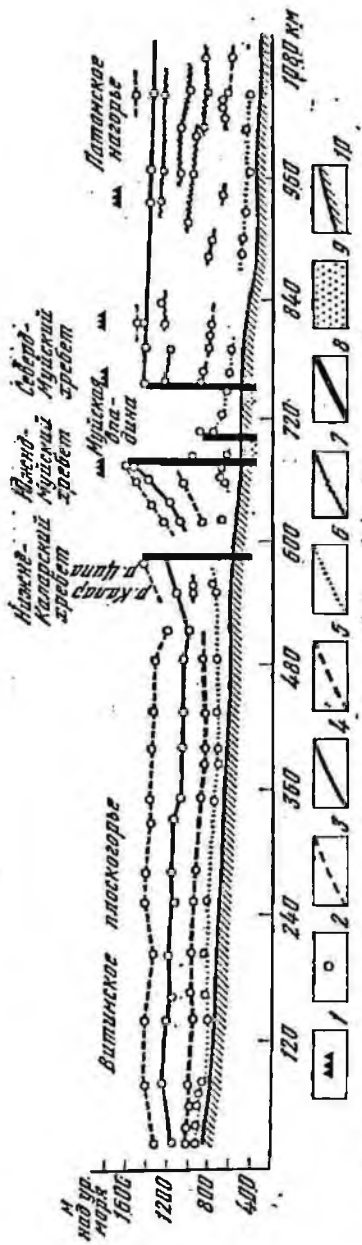


Рис. 18. Продольный профиль по реке Витим

1 — отметки останцовых высокогорий, возвышающихся над уровнем поднимеловой-миоценовой поверхности выравнивания; 2 — сохранившиеся реликты поверхностей или высоких террас; 3 — реконструкция миоценовой поверхности; 4 — то же — плиоценовой; 5 — IV терраса; 6 — III терраса; 7 — отметки промежуточных террас; 8 — разломы; 9 — кайнозойские отложения в русле реки; 10 — коренные породы в русле реки

ва более отчетливо, залегает почти горизонтально на протяжении нескольких сотен километров.

Если сопоставить высоты плиоценовой поверхности выравнивания на Витимском плоскогорье, в районе Муйской впадины и в Патомском нагорье, то выясняется, что Патомское нагорье в целом испытало поднятие примерно на 200—250 м больше, чем Витимское. В контрастной зоне (к югу от Муйской впадины) эта поверхность слабо (500 м на 50 км) наклонена. Таким образом, не считая опускания в зоне грабена, деформации поверхностей выравнивания даже в высококонтрастной зоне были незначительными.

Необходимо напомнить, что в Южно-Муйском и в особенности в Северо-Муйском хребтах существует рельеф, возвышающийся над обоими пенеценозированными поверхностями. Наблюдения показали, что высокогорные части в этих хребтах представляют останцы более древнего рельефа, ранее поднимавшегося над верхней (мiocеновой) пенеценозированной поверхностью.

Формирование горного рельефа в зоне Муйской впадины можно представить в такой последовательности. После возникновения глубинных разломов вблизи них начались движения разного знака. В Муйской впадине происходило опускание, а по его периферии, наоборот, некоторое поднятие — возникли односторонние горсты, ограниченные с одной стороны впадины разломами, а с другой — наклонной поверхностью, падающей по направлению от впадины (рис. 19). Затем наступила эпоха выравнивания и сформировалась верхняя мiocеновая поверхность. На рубеже мiocена и плиоцена произошло общее поднятие всей территории Байкальского нагорья на 200—250 м, а затем наступила эпоха выравнивания, когда сформировалась нижняя (плиоценовая) поверхность. Во вторую половину плиоцена интенсивность движений вновь усилилась. Наряду с общим поднятием эти движения выразились в опускании ограниченного разломами Муйского грабена и образовании слабонаклонных односторонних горстов Южно-Муйского и Нижнекаларского хребтов, что в конечном счете привело к возникновению современного рельефа.

Как и во многих других участках, зона рифта построена асимметрично — к северу от Муйской впадины нет поднятия, аналогичного Южно-Муйскому, и рифтовая

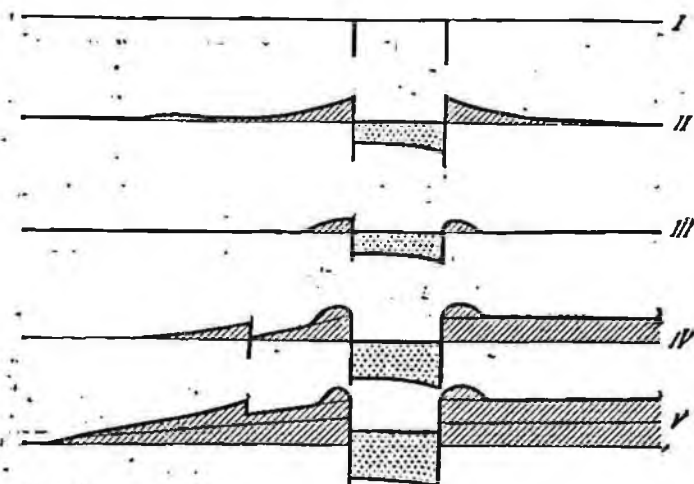


Рис. 19. Последовательность формирования рельефа в рифтовой зоне (Муйская впадина)

I — возникновение глубинных разломов; II — начало формирования грабена, сопровождавшееся поднятиями прилежащих к нему участков; III — пепеленизация, на месте поднятий сохранились останцовые горы; IV — деформация миоценовой и плиоценовой поверхностей выравнивания и новое погружение грабена; V — современное строение рельефа

структура здесь по разлому сочленяется с недифференцированным поднятием Патомского нагорья.

Самой Байкальской впадине и ее горному обрамлению присущи те же особенности рельефа, что и в зоне Муйской впадины, только Байкальская впадина шире и глубже. В примыкающих к Байкальской впадине хребтах древние поверхности не деформированы или же очень полого наклонены. Если участок впадины ограничен разломом, то поверхность чаще наклонена в сторону от впадины. Если разлома нет, то наклон — к впадине. Местами в хребтах, обрамляющих впадину, сохранились фрагменты рельефа, возвышающегося над верхней пепеленизированной поверхностью.

Но Байкальская впадина отличается от других рифтовых структур Прибайкалья огромной глубиной. Днище ее, сложенное коренными породами, находится на 5—7 км ниже уровня океана. Следовательно, Байкальская впади-

на образовава в основном движениями, направленными вниз, в глубь Земли. Абсолютная величина ее опускания оказалась больше, чем, например, у впадин Тянь-Шаня (Иссык-Кульской).

ПЛОСКОГОРЬЯ И ГРАБЕНЫ ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Характерной чертой горного рельефа Восточной Африки является контрастное сочетание плоскогорий и узких, огражденных разломами грабенов. К системам таких разломов нередко приурочены вулканические конусы, иногда достигающие гигантских размеров, например покрытый снегом вулкан Килиманджаро высотой 6010 м.

В строении рельефа Восточной Африки в еще большей степени, чем в других горных странах, играют роль денудационные поверхности выравнивания. Согласно распространенному взгляду, впервые сформулированному известным английским геоморфологом Л. Кингом, денудационные поверхности гор Восточной Африки представляют собой педиплены (уровни подножий). Возникновение каждого нового (более низкого) уровня он объяснял действием процесса боковой эрозии. В результате отступания склона верхняя поверхность разрушается, а вместо нее на более низком уровне формируется молодая педиплен.

Самая древняя, гондванская по Л. Кингу, денудационная поверхность предположительно относится к юрскому периоду. Ее реликты сохранились на устойчивых к размыванию горных породах, возвышающихся на 1—2 км над более молодыми уровнями. Широко сохранились остатки постгондванской (позднемеловой) поверхности. Она находится на разных стадиях разрушения — начиная от протяженных плато до отдельных холмов. Эта поверхность часто развита на высоких участках и «плечах» рифтовых впадин.

Наиболее широко распространена африканская (предмиоценовая) поверхность. Она местами перекрыта позднемiocеновыми лавами, абсолютный возраст которых 13—18 млн. лет. Вследствие разной интенсивности поднятий эта поверхность сейчас деформирована. Ниже ее известно еще несколько эрозионно-денудационных уровней верхнетретичного и раннечетвертичного возраста — поверхности водопада Виктория, Конго и др. (рис. 20).

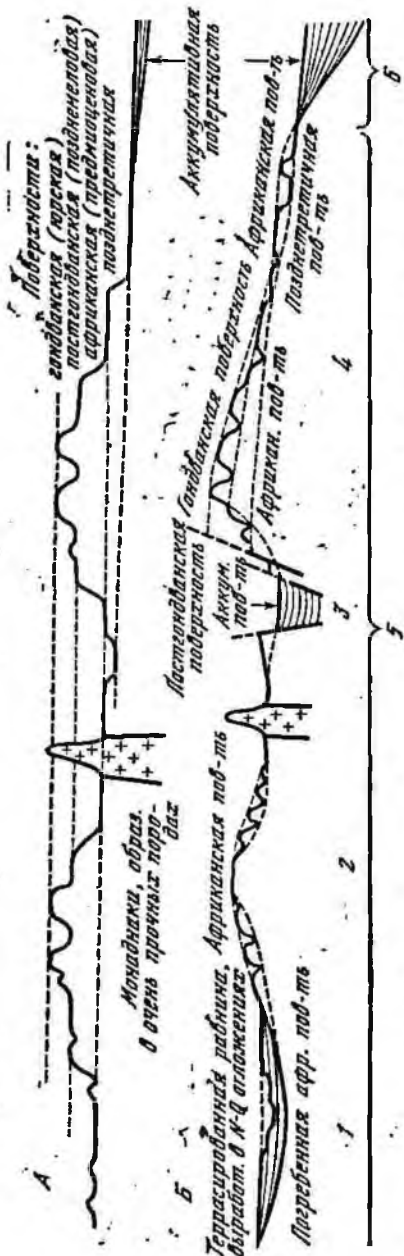


Рис. 20. Принципиальные схемы соотношения разновозрастных поверхностей в Восточной Африке (по Е. Б. Милановскому)

А — без учета дифференцированных вертикальных тектонических движений; Б — с учетом дифференцированных движений в мезозое и кайнозое. Зоны: 1 — новейшего опускания, прекратившегося в антропогене; 2 — поднятия, начавшегося в неогене; 3 — новейшего и современного опускания; 4 — поднятия, начавшегося в мезозое и прекратившегося в течение кайнозоя. Области: 5 — общего дифференцированного поднятия в течение кайнозоя; 6 — общего опускания

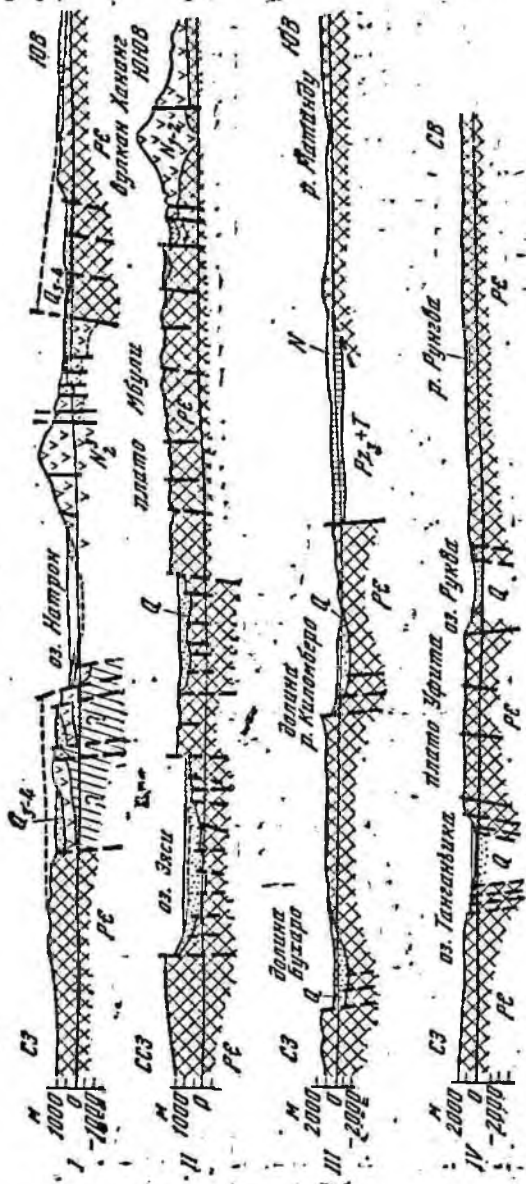


Рис. 21. Геологические профили через рифтовые зоны Восточной Африки (по А. В. Горячеву)

I, II — через южную часть Кенийской рифтовой зоны; III — через зону Рваха-Киломберо; IV — Южно-Танганьикский грабен и грабен Рукава, Профили I—III даны в более крупном масштабе, чем IV.

- В процессе горообразования соотношение уровней может измениться. С приближением к впадине уровни сближаются. В пределах самой впадины древние уровни часто погребены и расположены ниже, чем более молодые. Геологические профили на рис. 21 передают характер современной структуры. В результате слабого изогнутая, а главным образом вследствие смещения по разломам, выровненные поверхности оказались смещенными на разную высоту, создав ступенчатый рельеф гор Восточной Африки.

Мы рассмотрели горные области Афро-Азиатского горного пояса. Прибайкалье и Восточная Африка расположены в пределах древних платформ, здесь горный рельеф сочетается с глубочайшими межгорными впадинами. Ещё две области возникли на месте палеозойских складчатых сооружений. Одна (Тянь-Шань) характеризуется резко контрастными неотектоническими движениями, другая (Алтай) образует на территории Советского Союза пологий свод.

По абсолютным высотам, размерам, контрастности сочленения хребтов и впадин отдельные участки Афро-Азиатского пояса сильно разнятся между собой. Ни в одном горном поясе мы не встречаем такого равнообразия форм рельефа, как в Афро-Азиатском. Причина этого, по-видимому, в том, что рассматриваемый пояс наложился на геологические структуры самого различного возраста и происхождения.

Афро-Азиатский пояс, в особенности азиатская его часть (от Памира до Станового хребта), характеризуется чрезвычайно высокой сейсмичностью. На этом участке пояса неоднократно случались сильные землетрясения (Северо-Тяньшаньское в 1911 г. или Монголо-Алтайское в 1957 г. относятся к числу сильнейших на континентах).

ЗАКОМОЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНОГО РЕЛЬЕФА

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

В основе строения каждого хребта или горной страны лежат приподнятые на определенную высоту древние поверхности выравнивания, в той или иной степени наклоненные и расчлененные. Число их в разных горных странах различно. Так, например, в Копетдаге, не считая подгорной равнины, намечается три таких уровня, из которых максимально развит средний (Копетдагская поверхность). В горных областях Прибайкалья, Северо-Восточной и Юго-Восточной Азии, не считая единичных фрагментов самого высокого яруса рельефа, развито два региональных уровня, из которых более низкий сохранился довольно хорошо. На Алтае картина несколько иная — ярусность рельефа выражена значительно хуже; преобладает основная олигоцен-миоценовая поверхность; более низкие эрозионные ступени рельефа располагаются преимущественно по периферии этой горной страны. На Тянь-Шане распространена лишь одна поверхность выравнивания. И только на периклиналиальных окончаниях хребтов, где суммарные высоты значительно меньше, проявляются миоцен-плиоценовые и четвертичные уровни.

Оказывается, что число поверхностей выравнивания, их сохранность и распространение зависят от общей амплитуды неотектонического поднятия (табл. 2). Это объясняется следующим. Возникновение поверхности выравнивания (ярусности рельефа) является следствием неравномерности неотектонического поднятия. Образование каждой следующей поверхности выравнивания связано с очередной остановкой в поднятии или с его относительным замедлением. В областях слабого горообразования такая остановка длилась дольше и там лучше формировалась поверхность выравнивания. В условиях интенсивного воздымания Тянь-Шаня некоторого его замедления оказалось недостаточно для формирования более молодой поверхности выравнивания.

Возникает вопрос, совпадают ли эпохи выравнивания и эпохи усиленного горообразования по времени во всех горных областях? Надежность выводов зависит в первую

Таблица 2

Характеристика неотектонических движений в некоторых горных странах

Регион	Величина прогиба, м	Величина поднятия, м	Число по-верхностей выравнивания и их со-временность	Степень де-формации по-верхности выравнивания	Отношение площади поднятия к площади понижения	Отношение объема поднятия к объему понижения	Молодые разломы и их амплитуда	Сейс-миче-ская активность, баллы
Тянь-Шань	1000—4000	3000—5000	1	Большая (5—10° и бо-лее)	Площадь примерно равна	$\frac{1}{10}$	Части (до 1000 м и бо-лее)	9—10
Алтай	20—200	1000—3000	2 (верхняя преоблада-ет)	Очень сла-бая (1—2°)	Поднятия резко преоб-ладают	$\frac{1}{50}$	Относитель-но редки (100—500 м)	6—7
Северо-Восток СССР	100—500	1000—2000	2 (нижняя преоблада-ет)	Почти нет	Впадины поч-ти нет	$\frac{1}{200}$	Только в отдельных зонах (100—500 м)	6—7
Север Индоки-тайского П-ва	200—500—2000	500—1500	3 (нижняя преоблада-ет)	Очень сла-бая	Поднятия резко преоб-ладают	$\frac{1}{50}$	Только в отдельных зонах	7—8
Копен-даг		500—2000	3 (средняя преоблада-ет)	Слабая (1—3°)	Площадь примерно равна	$\frac{1}{2}$	То же	7—9

очередь — от точности стратиграфических сопоставлений осадков во впадинах. В последние годы сделаны значительные успехи в этой области, и сейчас можно считать, что основные этапы выравнивания в различных горных странах происходили одновременно. В пределах Средиземноморско-Гималайского, Афро-Азиатского и Северо-Тихоокеанского поясов миоценовая эпоха, в особенности ее середина, — это эпоха выравнивания, когда накапливались преимущественно тонкообломочные отложения, формировалась кора выветривания. В Средиземноморье в это время произошли морские трансгрессии, вызвавшие поднятие базиса эрозии и тем самым способствовавшие замедлению эрозионных процессов.

В конце миоцена и начале плиоцена усиливаются горообразовательные процессы, расчленяются возникшие поднятия и вдоль их подножий накапливаются мощные толщи грубообломочных отложений. С середины плиоцена наступает почти повсеместная остановка в поднятии, во время которой значительно выравниваются или же образуются вновь широкие межгорные и внутригорные долины. В самом конце плиоцена и в начале четвертичного периода интенсивность горообразовательных движений опять усиливается.

Таким образом, число поверхностей выравнивания и их сохранность определяются в первую очередь интенсивностью горообразовательных движений. Именно поэтому в местах, где неотектонические движения были совсем слабыми, например в пределах Восточно-Европейской или Сибирской платформ, остались и более древние — меловые и палеогеновые — пещелены, которые в горных областях практически полностью уничтожены.

Среднемиоценовый и верхнеплиоценовый уровни в горных областях — это основные реперы глобального масштаба. Картирование их позволяет, хотя бы в самом грубом виде, произвести «стратификацию» форм рельефа. Дальнейшее геоморфологическое исследование детализируют эту схему и, может быть, обнаружат какие-то различия во времени формирования той или иной горной страны.

Горообразовательные движения, приведшие к формированию высокогорного рельефа, существенно различаются по своей контрастности. В одних случаях происходит единое крупное поднятие наподобие Памира или Тибета, в других — многократное чередование хребтов и глубоких впадин.

Одним из наиболее часто используемых способов оценки контрастности движений является вычисление средних (в максимальных) градиентов тектонических движений, т. е. наклона поверхности выравнивания при переходе от поднятия к прогибу. Градиенты измеряются или в углах, или в метрах на километр профиля. Как видно из табл. 3, в горных областях при одной и той же высоте максимальные градиенты наклона мезоценовой поверхности выравнивания достигают 350 на километр профиля.

Но градиент не всегда является объективным критерием при сравнении каких-либо тектонических областей. Отдельные его значения часто превышают среднее. Точнее вскрывает различия в контрастности тектонических областей величина их общей контрастности. Она вычисляется путем определения суммарной контрастности по профилю, пересекающему вкрест простиранию всю исследуемую тектоническую область, по формуле

$$K_0 = \frac{(h_1 + h_2 + h_3 + \dots) 5}{lt}$$

где K_0 — общая контрастность за 10 млн. лет; h_1, h_2, h_3 — вертикальные расстояния в километрах между наивысшей точкой поднятия и наиболее глубокой точкой прогиба по линии профиля, измеренные для каждого крыла поднятия; l — длина профиля; t — интервал времени, за которое произошли движения.

Сравнение величин общей контрастности ряда горных областей показывает, что, например, вся горная область Северо-Востока СССР характеризуется контрастностью 0,003, т. е. оказывается минимум в 3 раза меньше, чем на Алтае, в 6—7 раз меньше, чем на Кавказе и Тянь-Шане, но в 3 раза больше, чем в пределах мелкосопочника Центрального Казахстана.

Значительно нагляднее сравнение контрастности отдельных неотектонических зон Северо-Востока СССР.

Таблица 3

Максимальные градиенты и контрастность новейших тектонических движений в горных областях

Горные области	Максимальные градиенты, м/км	Максимальная контрастность за 10 млн. лет	Средняя контрастность за 10 млн. лет
Северо-Восток СССР			
Хребет Черского, Момские впадины	60	0,04	0,01
Верхоянский хребет	20	0,02	0,005
Северное Приохотье	60	0,04	0,01
Корякское нагорье	100	0,1	0,01
Верховья Яны, Индигирки, Колымы, Омолона	20	0,015	0,002
Центральный Казахстан	10	0,01	0,001
Алтай	75	0,04	0,01
Тянь-Шань	300	0,15	0,02
Копетдаг	250	0,12	—
Кавказ	350	0,18	0,02

Хребет Черского, Момские впадины, а также Северное Приохотье близки по средней контрастности к Алтаю и более чем вдвое уступают Кавказу и Тянь-Шаню. Корякское нагорье характеризуется за равный промежуток времени в 2 раза меньшей контрастностью, чем Кавказ и области Северо-Востока СССР (бассейны верхнего течения рек Яны, Индигирки, Колымы и Омолона обладают контрастностью движений почти столь же низкой, как и Центральный Казахстан).

Пониженная (или повышенная) контрастность новейших движений той или иной горной области проявилась и в некоторых других особенностях. Имеются в виду крайне ограниченная роль впадин в пределах горной области, очень малые их глубины и вследствие этого малые объемы осадков, накопившихся во впадинах. Контрастность выражается также и в роли разломов в формировании рельефа — в странах с низкой контрастностью роль разломов небольшая.

Картирование поверхностей выравнивания и определение их геологического возраста позволило установить еще одну интересную особенность. Оказалось, что с течением времени скорость образования гор возрастает. Разница в высотах между среднепалеоценовой и верхнеплиоценовой поверхностями выравнивания в большинстве горных стран составляет лишь несколько сотен метров, максимум километр, хотя они различаются по возрасту на 10—15 млн. лет. Верхнеплиоценовая же поверхность нередко приподнята над уровнем аккумуляции на несколько тысяч метров, однако в этом случае интервал времени всего 2—4 млн. лет. Таким образом, начиная с верхнего плиоцена скорость поднятия увеличилась более чем в 10 раз по сравнению с миоценом и первой половиной плиоцена. Анализ высотного положения и возраста речных террас свидетельствует, что в четвертичном периоде, т. е. в последний миллион лет геологической истории, интенсивность поднятий еще более возросла (не менее чем в 10 раз).

С увеличением скорости образования гор связан также размер обломков пород, выносимых реками в предгорья. В настоящее время он максимален. С глубиной геологического разреза обломочный материал становится мельче. Наконец, инструментальные измерения, например повторные нивелировки, наклономерные измерения и т. п., показывают, что амплитуды современных тектонических движений выше, чем в недавнем геологическом прошлом.

Высокая современная тектоническая активность Земли свидетельствует, что глубинные процессы достигли максимальной интенсивности. Изучение этих активно проявляющих себя глубинных аномалий и должно привести к объяснению процесса горообразования.

ГОРООБРАЗОВАНИЕ И ПРЕДШЕСТВУЮЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

Горообразование обычно рассматривается как конечная, заключительная, стадия длительного геосинклинального развития. Так, например, формирование горного рельефа (орогенез) в Средиземноморском складчатом поясе счи-

тается непосредственным продолжением альпийского геосинклинального этапа развития, длившегося весь мезозой и завершившегося образованием гор в палеоген-четвертичное время. Под термином «новейшая активизация» подразумевается образование гор там, где перед этим не было геосинклиналей.

Альпийский орогенез и новейшая активизация обычно рассматривались как два различных явления. Однако в последние годы все большее число исследователей склоняется к точке зрения, что орогенез в новообразованных горных поясах (Афро-Азиатском) и в поясах, возникших на месте геосинклиналей (Средиземноморском), имеет единую природу. В этом убеждает одинаковое соотношение между доорогенным и орогенным структурными планами в Средиземноморском и Афро-Азиатском поясах. И в том, и в другом хребты формируются на тех местах, где ранее были глубокие геосинклинальные прогибы, а впадины — на месте срединных массивов.

О независимости орогенеза от предшествующего геосинклинального развития в Средиземноморско-Гималайском горном поясе наглядно свидетельствует сопоставление его северо-западной (средиземноморской) и юго-восточной (гималайской) частей. Результаты новейших геологических исследований в Гималаях позволили геологам Д. П. Резвому и Б. А. Петрушевскому сформулировать вывод о том, что в доорогенное время Гималаи не входили в состав Средиземноморского геосинклинального пояса, а представляли в палеозое и мезозое платформенную область. Северо-западная его часть возникла на месте длительно развивающейся геосинклинали, а юго-восточная — на месте территории с платформенным режимом. В западной части пояса, где горообразованию предшествовал геосинклинальный тип развития, в орогенный этап совместно действовали два независимых процесса — геосинклинальный (продолжающийся с более ранних времен) и новообразованный (орогенный).

Восстанавливая историю геотектонического развития того или иного участка Средиземноморско-Гималайского пояса, можно проследить и разграничить структуры тектонические, являющиеся продолжением геосинклинального типа развития, и орогенные.

В орогенный этап продолжали развиваться геосинклинальные тропы, заложившиеся еще в начале альпий-

ского этапа или даже в начале герцинского. К их числу относится, например, прогиб в районе Апшеронского полуострова. Но в орогенный этап начались процессы, ранее не происходившие, — опускание средних массивов и интенсивное образование гор в местах накопления мощных геосинклинальных толщ. Формирование всех четырех орогенных поясов связано с предшествовавшим геосинклинальным процессом.

Возникновение горного пояса есть следствие своеобразной активизации земной коры. Поскольку в коре существуют возникшие ранее структуры, они проявляются при активизации и наблюдается унаследованное положение гор от древних рифейского, палеозойского, мезозойского структурных планов.

Сказанное выше основывалось на изучении современных горных поясов. Возникает вопрос: а существовали ли такие же планетарные пояса активизации в более древние времена? Недавно геологи Ю. Г. Леонов и

О. А. Мазарович провели подробный анализ девонских осадков Евразии и других континентов. Оказалось, что в то время на земном шаре существовал планетарный горный пояс длиной 23 500 км и шириной 3 тыс. км (рис. 22). В пределах его почти повсеместно были распространены красноцветные грубообломочные отложения (молассы), свидетельствовавшие о наличии высокогорного рельефа. Ю. Г. Леонов и О. А. Мазарович обратили внимание, что

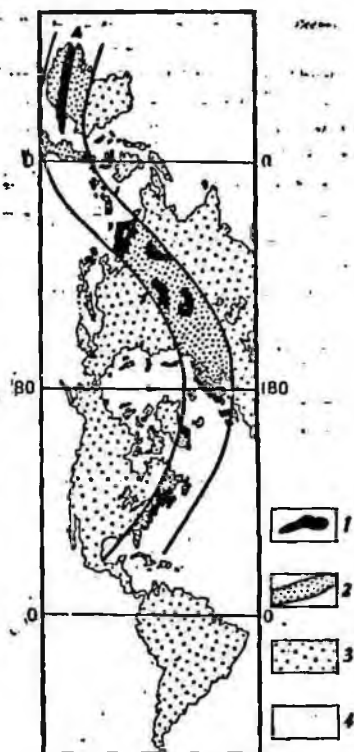


Рис. 22. Местоположение горного пояса на Земле в девонском периоде (по О. А. Мазаровичу)

1 — области каледонской складчатости; 2 — их вероятное распространение; 3 — суша; 4 — океаны и моря

во многих случаях эти молассы отделены от подстилающих складчатых комплексов длительным перерывом в осадконакоплении, местами до 100 млн. лет, что свидетельствует об отсутствии преемственности в их развитии. По своим огромным размерам и почти прямолинейному положению на планете девонский орогенный пояс очень близок современным горным поясам, в особенности Афро-Азиатскому.

Одной из интереснейших особенностей неотектонических движений, создающих горный рельеф, является их унаследованность от более древних структур, развитие которых иногда заканчивалось за сотни миллионов и даже миллиарды лет до горообразовательных движений. Выяснение характера и степени такой унаследованности проливает свет на природу неотектонических движений и дает ученому ключ к решению проблемы горообразования. Рассмотрим эту интересную особенность неотектонических движений в каждом из горных поясов.

Общезвестно, что в пределах Средиземноморского складчатого пояса, геосинклинальное развитие которого продолжалось в течение герцинского и альпийского этапов, горный рельеф наследует план более ранних структур. Кавказский хребет возник на месте поднятия, существовавшего сотни миллионов лет, и может рассматриваться как структура унаследованная. Заметим только, что современный Большой Кавказ шире, чем бывшее на его месте поднятие. Во вторую половину альпийского цикла, особенно в неоген-четвертичное время, эта структура значительно расширилась, вследствие чего в поднятие были втянуты краевые части ранее обрамлявших его геосинклинальных прогибов или же весь прогиб целиком. Так, почти весь прогиб южного склона Большого Кавказа, являвшийся в свое время главной осью Кавказской геосинклинали, в настоящее время приподнят и входит в состав единого горного хребта. Вместе с древним антиклинорием также втянут в поднятие и палеозойский прогиб Передового хребта. Большой Кавказ состоит из значительного числа разных по своей истории геосинклинальных структур. Центральная часть — это длительно существовавшее поднятие (с середины палеозоя), фланги, вовлеченные в поднятие, — прежние геосинклинальные прогибы. Подчеркнем, что за незначительными частными исключениями простирание неотектонической

структуры Кавказа совпадает с простираем герцинско-альпийской геосинклинали.

Примерно такое же соотношение с древним пландом имеют и другие хребты Средиземноморского складчатого пояса. Крупная горная страна — Туркмено-Хорасанские горы, в северной части которой находится Копетдаг, также представляет разнородное образование. В южной (зарубежной) части Туркмено-Хорасанских гор, где расположен хребет Аладаг, ранее длительно существовало устойчивое поднятие; севернее, на месте Копетдага в юрском и меловом периодах господствовала область прогибаний. Сейчас древнее поднятие и обрамляющее его с севера прогибы — единая горная страна.

Карпатская дуга в своей южной части — это древнейшее поднятие, а ее продолжение — Западные Карпаты сформировались как горный массив на месте мелового и палеогенового прогибов. Динариды возникли на месте мезозойского прогиба.

Горные хребты Средиземноморского пояса наследуют простирания бывших на их месте геосинклиналей. Хребет обычно образуется частью на месте ранее существовавшего поднятия, частью на месте граничавшего с ними геосинклинального прогиба. Выказанное около 100 лет назад известное заключение американского геолога Дена о том, что горы возникают на месте геосинклинальных прогибов, остается в значительной степени справедливым и в настоящее время.

Обратимся к отрицательным структурам — межгорным впадинам и внутренним морям, разделяющим хребты в Средиземноморском горном поясе. Анализ его геологической истории показывает, что межгорные впадины бывают двух типов. Некоторые из них (меньшинство) — это геосинклинальные прогибы, которые и в орогенный этап развития пояса продолжали испытывать прогибания. К их числу относятся большинство так называемых краевых (передовых) прогибов — Предкопетдагский, Терско-Каспийский, Индоло-Кубанский, Предкарпатский. Проведенные в последние годы сейсмические исследования показали, что, вопреки ранее существовавшему мнению, эти прогибы не «наложены» на платформенное основание, а являются длительно развивающимися структурами, по крайней мере, с начала альпийского этапа (с начала мезозоя).

Межгорные впадины в Средиземноморском поясе имеют плую природу. Многие из них возникли на месте срединных массивов, которые ранее (в палеозое и мезозое) были областями поднятия и размыта. Такковы Паннонская впадина, расположенная внутри Карпатской горной дуги, впадина на месте Эгейского моря, глубоководная Тирренская и др.

Если сравнить направленность тектонического развития в Средиземноморском поясе до эпохи горообразования и во время ее, то видно, что ряд геологических структур продолжает унаследованно развиваться и в орогенный этап. Такковы некоторые геосинклинальные прогибы — Южно-Кавказско-Прибалханский и большинство предгорных прогибов; из положительных (антиклинальных) структур следует назвать антиклинории — хребты Альп, Большого Кавказа, Восточных Карпат и т. д. С другой стороны, в орогенный этап отчетливо проявились себя и новообразования — область поднятий резко расширилась за счет прилежащих палеозойских и мезозойских прогибов, а на месте ранее длительно приподнятых срединных массивов возникли впадины. Это вызвано тем, что в пределах Средиземноморского пояса в течение палеозоя и мезозоя продолжалось развитие геосинклиналей, на которое наложился второй, в значительной степени независимый, процесс — орогенез. Чтобы выявить его, обратимся к Афро-Азиатскому горному поясу, где перед орогенезом не было геосинклинального развития.

На рис. 23 изображена палеотектоническая обстановка в Северном Тянь-Шане в верхнем рифее — нижнем палеозое, т. е. в тот отрезок времени, когда этот район переживал геосинклинальный период развития. Если сравнить этот рисунок со схемой орографии или неотектоники Северного Тянь-Шаня, то нетрудно увидеть, что верхнерифейским, раннепалеозойским прогибам соответствуют современные хребты Тянь-Шаня, а разделяющему их поднятию (срединному массиву) — современная впадина озера Иссык-Куль. Оказывается, что расположение крупных хребтов и межгорных впадин Тянь-Шаня определяется древней историей этой области, несмотря на то, что горообразованию предшествовал длительный период (верхний палеозой и мезозой), когда территория переживала платформенный период развития.

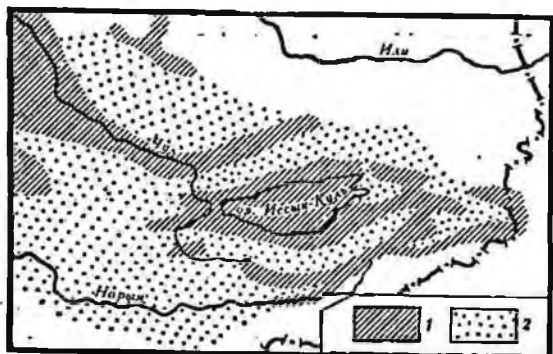


Рис. 23. Прогобы и поднятия на Северном Тянь-Шане в палеозое

1 — поднятия; 2 — прогибы

На Тянь-Шане, как и в Средиземноморском горном поясе, горы возникли на месте рифейских и палеозойских прогибов, а впадина — на месте поднятий того же возраста.

Обратимся теперь к участкам, где Афро-Азиатский горный пояс наложился на древнюю платформу (Африка, Восточная Сибирь). Неотектонические структуры здесь также четко унаследованы от древних структурных планов. В пределах позднеархейских-протерозойских поясов рифтовые впадины образуются там, где существовали небольшие срединные массивы или зоны более ранней стабилизации, чем сам складчатый пояс, в который они включены. Особенно хорошо это видно на примере Байкальской рифтовой зоны. Наиболее крупная из всех рифтовых структур Восточной Сибири — Байкальская впадина — возникла на месте архей-раннепротерозойского срединного массива, окруженного байкалидами. Эта особенность структурного положения Байкальской впадины была подчеркнута Иркутским геофизиком И. И. Вайманом. Он обратил внимание на то, что и меньшие по размерам Мульская и Чарская впадины также расположены в пределах массивов древнейших пород.

В Северо-Тихоокеанском горном поясе в мезозойских складчатых сооружениях образованию гор предшествовал период платформенного развития, но относительно непродолжительный (верхний мел-палеоген).

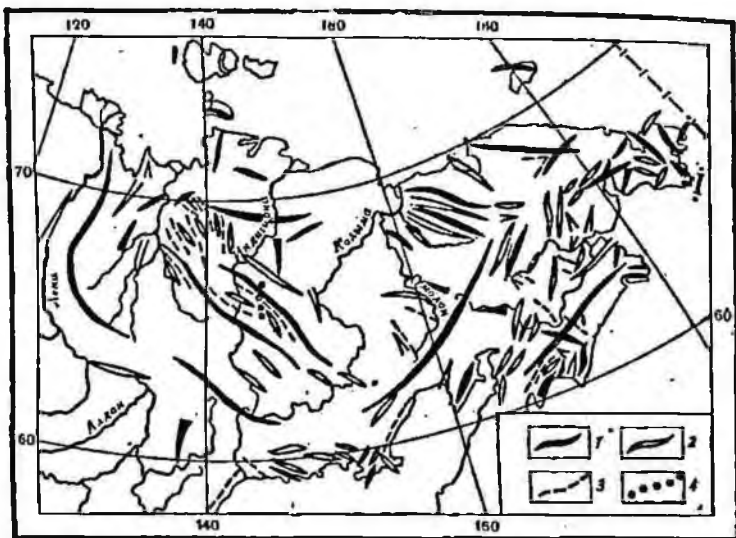


Рис. 24. Направления хребтов и впадин Северо-Восточной Азии
1 — хребты; 2 — впадины; 3 — разломы; 4 — поперечные поднятия

Новейшим структурам Северо-Восточной Азии свойственны самые разнообразные простирания (рис. 24). Если в отдельных районах, таких как Верхоянье или хребт Черского, новейшие структуры располагаются параллельными пучками, то на большей части территории, в особенности в восточной ее половине, наблюдается взаимное пересечение новейших структур северо-восточного и юго-западного направлений.

Рассмотрим сначала случай, когда новейшие структуры унаследованы от мезозойских. Таких примеров немного. Это — поднятие Верхоянского хребта, совпадающее с одноименной антиклинальной структурой. Илинь-Тасскому антиклинорию и Момскому прогибу в новейшей структуре соответствуют поднятие и система впадин.

Чаще структуры мезозойского возраста не находят отражения в новейшем плане. Обширная и сложнопостроенная зона между Верхояньем и хребтом Черского в новейшее время представляет огромное, но не дифференцированное поднятие. Охотский средний массив, отличавшийся по развитию от окружающих его регионов в

рифее, палеозое и мезозое, втянут в поднятие в той же степени, что и обрамляющие его мезозойские прогибы. Нет разницы в размахе и контрастности новейших движений Верхояно-Колымской геосинклинальной области и Омолонского срединного массива.

Северо-Восток СССР обладает особенностью новейшей тектоники, которая в столь четкой форме не проявилась; пожалуй, ни в одной другой горной области. Имеется в виду отражение в рельефе древнейших (рифейских и палеозойских) структур, не выраженных или очень слабо выраженных в мезозое. Наиболее ярким примером подобного рода структур может служить контрастная зона хребтов Илинь-Тас, Черского и Момских впадин. В своей центральной части она унаследованно развивается с мезозоя. На юго-восточном ее конце новейшие структуры несогласно накладываются на мезозойский структурный план — Тасканская и Сеймчано-Буяндипская впадины идут поперек простирания Иньял-Дебинского синклинория, огибающего Колымский массив. На северо-западном окончании этой зоны новейшие хребты и впадины ложатся поперек мезозойских и палеозойских структур. Отражением очень древних структур, не находящихся выражения в мезозойском структурном плане, является вытянутое в юго-восточном направлении новейшее поднятие хребта Сунгар-Хаята. Контрастная зона Северного Припохотья, располагающегося на южной окраине мелового Охотско-Чаунского вулканогенного пояса, в общем следует очертаниям пояса, однако целый ряд крупных новейших складок имеет несвойственные поясу юго-восточные простирания.

Древнейшие поперечные простирания сохранились и в новейших структурах Корякской складчатой зоны. Они проникают далеко на юго-запад, в пределы мелового вулканогенного пояса и дальше.

Пересечение новейших структур наблюдается и в Индигиро-Колымской впадине: субмеридиональные простирания Алазейского поднятия сменяются севернее субширотными поднятиями хребтов Полоусного и Улахан-Сис, а еще севернее — меридионально ориентированной полосой новейших поднятий, продолжающейся к Ляховским островам.

Участки пересечения новейших структур разных направлений проявляют себя по-разному. В некоторых слу-

чаях в месте пересечения возникают крупные изометричные своды (Центрально-Корякский), которые лишь на крыльях переходят в линейные складки двух направлений. В другом случае поперечная новейшей структуре складчатая зона оказывается рассеченной молодыми разломами на серию горстов и грабенов, как клавиши опущенных и поднятых один относительно другого (Селеннях-Уяндинское междуречье). Нередко само пересечение выражено слабо, виден лишь дугообразный в плане изгиб новейшей складки, окончания которой параллельны каждому из двух направлений пересечения. Такие «оггибающие» синклинали и антиклинали наиболее характерны для тупых углов пересекающихся структур.

В мезозойских складчатых областях Северо-Тихоокеанского горного пояса наблюдаются те же соотношения между древними геосинклинальными и орогенными структурами, что и в двух ранее рассмотренных поясах. Новейший структурный план связан с предшествующим ему мезозойским, несмотря на то, что их разделял период платформенного развития. Ряд хребтов пространственно совпадает с более древними раннепалеозойскими или даже с рифейскими структурами.

Обратимся к юго-восточному ограничению Верхоянско-Колымской горной области. Здесь граница гор совпадает с Нельканским разломом, разделяющим Сибирскую платформу и рифейско-палеозойский прогиб Южного Верхоянья. В поднятие оказалась вовлеченной не только территория, сложенная породами верхоянского комплекса, но и зона рифейско-палеозойского прогиба. Значительная часть Индигро-Колымской впадины возникла на месте древнего (допалеозойского) Колымского срединного массива.

Итак, во всех рассмотренных горных поясах расположение неотектонических структур (хребтов и межгорных впадин) определенным образом связано со структурным планом, формировавшимся много сотен миллионов лет. Такая зависимость неотектонических движений от древней истории служит ключом для объяснения причин образования гор.

Земная кора формировалась в ходе геологического развития. Протекавший в ней геосинклинальный процесс приводил к существенным изменениям в структуре коры — в прогибах накапливались мощнейшие толщи

осадков, на поднятиях шел размыт и приближен к земной поверхности глубинных пород. Состав коры оказался разным под геосинклинальными прогибами и под поднятиями (срединными массивами). И эти различия, накапливавшиеся в течение сотен миллионов лет, определили направленность движений в орогенный этап.

ГОРЫ НА ДНЕ ОКЕАНА

Есть на Земле грандиозные вершины, обширные плато и гигантские хребты, которые не видел еще ни один человек. Эти горы спрятаны под водой.

Благодаря специальным эхолотным измерениям в последние два десятилетия появилась возможность детально и точно исследовать подводный рельеф по курсу корабля. На океаническом дне были обнаружены гигантские хребты протяженностью 10—15 тыс. км, пересекающие океаны.

Один подводный хребет протянулся через весь Атлантический океан. Он расположен как раз посередине между Африканским и Южно-Американским побережьями и с полным правом может именоваться срединно-океаническим. Ширина этого подводного поднятия огромна — около 1000 км, однако высота сравнительно невелика — над ложем океана составляет всего 2—3 тыс. м. Хребет состоит из большого числа гряд и плато. Но все же рельеф подводного хребта можно считать слаборасчлененным. Лишь в осевой части Атлантического срединно-океанического хребта степень расчлененности увеличивается. Там расположено глубокое (до 1000 м и более) ущелье шириной в десятки километров. Наличие такой протяженной впадины напоминает строение рифтов континентов (впадина озера Байкал).

Второй по величине срединно-океанический хребет расположен в восточной части Тихого океана. Начинаясь у берегов Калифорнии (Северной Америки) и следуя в южном направлении, подводный хребет пересекает экватор и на 50—55° ю. ш. поворачивает на юго-запад, протягиваясь между Антарктидой и Австралией. Общая про-

тяжесть этого подводного хребта достигает 15 тыс. км, а ширина 1000—1500 км. Отдельные наиболее высокие его вершины кое-где выглядывают из воды в виде островов (например, остров Пасхи). Срединно-океанические хребты обнаружены в Индийском и Северном Ледовитом океанах.

Все срединно-океанические хребты имеют сложный рельеф. Они состоят из системы гряд, вытянутых по простиранию хребта. Частично эти гряды образованы вследствие смещения по разломам, частично — связанными с этими разломами вулканическими покровами. Следует заметить, что рифтовые ущелья в осевой зоне этих хребтов наблюдаются далеко не во всех случаях. Так, на больших пространствах Восточно-Тихоокеанского хребта рифтовые ущелья отсутствуют.

В пределах срединно-океанических хребтов происходят землетрясения. Правда, толчки там не очень сильные. Надежно их регистрировать научились лишь тогда, когда сейсмические станции стали располагать на дне моря или на островах. Землетрясения, как правило, неглубокие (5—20 км). Наблюдения на острове Исландия, являющемся вершиной выступающего из воды срединно-океанического хребта, показали, что слабые толчки возникли вследствие сдвиговых смещений вдоль вертикальной плоскости. Механизма растягивающих движений не обнаружено.

Срединно-океанические хребты по своим размерам (протяженности и ширине) являются на нашей планете столь же гигантскими структурами, как и рассмотренные ранее горные пояса континентов. Есть все основания и те, и другие считать структурами одного ранга. Сходство срединно-океанических хребтов с некоторыми горными поясами, например с Афро-Азиатским, подчеркивается наличием близких по морфологии протяженных грабенообразных впадин — рифтовых долин. Но горные пояса континентов возникли там, где сейчас существует мощная земная кора. Причем некоторые из поясов развились на месте, где до этого в течение сотен миллионов лет существовал геосинклинальный пояс. Подводные срединно-океанические хребты образовались на тонкой океанической коре. Предыстория их неизвестна.

В океанах есть и другие столь же впечатляющие гигантские формы рельефа — островные дуги. Они рас-

пространены не повсеместно, а лишь по северному обрамлению Тихого океана (между Северо-Тихоокеанским горным поясом и ложем Тихого океана), образуя ряд гигантских полумесяцев размером по 1,5—3 тыс. км каждый. Изобилующие вулканами островные дуги в большей степени, чем срединно-океанические хребты, возвышаются над водой. Некоторые их участки, например Японские острова, скорее можно отнести к наземным горам, чем к подводным. Но чаще островные дуги почти целиком скрытаны под водой. Таковы Алеутская и Курильская дуги.

Важнейшей особенностью строения островных дуг является то, что почти все они обрамлены со стороны океана глубоководными желобами — глубочайшими на Земле впадинами. Поскольку в пределах островных дуг передки вулканы, возвышающиеся над водой на 3—4 км, а рядом с вулканической грядой расположен глубоководный желоб, дно которого на 10 км ниже уровня океана, следует заключить, что в пределах антиподальной пары дуга—желоб размах рельефа максимальный для Земли (12—15 км). Несомненно, что столь глубокие впадины в океанах (океанические желоба) существуют сейчас лишь потому, что при активно продолжающемся прогибании они не успевают засыпаться осадками.

Одной из крупных положительных форм подводного рельефа являются вулканические хребты. В большинстве случаев — это покровы вулканических лав или валообразные поднятия на океаническом дне. Вулканические хребты встречаются как по периферии, так и в центральной части океана, например Гавайский хребет. Он возник вдоль ослабленной разломами зоны, где длительное время (по меньшей мере с эоцена, т. е. в течение 70 млн. лет) происходили излияния базальтовых лав. Сейсмические исследования на Гавайских островах показали, что лавы эти плавлись на глубине 50—60 км, т. е. в верхней мантии, а затем по вертикальной трещине постепенно поднимались в земную кору. На глубине 2—4 км существует промежуточный очаг, где накапливалась поднимавшаяся из мантии базальтовая лава. Временами она изливается на поверхность, постоянно наращивая остров. Таким образом, природа Гавайского хребта очевидна — он возник вследствие постепенного излияния все новых порций базальтов, поступающих из мантии. В этом

отпощени его происхождение сходно с островными дугами, только там излились более кислые лавы.

Самостоятельную категорию поднятий на дне океанических котловин составляют глыбовые хребты — узкие, шириной лишь в первые десятки километров, протяженные линейные поднятия, часто на несколько километров возвышающиеся над океаническим ложем. По своей природе это — горсты, сопряженные с зонами разломов. Такие хребты имеются в Тихом и Атлантическом океанах (Китовый), но наиболее широко распространены в Индийском (Мальдивский, Восточно-Индоканский).

Особую категорию поднятий и впадин представляют погруженные в Тихий океан складчатые структуры Западно-Тихоокеанского складчатого пояса, протягивающегося от Новой Зеландии до Аляски. Это — острова и подводные хребты, островные дуги, глубоководные желоба, а также окраинные и внутренние моря, наиболее крупные из которых напоминают океанические котловины.

Характерным типом поднятий на дне океанов являются также одиночные вулканы, особенно часто встречающиеся в центральной и северной частях Тихого океана. Так, по подсчетам океанолога Н. И. Лариной общее число крупных вулканических гор достигает 5—6 тыс. Более мелких холмов на дне Тихого океана несколько сотен тысяч.

Возникли такие горы вследствие многократных излиятий базальтовых лав. Американский ученый Г. Хесс первым обратил внимание на то, что многие подводные горы имеют плоскую вершину. Такие плосковерхие подводные возвышенности получили название глыб. Образование плоских вершин на подводных горах объясняется тем, что ранее эти горы возвышались над уровнем океана. Морские волны размывали вершину, сивелировав гору под уровень океана. Позже такие уплощенные горы опускались, став подводными.

Основной вывод, который можно сделать, познакомившись с рельефом дна океанов, это тот, что его строение во многом напоминает рельеф на материках.

Однако есть и существенные различия, причина которых очевидна, — рельеф дна океанов развивался в специфической обстановке — там отсутствует эрозия положительных структур и медленнее, чем на материках, идет заполнение осадками отрицательных структур.

Отсутствие эрозии на дне океанов привело к тому, что многие формы рельефа, например вулканические гриды и горы, которые в тектонически спокойных областях материков были бы постепенно разрушены, в океане сохранились в почти не измененном виде, с тех пор как возникли. По сравнению с наземным подводный рельеф более древний. На суше нет высоких гор, образовавшихся в мезозое и позже не поднимавшихся. На дне океанов «высокогорный» рельеф, возникший еще в мезозое, составляет значительную часть.

Более медленное, чем на континентах, заполнение осадками отрицательных форм рельефа дна послужило причиной того, что в океане сохранились не засыпанные отложениями желоба глубиной до 10 км. В условиях континентов такие активно прогибающиеся депрессии обычно заполняются почти одновременно с прогибанием.

Таким образом, различие рельефа континентов и дна океанов заключается в том, что важнейшие факторы, нивелирующие континентальный рельеф, — эрозия и аккумуляция — в океане замедленны. Рельеф там в еще большей степени, чем на материках, имеет первичный тектоно-вулканический облик.

Принципиальное сходство типов рельефа континентов и дна океанов, расположенных на разных гипсометрических уровнях (базис океанского рельефа опущен на 5 км), свидетельствует, что и причины, приведшие к образованию рельефа континентов и дна, были достаточно сходными.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ГОРАМИ

Нет сомнений в том, что горообразование вызвано каким-то процессом, идущим глубоко в недрах нашей планеты. Чтобы правильно его понять, в первую очередь необходимо знать строение земной коры под горными сооружениями. Сравнивая земную кору под горами и прилегающими равнинными территориями, можно выявить те особенности глубинного строения, которые вызваны процессом горообразования. В последние годы все большее

внимание привлекает верхняя мантия Земли, по мнению некоторых исследователей, — основной источник тектонических движений на земной поверхности.

Сейсмическое зондирование в высокогорных областях проводится реже, чем на равнинах. Это объясняется прежде всего труднодоступностью высокогорных областей, отсутствием или малой сетью шоссе и дорог. Но огромный интерес к проблеме горообразования все же заставил ученых преодолеть многочисленные трудности проведения детальных геофизических работ в высокогорных областях, и в последние годы мировая наука получила первые детальные разрезы земной коры под Кавказским хребтом. Многочисленные, но менее детальные, сейсмические исследования проведены в Альпах. Детально изучен ряд среднегорных складчатых сооружений — Динариды, Горный Крым.

Уже в течение нескольких лет ученые Советского Союза в содружестве с геофизиками Индии и других стран проводят уникальный сейсмический эксперимент — исследование земной коры и верхней мантии по профилю, пересекающему Тянь-Шань, Памир и Гималаи. Научное значение этого международного проекта трудно переоценить. Он позволит разрешить споры о толщине коры под самыми высокими на земном шаре хребтами, исследовать верхнюю часть земной мантии в таком активном районе, как Гиндукуш, где постоянно происходят глубоководные землетрясения.

Первые результаты исследования по этому проекту обнадеживают. На пункта взрыва в озере Кара-Куль на Памире (высота 4 тыс. м) удалось фиксировать колебания на расстоянии 500 км. Столь огромное расстояние между излучателем сейсмической энергии и сейсмоприемником свидетельствует, что получены преломленные волны от сейсмических гравиц, расположенных на глубине 50—70 км и более. Это позволит выявить границу неоднородности в верхней мантии даже в том случае, если они находятся на очень больших глубинах. Эксперимент по Трансзапатскому профилю интересен еще и тем, что при его осуществлении впервые в большом объеме будут регистрироваться колебания как от искусственных взрывов, так и от землетрясений — коровых и мантийных. Это позволит оперировать двумя независимыми источниками, несущими информацию о земных недрах, и точнее опре-

делить особенности строения коры и мантии под этой уникальной геологической областью.

К сожалению, строение коры, а тем более верхней мантии, еще мало известно. Немногочисленные геофизические измерения, к тому же выполненные с различной детальностью и надежностью, исследователи вынуждены экстраполировать на значительно большие по размерам территории, которые почти совсем не изучены.

Прежде чем привести имеющиеся данные о глубинном строении горных сооружений, необходимо дать хотя бы общие сведения о составе и строении земной коры. Они основываются на двух главных источниках: геофизических данных о строении коры, где ведущая роль принадлежит сейсмическим исследованиям, и истории геотектонического развития территории.

Важно подчеркнуть, что знания только одного из названных источников недостаточно. Без геофизики нельзя надежно оценить глубину залегания той или иной толщи горных пород, а без изучения геологической истории невозможно представить, из каких же пород состоят те или иные геофизические слои. Выражаясь фигурально, геофизика дает форму структур в земной коре, а геологическая история — содержание (т. е. вещественный состав пород).

По сейсмическим данным, земная кора разделяется на осадочный, «гранитный» и «базальтовый» слои, различающиеся между собой значениями скорости упругих волн. За подошву коры принимают границу Мохоровичича (М), ниже которой значения сейсмических скоростей достаточно устойчивы, колеблясь в пределах 7,9—8,3 км/сек. Из каких же пород сложена земная кора?

По гипотезе О. Ю. Шмидта, Земля образовалась в результате падения холодных частиц и метеоритов. Следовательно, можно было думать, что в начальный период ее развития она не была раскаленной. Но вот новейшие результаты изучения Луны заставили усомниться в таком выводе. Исследование лунных пород показало, что в начальный период своего развития планета прошла через состояние общего плавления. Если сравнительно небольшое по размерам небесное тело Луна было сильно разогрето 4—5 млрд. лет назад, то есть основания считать, что и Земля, которая значительно больше Луны и потому медленнее отдает тепло, также была разогретой. Под-

тверждает это состояние нашей планеты в начальный период своего развития исследование древнейших пород с возрастом 3—4 млрд. лет, обнаружившихся на земной поверхности в Африке, Гренландии, Южной Сибири и в ряде других мест. Более поздними геологическими процессами породы сильно изменены, однако — до некоторой степени все же удается восстановить их первичный химический состав и условия образования. Оказывается, это были вулканические породы, образовавшиеся в результате излияния на земную поверхность базальтовых лав.

Сейчас все большее число специалистов склоняется к мнению, что первоначально недра были разогреты. В Земле на глубине нескольких десятков километров существовал слой, где породы были в расплавленном состоянии. Расплавы изливались на земную поверхность. В этот период жизни Земли, который длился, по-видимому, сотни миллионов лет, ее поверхность была почти сплошь усеяна вулканами, извергавшими лаву. Излившаяся лава застывала, отдавая в мировое пространство тепло. Так образовалась первичная земная кора. Температура на поверхности понижалась, и наступил момент, когда выделявшиеся из недр Земли водяные пары конденсировались в жидкую воду. С этого периода времени начинается геологическая стадия развития Земли.

Геологические процессы, как известно, разделяются на два типа. С одной стороны, это — подземные вулканические и иные силы, приводящие к излиянию лав и подъему или опусканию земной коры. С другой — процессы разрушения, эрозия горных пород и их перенос водами, ветром по земной поверхности. Пока на Земле вода была только в парообразном состоянии, такого переноса горных пород практически не происходило. Вулканические горы еще не размывались, а понижения между вулканами не заполнялись осадками. С появлением на Земле жидкой воды впервые возникли осадочные породы, отлагавшиеся в неглубоких морских водоемах. В результате поверхность планеты стала более ровной, поскольку высокие вулканы разрушались и постепенно исчезали с земной поверхности, если подземный очаг переставал работать. Хотя поверхность планеты уже остыла, на небольшой глубине земные породы были еще разогреты и потому достаточно пластичны. В этот период земная кора не трескалась и крупных разломов не существовало.



Следующая стадия эволюции коры начинается 3—2 млрд. лет назад. К этому времени земная кора уже остыла на всю глубину (20—40 км) и приобрела необходимую хрупкость. В местах максимальных напряжений земная кора начала трескаться. Возникли глубинные разломы, пересекающие всю кору. Вдоль них стали образовываться прогибы, именуемые геосинклиналями, где накапливались многокилометровые толщи осадков. Геология как наука занимается в основном изучением горных пород, образовавшихся в течение третьей стадии развития Земли, которую обычно называют геосинклинально-платформенной.

В геосинклинально-платформенной стадии жизни Земли развивались структуры двух типов: 1) прогибы, где накапливались мощные толщи осадков, как осадочных, так и вулканических; 2) еще больше по размерам территории, где, наоборот, преобладало поднятие и размыв ранее накопившихся осадков. Это были обширные пространства платформ и меньших по размеру срединных массивов (своего рода «обломков» платформ внутри геосинклинальных поясов).

Очевидно, что вещественный состав коры под разными структурами различен. Под геосинклинальным прогибом, где в течение сотен миллионов лет происходило накопление осадков и мощность осадочных пород достигла нескольких десятков километров, большая часть земной коры (если не вся целиком) сложена этими осадками, степень уплотнения и метаморфизма которых возрастает вниз по разрезу. Средний химический состав такой коры определяется в первую очередь химическим составом накопившихся в прогибе осадочных и вулканогенных толщ. Нижний, «базальтовый», слой в коре геосинклинального прогиба — это скорее всего высокометаморфизованные осадки, уплотненные до амфиболитовой или даже гранулитовой фации метаморфизма. Граница М под геосинклинальным прогибом рассматривается как рубеж различных фаций метаморфизма — гранулитовой (низы коры) и эклогитовой (верхи мантии).

Совершенно иной состав коры в пределах длительно поднимающихся платформ и срединных массивов. Там в течение длительного времени, измеряемого сотнями миллионов и даже миллиардами лет, происходили поднятия. Древнейшие вулканические породы, накопившиеся в пер-

вый миллиард лет жизни Земли, выведены сейчас на дневную поверхность в виде сильно метаморфизованных гнейсов и сланцев. О необычайной древности пород свидетельствуют цифры их абсолютного возраста (2,5—3,8 млрд. лет). Если породы, образовавшиеся в первый миллиард лет жизни Земли, находятся на платформах на дневной поверхности, то чем же сложены более глубокие горизонты земной коры древних платформ?

Поскольку преобладающим в геологическом развитии платформ было поднятие, оно (при условии соблюдения Архимедова равновесия коры и мантии) должно было сопровождаться смещением границы M вниз по разрезу литосферы, иными словами — разуплотнением мантийных пород выше этой границы. Таким образом, под поднятиями земная кора наращивалась снизу за счет разуплотнения пород мантии. Какой же петрологический процесс мог привести к разуплотнению ультраосновных пород (гипербазитов), слагающих верхнюю мантию до состояния (плотности и скорости), свойственного «базальтовому» слою?

Мало оснований ожидать, что это был, например, процесс образования габбро, поскольку для этого необходим приток в кору значительных объемов таких элементов, как алюминий, кальцит, кремний. Значительно проще объяснить разуплотнение ультраосновных пород за счет поступления из мантии воды. Так как поднятие платформ происходило очень медленно, постоянно выделяющейся из мантии воды было достаточно, чтобы частично обводнить (серпентинизировать) верхние горизонты мантийных гипербазитов и тем самым снизить в них плотность и скорость упругих волн до значений, свойственных «базальтовому» слою.

Измерения на образцах показали, что даже слабая степень серпентинизации гипербазитов вызывает существенное снижение плотности и скорости. Уже при 30%-ной серпентинизации плотность пород снижается до $2,8 \text{ г/см}^3$ (величина, обычно принимаемая для «базальтового» слоя). При 20%-ной серпентинизации гипербазитов плотность — $2,9 \text{ г/см}^3$. Столь же резко падает и скорость распространения упругих волн. При 20—30%-ной серпентинизации скорость в гипербазитах снижается до $6,5—7 \text{ км/сек}$.

«Базальтовый» слой древних платформ, толщина которого обычно составляет не менее 20 км, скорее всего

сложен слабообводненными ультраосновными породами, принадлежащими ранее мантии Земли. Граница М на древних платформах, очевидно, разделяет обводненные и необводненные ультраосновные породы.

Таким образом, состав земной коры и природа границы М под длительно раздвигающимся прогибом и длительно поднимающейся платформой (или срединным массивом) принципиально различны. Эти различия в составе коры необходимо учитывать при выяснении причин, приводящих к горообразованию.

Рассмотрим особенности строения коры четырех выделенных горных поясов.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

В последние годы сейсмическими методами изучается строение коры многих хребтов и прогибов Средиземноморского горного пояса (Копетдага, Южного Каспия, Кавказа, Черного моря, Карпат, Паннонской впадины, Динарид, Альп, Апеннин). Эволюционировали и представления об истории развития пояса. Его образование сейчас относят к началу байкальского геотектонического этапа, полагая, что он наложился на поперечные ему структуры Восточно-Европейской платформы. Члены-корреспонденты АН СССР М. В. Муратов и В. Е. Хаин пришли к выводу, что в строении фундамента Средиземноморского горного пояса широко распространены мощные толщи верхнепротерозойских (рифейских) пород, образующих байкальский складчатый комплекс. В каледонский геотектонический этап крупных опусканий не происходило и территория, занятая поясом, пережила режим, близкий платформенному. Герцинские и альпийские прогибы захватили не весь пояс, а только относительно узкие зоны, пространства между которыми остались сложенными байкальским и добайкальским складчатыми комплексами.

Таким образом, за все время развития пояса отмечалось два крупнейших периода осадконакопления: байкальский и герцинско-альпийский, разделенные перерывом в нижнем палеозое. В каждый из них накапливался комплекс пород мощностью 15—25 км.

Глубинное строение Большого Кавказа изучено сейчас лучше, чем какого-либо иного высокогорного сооружения. Хребет пересечен двумя профилями глубинного сейсмического зондирования, один из которых (Степное — Бакуриани) проходит через Центральный Кавказ, а другой (Волгоград — Нахичевань) пересекает восточную часть Большого Кавказа. Интерпретация сейсмических материалов по этим двум профилям осуществлена геофизиком Г. В. Краснопевцевой.

В общих чертах строение коры по обоим профилям оказалось сходным. Под высокогорной частью Большого Кавказа земная кора имеет некоторое утолщение — «корень гор». Однако выражен он слабее, чем под Альпами. Под Восточным Кавказом это утолщение достигает 10—13 км (рис. 25), а под Центральным — всего 5—8 км.

В земной коре Кавказа выделено пять сейсмических слоев. В верхнем из них зарегистрированы скорости, типичные для осадков, а во втором величины пластовых скоростей оказались промежуточными между осадочными и «гранитными». В пределах хребта Большой Кавказ прослежен только верхний слой, мощность которого здесь резко сокращается.

Особенностью глубинного разреза Восточного Кавказа является значительное (до 30 км) утолщение третьего, «гранитного», слоя. Мощность же расположенных ниже двух сейсмических слоев несколько сокращена. В четвертом слое скорости упругих волн составляют в среднем 6,5 км/сек, т. е. близки значениям в вышележащем «гранитном» слое (6,0—6,3 км/сек), тогда как в нижнем (пятом) достигают 7,0 км/сек. Следовательно, лишь нижний слой можно считать типично «базальтовым».

Перейдем к геологической характеристике сейсмических слоев в земной коре Кавказа. Не вызывает сомнения, что верхний из выделенных на профилях сейсмических слоев отвечает альпийскому складчатому комплексу, охватывающему всю толщу осадков, накопившихся с начала юрского периода до настоящего времени. Этот складчатый комплекс обнажается на поверхности или вскрывается скважинами. Второй сейсмический слой, по нашим представлениям, соответствует герцинскому складчатому комплексу. Его образование охватывает интервал време-

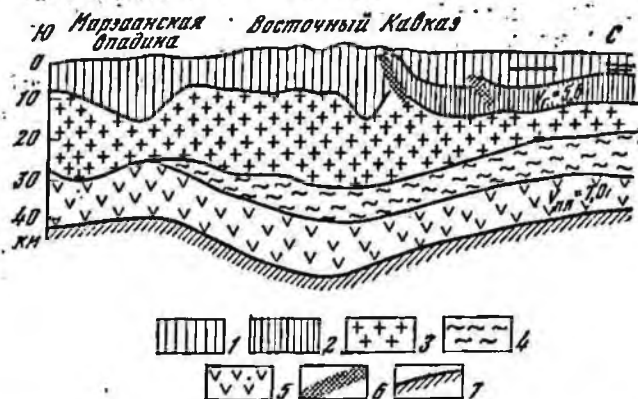


Рис. 25. Сейсмический профиль через Восточный Кавказ (по Г. В. Краснопевацкой)

1 — альпийский комплекс; 2 — герцинский комплекс; 3 — байкальский комплекс и «гранитный» слой; 4 — архейский — нижнепротерозойский комплекс; 5 — «базальтовый» слой; 6 — разломы; 7 — граница Мохоровичича

ни от начала среднего девона до конца триаса. Такой вывод подтверждается анализом геологического строения прогибов, где местами обнаружены мощные отложения герцинского возраста (в Сванетии, на крыле Южно-Кавказского прогиба, в Передовом хребте на восточном продолжении Индо-Кубанского прогиба и т. д.). Герцинский возраст пород второго сейсмического слоя подтвержден бурением на Валу Карпинского.

Третий сверху сейсмический слой с «гранитными» скоростями сейсмических волн интерпретируется как байкальский складчатый комплекс. На дневную поверхность слой выходит в пределах Центрального Кавказа, где обнажены кристаллические сланцы и гнейсы с пластовыми телами гранитов. Возраст сланцев и гнейсов рифейский, а граниты датируются средним и верхним палеозоем. Этот факт позволяет считать, что под Большим Кавказом «гранитный» слой в основном сложен породами рифейского возраста, пронизанными палеозойскими гранитами. Следовательно, «гранитный» слой Кавказа можно именовать байкальским складчатым комплексом. Однако надо иметь в виду, что в ряде случаев геофизики включают в «гра-

нитный» слой отложения герцинского и даже альпийского складчатых комплексов, если эти породы достаточно уплотнены.

Обратимся теперь к геологической интерпретации четвертого слоя, расположенного ниже байкальского складчатого комплекса. По значениям пластовых скоростей (6,3—6,5 км/сек) он почти не отличается от вышележащего, третьего, и в то же время сильно различается с пятым, «базальтовым». Судя по величинам пластовой скорости, в нем должны преобладать породы кислого и среднего химического состава. Это обстоятельство, а также его положение ниже байкальского складчатого комплекса являются аргументами в пользу того, что четвертый слой сложен среднепротерозойскими и более древними архейскими породами, выходящими на поверхность в пределах Украинского щита. Наконец, самый нижний слой на обоих меридиональных профилях через Кавказ по физическим характеристикам «базальтовый».

Балканы

Некоторое представление о глубинном строении Балкан дает сейсмический профиль через Мизийскую плиту, западное окончание которого частично заходит в Западные Балканы. Этот сейсмический профиль вскрывает глубинное строение, во многом напоминающее строение коры Кавказа. Так же, как и на Кавказе, по направлению к осевой части Западных Балкан наблюдается утонение альпийского складчатого комплекса, происходит выклинивание герцинского и сильно раздвигается нижележащий байкальский. Резкое утонение байкальского складчатого комплекса под Мизийской плитой подчеркивает сходство ее глубинного строения и истории развития с Кара-Богазским и другими срединными массивами Туранской плиты, где байкальский складчатый комплекс также утонен.

Карпаты

Советские Карпаты и Предкарпатский прогиб пересечены несколькими сейсмическими профилями, освещающими геологическое строение этой складчатой области до глу-

бин 20 км. Под Карпатами и Предкарпатским прогибом на глубинах от 2 до 9 км зафиксирована преломляющая сейсмическая граница со скоростью 5,2—5,6 км/сек, которую связывают с подошвой мезозойско-палеогенового флиша, иными словами, с подошвой альпийского складчатого комплекса. Значительно глубже (на отметках от 7 км под Закарпатским внутренним прогибом до 19 км под Скибовой зоной Карпат и Предкарпатским прогибом), располагается следующий опорный сейсмический горизонт с граничной скоростью 6,1—6,8 км/сек. К северу, на Восточно-Европейской платформе, он поднимается до 2—4 км и соответствует кровле допалеозойского фундамента. Находящийся между этими границами комплекс пород, мощность которого под Предкарпатским прогибом достигает 14 км, отнесется к палеозою. Подстилающее его метаморфизованное основание отождествляется с байкальским складчатым комплексом.

Зона максимального погружения допалеозойского основания Карпат расположена под внутренней частью Предкарпатского прогиба и Скибовой зоной Карпат. Там подошва палеозойского складчатого комплекса опущена до 20 км. К северу, в сторону Восточно-Европейской платформы, и к югу, в направлении Закарпатского внутреннего прогиба, наблюдается постепенный подъем этой сейсмической границы.

Более глубокие, чем палеозойский складчатый комплекс, слои земной коры Карпат по имеющимся сейсмическим материалам не могут быть выделены. Не решен окончательно вопрос и о мощности земной коры под Карпатами. По одним профилям, как, например, через Западные Карпаты, мощность земной коры под этим складчатым сооружением относительно невелика (30—35 км), а под Предкарпатским прогибом возрастает до 48 км. По другим профилям картина как будто бы иная — мощность земной коры оказывается очень высокой (55 км). Однако выше расположена серия отражающих площадок, которые также могут рассматриваться как граница М. В этом случае толщина коры под Карпатами существенно ниже (около 40 км). Максимальная мощность коры, по-видимому, под Восточными Карпатами (более 55 км).

Динариды

Складчатое сооружение Динарид пересечено несколькими сейсмическими профилями, один из которых изображен на рис. 26. Земная кора под Динаридами утолщена и в ряде пунктов достигает 45—47 км. В сторону Паннонской впадины происходит ее утонение (до 30 км и менее). В земной коре Динарид установлены две сейсмические границы. Первая из них со скоростью 6,5 км/сек расположена на глубине 5—10 км и рассматривается как подошва герцинского складчатого комплекса. Находящаяся значительно глубже вторая сейсмическая граница (скорость 7,0 км/сек) отождествляется с поверхностью Конрада. Возможно, что на некоторых участках профиля эта граница соответствует подошве байкальского складчатого комплекса или же относится к еще более древнему структурному рубежу.

Указанный на рисунке профиль интересен тем, что он подчеркивает общность строения коры Динарид с некоторыми другими горными сооружениями Средиземноморского пояса, например Карпатами. В обоих случаях опорной сейсмической границей является подошва герцинского — кровля байкальских складчатых комплексов, складчатому сооружению соответствует прогиб в рельефе этой границы.

Альпы

Горное сооружение Альп пересечено значительным числом сейсмических профилей. Однако выполнены они по менее детальной системе наблюдений. Под наиболее высокогорной частью этого хребта граница М расположена на глубине 55 км, а на одном участке Западных Альп опускается до максимальной глубины — 60 км. С удалением от оси хребта толщина земной коры уменьшается и в обрамляющих Альпы равнинах составляет не более 30—35 км. Эту почти симметричную картину нарушает резкий подъем границы М вдоль юго-западного крыла Западных (итальянских) Альп, где обнаружено внедрение в кору мощной линзы высокоскоростных пород, возможно, мантийного происхождения. Здесь, в так называемой зоне Ивреа, французские, немецкие и итальянские сейсмологи,

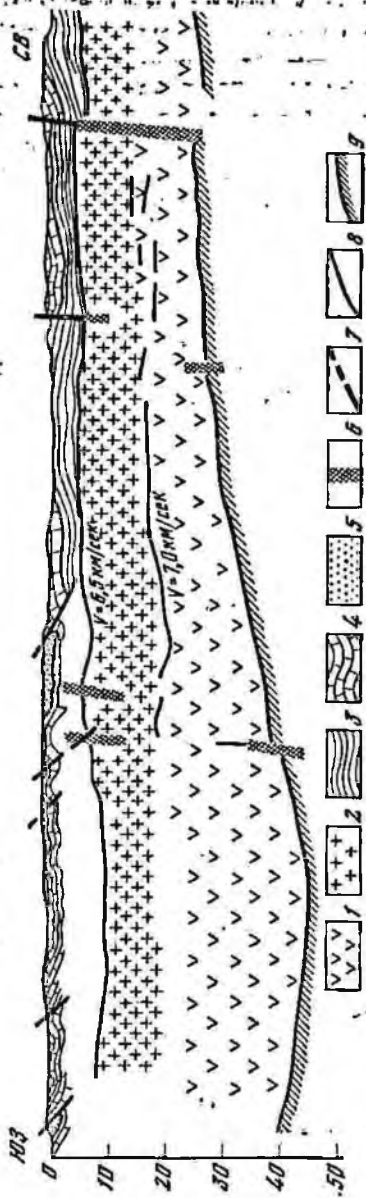


Рис. 26. Профиль глубинного сейсмического зондирования через Динарды и его геологическая интерпретация.
 1 — «базальтовый» слой; 2 — «гранитный» слой (байкальский складчатый комплекс); 3—4 — мезозой; 5 — кайновой;
 6 — глубинные разломы; 7 — разломы в верхней части коры; 8 — сейсмические границы и значеная границной сфо-
 ростки; 9 — граница Мохоровичича

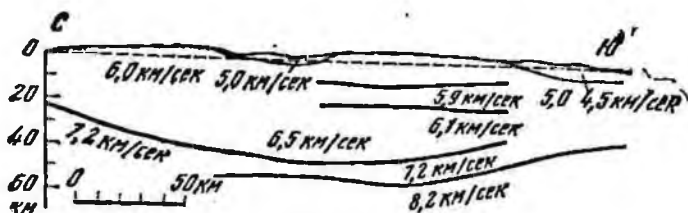


Рис. 27. Профиль глубинного сейсмического зондирования через Восточные Альпы по линии Элеплов — Дагорай

Цифрами показаны значения скоростей распространения сейсмических волн

научавшие строение коры под Альпами, показали резкий подъем границы М до 15 км.

На рис. 27 приведен сейсмический профиль через Восточные Альпы. Сейсмическую границу со скоростью 5,9 км/с, фиксированную на глубине 10—13 км, можно предположительно отнести к подошве палеозоя. Геологический возраст второй, более глубокой, границы не выяснен.

Строение земной коры Альп сходно с Большим Кавказом. Общее у них — увеличение мощности «гранитного» слоя под осевой частью хребта и его утонение к предгорьям. На рисунке видно утолщение под ребром сейсмического слоя со скоростью 6,5 км/с и резкое утонение

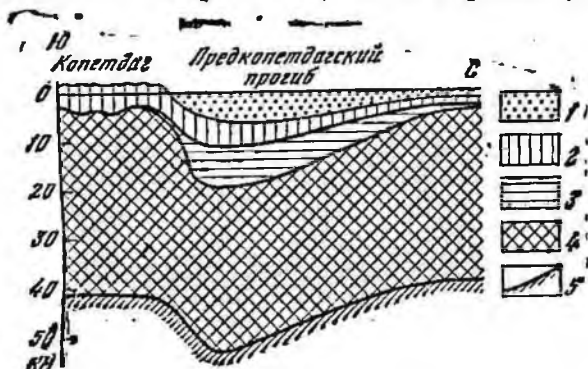


Рис. 28. Разрез земной коры хребта Копетдаг и Предкопетдагского прогиба
1 — кайнозой; 2 — юра и мел; 3 — палеозой; 4 — консолидированная кора; 5 — граница М

нижележащего высокоскоростного слоя. Раздув «гранитного» слоя под Альпами позволяет предполагать, как и на Кавказе, наличие мощного байкальского складчатого комплекса, превратившегося в результате гранитизации в мощную линзу гранитов. Геологические данные свидетельствуют, что к югу и к северу от Альп расположены глубокие палеозойские и мезозойские прогибы, однако малая детальность сейсмических исследований не позволила их фиксировать.

Копетдаг и Большой Балхан

Иной характер глубинного строения свойствен Копетдагу. Сейсмический разрез, приведенный на рис. 28, показывает строение Предкопетдагского прогиба и самой северной части Копетдага до Иранской границы. Южнее сейсмические исследования не проводились. Но и имеющиеся данные убеждают в том, что глубинное строение этого горного сооружения существенно отличается от Альп и Большого Кавказа. На Кавказе под хребтом было утолщение коры («корень» гор), а под обрамляющими ее прогибами — утонение. Под Предкопетдагским прогибом зафиксирована наибольшая мощность коры (50 км), а под хребтом толщина коры сокращается до 35 км. Здесь уже нет мощного развития «гранитного» слоя. Такое же соотношение между приповерхностными и глубинными структурами свойственно и хребту Большой Балхан. Еще в 1952 г. глубинное сейсмическое зондирование, проведенное в этом районе академиком Г. А. Гамбурцевым, позволило обнаружить очень тонкую (35 км) кору под хребтом, достигающим высоты 2 тыс. м, и резкое ее утолщение (до 55 км) под прилегающей Прибалханской впадиной.

Северный Копетдаг и Большой Балхан — наглядные примеры горных сооружений, под которыми отсутствует «корень» в рельефе границы М.

В других регионах Средиземноморского пояса сейсмическим зондированием зафиксирована лишь граница М, а сама земная кора осталась не расчлененной на слои. На рис. 29 сделана попытка отобразить мощность земной коры исследованной части Средиземноморского складчатого пояса. Она разделяется на две области — западную с относительно маломощной корой (преимущественно 20—

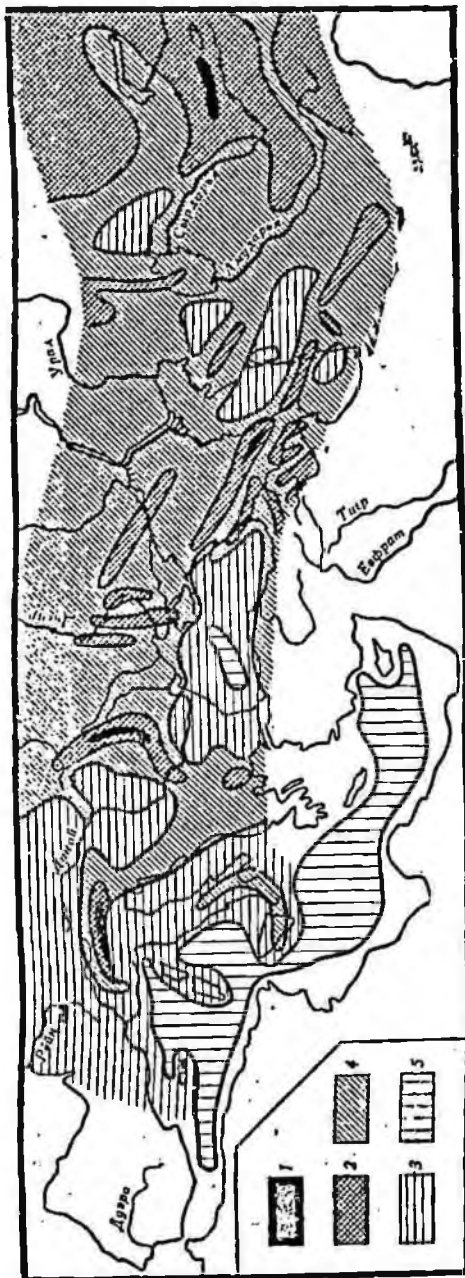


Рис. 29. Толщина земной коры западной части Среднеазиатско-Горномайского горного пояса
 1 — более 55 км; 2 — 45—55 км; 3 — 35—45 км; 4 — 20—35 км; 5 — менее 20 км

35 км) и восточную (толщина коры колеблется от 35 до 45 км).

В пределах пояса геологические структуры отчетливо разбиваются на три группы с разной толщиной коры. Участки с мощной корой (более 45 км) — это узкие полосы, как правило, четко совпадающие с конкретными геологическими структурами. Повышенной мощностью земной коры обладают, с одной стороны, некоторые антиклинальные сооружения — Большой Кавказ и Альпы, с другой — прогибы, испытавшие длительные крупные опускания вплоть до плиоцен-четвертичного времени, — Предкопетдагский прогиб, Кобыстано-Прибалханский и др. Зона с менее мощной корой охватывает Средиземное море, Паннонскую впадину, Мизийскую плиту и Черноморскую впадину. Мощность коры не превышает здесь 35 км, утоняясь до 20—15 км и менее в пределах глубоководных впадин. Другая зона с относительно тонкой корой (менее 30 км), ограничивая с севера полосу «корней» в рельефе границы М, протягивается через всю Центральную Европу, Каракумский, Кара-Богазский и Центрально-Каспийский своды.

Области с тонкой и толстой корой разделены пространствами, представляющими собой или относительно узкие переходные зоны или же целые горные системы, как, например, Динариды.

Таким образом, важнейшей чертой Средиземноморского пояса является полосовое расположение зон повышенной мощности коры, ограниченных обширными пространствами с тонкой корой.

Сравнение приведенной на рис. 29 схемы рельефа подошвы земной коры Средиземноморского пояса с тектонической и орографической схемами свидетельствует, что мощность земной коры зависит не столько от высоты гор и глубины морей, сколько от тектонической истории в течение рифейской, палеозойской и мезозойской эр. Таким средним массивам, как Мизийский, Паннонский, Тирренский и др., приподнятым в рифее и палеозое, свойственна кора малой мощности (24—35 км). В наиболее опущенных участках (глубоководные впадины Средиземноморья) кора еще тоньше — менее 15 км. На долю консолидированной (сложенной кристаллическими породами) части коры там приходится не более 5—10 км. Общим для территорий с тонкой корой (менее 35—30 км) явля-

ется: положение между герцинско-альпийскими прогибами или около них; преобладание поднятий в течение герцинского и альпийского геотектонического циклов (а в некоторых случаях и байкальского). Неоген-четвертичная история этих структур оказалась разной, некоторые из них продолжали подниматься, тогда как другие испытывали крупные прогибания (Паннонская, Черноморская и Мизийская впадины). Области значительных прогибаний в рифее, палеозое и мезозое чаще характеризуются утолщенной корой и горным рельефом.

Современные горные сооружения в зависимости от своей истории и глубинного строения могут быть разделены на две группы. К первой относятся Большой Кавказ и Альпы. В их осевой части обнажен допалеозойский (байкальский) складчатый комплекс, а по обоим флангам расположены глубокие прогибы. Такие антиклинории характеризуются резким увеличением мощности коры (до 55—60 км). Под граничащими с ними прогибами кора относительно утонена. Судя по строению коры восточного склона Западных Балкан, это горное сооружение принадлежит к кавказскому типу.

Примером другой группы может служить антиклинория Копетдаг, испытавший относительно небольшие погружения в герцинский и альпийский геотектонические циклы (подошва герцинского складчатого комплекса расположена на глубинах 13—14 км). Мощность коры под Копетдагом невелика (порядка 40 км). В Предкопетдагском прогибе происходит увеличение мощности коры по сравнению с горным сооружением, т. е. картина обратная по сравнению с Кавказом и Альпами. К этому же типу антиклинорий относятся Большой Балхан, Динариды, Западные Карпаты. Так, по сейсмическому профилю, пересекающему Западные Карпаты, мощность коры 30—38 км, а под расположенным севернее предгорным прогибом — до 50 км.

Толстая кора (50—60 км) и высокогорный рельеф наблюдаются под теми структурами, которые испытали интенсивное прогибание в рифейскую эру и где впоследствии возник мощный «гранитный» слой. В герцинский и альпийский геотектонические этапы осевые части Альп и Большого Кавказа остались относительно приподнятыми. Глубокие прогибы располагались на их флангах.

В пределах Копетдага, Большого Балхана, Западных

Карпат и Динарид в земной коре нет мощного байкальского складчатого комплекса. В палеозое и мезозое прогибания также были относительно небольшими по величине. Такое складчатое сооружение Средиземноморско-Гималайского пояса характеризуется отсутствием «корней» в рельефе границы М. В орогенный этап они испытали сравнительно небольшое воздымание. Их абсолютные высоты редко превышают 1500—1800 м.

Итак, пример Средиземноморско-Гималайского пояса убеждает в том, что не под всеми горами земная кора утолщена. Ряд горных сооружений обладает такой же толщиной коры, что и равнинные территории.

При одной и той же высоте Западных Альп, Центрального и Восточного Кавказа (4 тыс. м) мощность коры под ними различается на 15 км (от 40 до 55 км). Значит, глубина «корня» не зависит от высоты гор. Вероятно, еще до образования хребтов сравниваемые участки имели разную толщину коры. «Корни» гор унаследованы от рифейских, палеозойских и мезозойских прогибов, бывших на месте хребтов. Это подтверждается глубинами залегания домезозойского фундамента в районах сейсмических профилей. Значительное увеличение мощности коры (до 50 км) на профиле через Западные Альпы наблюдается в пределах зоны «блестящих сланцев», где в мезозое и кайнозое происходило накопление мощных осадочных толщ. Высота гор там всего 1—1,5 тыс. м.

АФРО-АЗИАТСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

Эта интереснейшая планетарная зона изучена слабее, чем рассмотренная выше. Правда, в пределах территории СССР проведен достаточно большой объем сейсмических и других геофизических исследований, но и они, за редким исключением, относятся к числу малодетальных. До сих пор почти нет надежных сведений о расслоенности коры и скоростях сейсмических волн. Несколько больше сведений о рельефе границы М, хотя следует отметить, что для многих районов (Южного Тянь-Шаня, Саян и др.) глубины ее определены приблизительно, по гравиметрическим данным.

Отличительной чертой Afro-Азиатского горного пояса (по крайней мере, на территории СССР) является относи-

тельно глубокое залегание границы М. Эта особенность глубинного строения свойственна не только высокогорным областям. В азиатской части пояса мощная кора (более 45 км) занимает обширнейшие пространства, включая высокогорные массивы, разделяющие их межгорные депрессии, и еще большие по площади пространства по периферии рассматриваемого пояса. Обратим внимание, что обширная область Казахского мелкосопочника с абсолютными отметками 400—700 м характеризуется толщиной коры 45—50 км. Во многих низкогорных районах Центральной Азии кора оказывается почти в два раза толще (50 км), чем, например, в низкогорных областях Центральной и Западной Европы (25—30 км). Следует подчеркнуть, что столь большая разница в толщине коры имеет место под тектонически одновозрастными (герцинскими) структурами.

Наблюдается вполне определенная закономерность — мощность земной коры увеличивается по мере удаления от окраин Евразийского континента к его центральной части. В Центральной Азии существует обширная область с утолщенной корой. Этот факт необходимо учитывать, анализируя мощность коры под высокогорными сооружениями Афро-Азиатского пояса.

Оказалось, что такие высокогорные сооружения, как Тянь-Шань, имеют кору почти такой же мощности, как и обрамляющие его равнины. Высокогорным хребтам Северного Тянь-Шаня (Запильскому и Кунгей-Алатау) соответствует некоторое увеличение мощности коры и раздвиг «базальтового» слоя (рис. 30), что было выявлено сейсмическим зондированием, проведенным еще в 1950 г. Г. А. Гамбурцевым. Правильность этих рекогносцировочных работ подтвердили сейсмические исследования по Каскеленскому профилю, пересекающему хребты Запильский и Кунгей-Алатау, по западнее. Обнаружено, в частности, увеличение мощности «базальтового» слоя под хребтами. Толщина коры в сторону хребтов возрастает от 40 до 50 км.

В Западном Тянь-Шане строение земной коры детально изучено только в пределах Ферганской впадины. Для этой структуры характерно согласное погружение всех границ, начиная от поверхности палеозойского фундамента и кончая границей М. Однако, если рассматривать Ферганскую впадину на более широком фоне всего

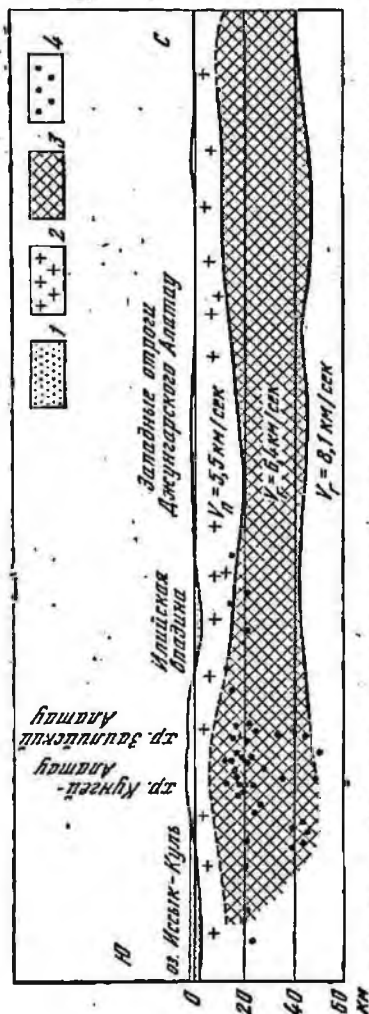


Рис. 30. Профиль глубинного сейсмического зондирования через Северный Тянь-Шань в положении очагов землетрясений (по Г. А. Гамбургеру и П. С. Вейцман)

1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — очаги землетрясений

Западного Тянь-Шаня, то заметно, что району Ферганской депрессии соответствует относительное уменьшение мощности коры по сравнению с высокогорными областями Тянь-Шаня, а прогиб под впадной — явление локальное в пределах более обширного подъема верхней мантии.

Для горных сооружений юга Средней Азии характерно некоторое увеличение мощности коры. Однако приводимые в литературе цифры (70—75 км под Памиром) нельзя считать доказанными, так как они получены на основании малодетальных наблюдений 50-х годов. Более поздние сейсмические исследования методом обменных волн не подтвердили таких глубин. От низменных районов Кызылкумов (где граница М определена по данным сейсмического зондирования) эта сейсмическая граница была прослежена по направлению к Памиру. Под высокогорными областями Памира граница М расположена на глубине 50 ± 5 км.

Немногочисленные сведения о глубинном строении высокогорного Тянь-Шаня и Памира позволяют прийти к предварительному пока еще выводу о том, что горообразование тянь-шаньского типа не сопровождается значительной перестройкой земной коры. Толщина коры в высокогорных участках Тянь-Шаня и Памира максимум 55—57 км, что на 5—10 км больше, чем в расположенных севернее равнинных пространствах Илийской впадины и Кызылкумов. Однако и на территории равнинного Казахстана имеются участки, где толщина коры достигает 50 км.

В период горообразования мощность земной коры под «возрожденными» хребтами если и увеличилась, то не более чем на 5 км, т. е. примерно на столько же, на сколько и высота гор.

К югу от равнинных территорий Сибири, в направлении к Горному Алтаю, толщина земной коры постепенно возрастает от 42 до 52 км.

В последние годы сильно продвинулось изучение земной коры и верхней мантии в пределах Байкальской впадины и ее горного обрамления. В Афро-Азиатском горном поясе земная кора этого района изучена наиболее хорошо, и на его примере можно рассмотреть глубинный механизм образования таких впадин. В Прибайкалье пройдено значительное число профилей глубинного сейсмического зондирования. Следует, правда, заметить, что все

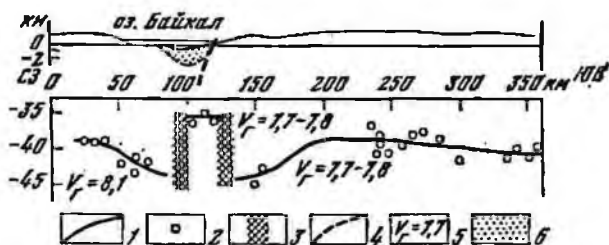


Рис. 31. Профиль глубинного сейсмического зондирования через середину Байкальской рифтовой зоны

1 — граница Мохоровичича; 2 — глубины по преломленным волнам; 3 — глубинные разломы; 4 — разломы; 5 — значения скорости; 6 — кайнозойские осадки

они выполнены по малодетальной системе точечного зондирования. При сейсмических исследованиях приборы и пункты нарыва располагались таким образом, чтобы получить максимальную информацию о рельефе границы М и о подкоровом слое. Вследствие этого сама земная кора Прибайкалья осталась почти не расчлененной на слои и распределение в ней скоростей пока еще не изучено. Известно лишь то, что средняя скорость в земной коре Прибайкалья составляет практически везде 6,2—6,4 км/сек.

Сейсмическое зондирование под Байкальской впадиной и в Прибайкалье позволило установить, что толщина земной коры там относительно небольшая — порядка 40 км, т. е. такая же, как и под прилегающими с северо-запада низкорослыми пространствами Сибирской платформы (рис. 31). Однако обнаружилось одно важное обстоятельство — скорость сейсмических волн на границе М в паванном регионе ниже, чем обычно, и составляет в среднем $7,8 \pm 0,1$ км/сек. Таким образом, верх мантии под Байкальской рифтовой зоной оказываются в некоторой степени разуплотненными. В ряде мест сейсмическое зондирование фиксировало в Прибайкалье еще одну границу глубже раздела, где скорость сейсмических волн достигает обычных для мантии величин 8,1 км/сек. В одних местах толщина этого верхнего разуплотненного слоя достигает 17—20 км, в других — всего 7—8 км. Возникает вопрос: какую же из двух сейсмических границ принимать

ва подошву земной коры? Если опираться лишь на значения скорости на границе, то за раздел М следует принять нижнюю сейсмическую границу, расположенную на глубине 50 км и более. Однако это был бы в значительной степени формальный подход, поскольку в данном случае не учитывалась бы динамика сейсмических волн. Как показали на большом фактическом материале геофизики Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов, Б. П. Мищенко и др., проводившие сейсмическое зондирование в Прибайкалье, по динамическим признакам граница со скоростью 7,8 км/сек практически ничем не отличается от границы М, расположенной на той же глубине (40 км) под Сибирской платформой. Они принимают за подошву земной коры границу со скоростью 7,8 км/сек.

Таким образом, сейсмические исследования указывают на то, что в Прибайкалье ниже земной коры находится слой низкоскоростной разуплотненной мантии. На северо-западе край этого слоя совпадает с границей Сибирской платформы, а его юго-восточная граница проходит в районе города Четы, т. е. много южнее Прибайкальской горной области.

Обнаруженный под Байкальской рифтовой областью и в ряде других мест (Кордильеры) слой с пониженными скоростями в верхах мантии считается сейчас многими исследователями характерной особенностью рифтов. Следует отметить, что строение земной коры этих активных зон Земли изучено еще слабо и те малодетальные намерения, которые имеются, не могут служить надежной основой для окончательных выводов. Заметим, например, что более детальные сейсмические исследования последних лет, проведенные в Рейнском грабене, не подтвердили там существования слоя пониженных скоростей в верхах мантии.

Исключительный интерес представляют результаты изучения глубинного строения под самой Байкальской впадиной (см. рис. 31). Оказалось, что здесь происходит резкое скачкообразное уменьшение мощности коры, существует как бы «антикорень» — мантия приближена к земной поверхности. Такая особенность глубинного строения свойственна лишь наиболее погруженным участкам Байкальской впадины, где мощность кайнозойских осадков достигает 5—7 км, а сверху расположен еще слой воды 1000—1500 м. Как показал сейсмический профиль, прой-

денный вдоль оси впадины, под-поперечными-перемычками, разделяющими прогнутые участки впадины, мощность коры скачкообразно возрастает. Таким образом, устанавливается обратная зависимость между глубиной отдельных участков Байкальской впадины и толщиной коры.

СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКИЙ ГОРНЫЙ ПОЯС

В настоящее время исследователи располагают некоторыми сведениями о строении земной коры азиатской части пояса на примерах Верхояно-Колымской горной области и хребта Сихотэ-Алинь. В областях со среднегорным рельефом общая мощность коры относительно невелика — 35—40 км, возрастая до 44—45 км в районе горного массива Сунтар-Хаята. На первый взгляд, рельеф границы М зеркально повторяет рельеф Верхояно-Колымской горной области, толщина коры сокращается в направлении впадин, хотя в пределах Верхоянского хребта изолинии рельефа границы М идут поперек хребта, подчиняясь плану рифейских и палеозойских прогибов. В хребте Сихотэ-Алинь кора еще меньшей мощности (27—37 км). Толщина ее уменьшается с приближением к побережью Тихого океана. По распределению скоростей кора горных областей Северо-Тихоокеанского складчатого пояса, включая и Камчатский полуостров, типично континентальная. В ее составе выделяются три-четыре слоя, которые отвечают основным складчатым комплексам пояса — мезозойскому, палеозойскому, байкальскому и добайкальскому фундаментам («базальтовый» слой).

В Юго-Восточной Азии толщина земной коры определена на основании анализа гравиметрических данных. Установлено обратное соотношение между мощностью коры и высотой гор — по направлению к Тихому океану, по мере понижения высоты местности, толщина коры сокращается с 40 до 30 км.

В Северо-Американских Кордильерах строение земной коры исследовано достаточно подробно большим числом сейсмических профилей, что позволило составить для территории США карту глубин залегания границы М (рис. 32, 33). Как и в азиатской части поясов, мощность земной коры под Северо-Американскими Кордильерами относительно невелика — 30—40 км. С приближением к Тихому

океану происходит дальнейшее сокращение толщины коры до 25—20 км. Однако в отдельных участках прибрежной зоны, например под хребтом Сьерра-Невада, имеют место «корни гор» — мощность коры возрастает до 45—50 км (рис. 35). Обратим внимание на то, что к востоку от Скалистых гор, в равнинной части США, толщина коры больше, чем под Кордильерами, и достигает нередко 50 км.

Малая мощность коры под горными сооружениями Северо-Тихоокеанского горного пояса — одна из самых удивительных особенностей его глубинного строения. При выяснении причин этой его особенности не следует забывать, что Северо-Тихоокеанский горный пояс, в отличие от Афро-Азиатского и Средиземноморско-Гималайского, целиком расположен на окраине океана. А толщина земной коры, как уже отмечалось, увеличивается к центру материка и уменьшается к его периферии (к океанам) независимо от возраста складчатости и высоты рельефа. Следовательно, под Северо-Тихоокеанским горным поясом мощность земной коры понижена прежде всего из-за близости пояса к наиболее крупному океану. В пределах отдельных хребтов Северо-Тихоокеанского горного пояса устанавливается обратная зависимость между высотой гор и глубиной границы М (Охотско-Колымский водораздел, хребет Сихотэ-Алинь в азиатской части пояса, Сьерра-Невада — в американской).

В Андах Южной Америки, входящих в состав Восточно-Тихоокеанского пояса, толщина коры максимальная из известных на Земле — 70 км, однако цифра эта еще нуждается в подтверждении.

Приведенные выше данные о земной коре под горными поясами показывают, что свойственные горам особенности строения и толщины коры есть следствие по меньшей мере трех различных причин: 1) предшествующей истории, т. е. длительного геосинклинального развития той территории, где позже возникли горы; 2) неотектонической активизации глубин в эпоху горообразования; 3) близости горного хребта к океану. Разделить эти три наложившихся друг на друга процесса удается далеко не везде, а влияние каждого из них на разных участках пояса различно, что заставляет с большой осторожностью подходить к поискам причинных связей между горообразованием и глубинным строением.

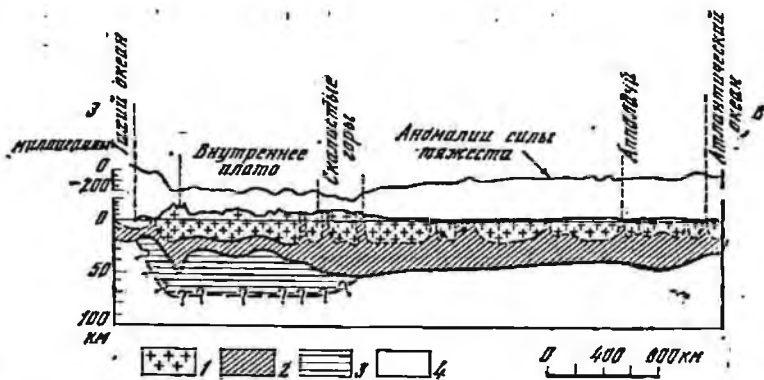


Рис. 32. Разрез земной коры через Северо-Американский континент
 1 — «гранитный» слой; 2 — «базальтовый» слой; 3 — область разуплотненной мантии; 4 — верхняя мантия

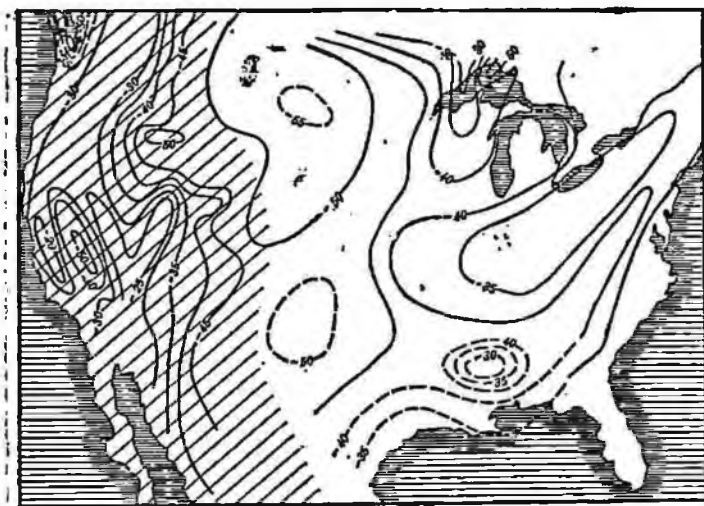


Рис. 33. Рельеф границы Мохоровичича на территории США
 Заштрихована горная система Кордильер

Изучение Средиземноморско-Гималайского горного пояса позволяет считать, что современная структура земной коры под хребтами и, в частности, те или иные изменения мощности отдельных слоев возникли задолго до образования гор. К процессу горообразования непосредственное отношение могут иметь в земной коре лишь зоны или линзы с пониженными скоростями. Такие слои пониженных скоростей (волноводы) обнаружены сейчас во многих местах, причем как в равнинных (например, Украинский щит), так и в горных. Но под высокогорными хребтами слои с пониженными скоростями имеют большую мощность (до 20—25 км), чем в коре равнинных территорий. Кроме того, в волноводах, обнаруженных под горами, скорости значительно ниже. Возникновение в коре таких крупных зон разуплотнения непременно должно было отразиться на поверхности Земли в виде поднятий. Поскольку сейсмические исследования проведены далеко не под всеми горными хребтами, вряд ли можно утверждать, что под горами всегда есть слои пониженной скорости, однако такое предположение вполне вероятно.

По-видимому, некоторое отношение к проблеме горообразования имеет изменение толщины земной коры, т. е. рельеф границы М. В этом убеждают случаи четко выраженного обратного соотношения между современным рельефом и рельефом границы М. Однако к подобным выводам следует относиться крайне осторожно. Дело в том, что обратные соотношения обычно наблюдаются там, где горный хребет обрамлен впадинами. Под впадинами кора явно утопена, и на этом фоне под хребтом она кажется утолщенной. В действительности толщина земной коры под хребтами такой же толщины (45—55 км), как и под многими равнинными территориями. Пока нет сколь угодно уверенных доказательств того, что при горообразовании происходит наращивание коры снизу, например увеличение толщины «базальтового» слоя.

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ПОД ГОРНЫМИ ПОЯСАМИ

В последнее время заметно повысился интерес к изучению верхней мантии, ее роли в тектонических движениях, проявляющихся на земной поверхности. Сейсмическими методами исследовано изменение с глубиной скорости распространения упругих колебаний. Оказалось, что ниже границы М, где скорость продольных волн достигает 8,0—8,3 км/сек, дальнейшее ее увеличение происходит медленнее, чем в коре. В мантии Земли на фоне постепенного увеличения скорости наблюдается один или два интервала, где ее значения несколько падают. Такие слои именуется волноводами.

Неоднородности в верхней мантии изучаются сейчас многими геофизическими методами, по точности их измерений сильно различаются. Так, например, делались попытки установить размеры и глубину плотностных неоднородностей в верхней мантии путем анализа гравиметрических карт. Однако по одним только гравиметрическим данным невозможно уверенно определять глубину залегания плотностных неоднородностей и их вертикальные размеры. Весьма неточные результаты получаются и при изучении плотностных неоднородностей в мантии путем анализа измерений земных приливов.

Сейсмические измерения дают более надежную информацию о строении верхней мантии, что позволяет получить скорость разреза верхней мантии. В настоящее время предложено несколько разных способов исследования верхней мантии сейсмическими методами, основанными на использовании объемных и поверхностных волн.

Изучение верхней мантии с помощью искусственных взрывов и землетрясений — это, по существу, тот же метод глубинного сейсмического зондирования коры, но в увеличенном масштабе. Чтобы регистрировать преломленные волны от слоев, расположенных в верхней мантии на глубине до 100—150 км, необходимо производить взрывы на расстоянии 500—1000 км от сейсмоприемников. Полученный разрез является осредненным и его невозможно привязать к какой-либо конкретной тектонической зоне, поскольку 500—1500-километровый профиль пересекает ряд различно построенных крупных зон.

Несколько лучшие результаты для сопоставления неоднородностей верхней мантии с тектоникой дает после-

дование мантии там, где происходят глубокофокусные землетрясения. По материалам сейсмических станций удастся научить распределения мантийных неоднородностей в пределах фокальной зоны (т. е. там, где расположены очаги землетрясений) и тем самым выявить особенности мантии под такими зонами. Однако неизвестно, в какой степени все эти особенности строения верхней мантии изменяются с удалением от фокальной зоны.

Для сопоставления неоднородностей в мантии с тектоникой и горным рельефом наибольший интерес представляют те методы, которые позволяют установить распределение неоднородностей. Геофизик Л. П. Вильник предложил метод картирования горизонтальных неоднородностей самых верхних слоев мантии путем анализа времени пробега сейсмического луча между сейсмостанциями. Единственное необходимое условие для изучения мантии этим методом — наличие группы сейсмических станций. Достоинство его состоит в том, что он позволяет фиксировать неоднородности в верхней мантии по площади. Детальность горизонтального расчленения верхнего слоя мантии такая же, что и при мелкомасштабном тектоническом районировании, — ширина выделяемых зон 50—100 км. Поэтому можно сопоставить в плане горизонтальные неоднородности в мантии и особенности тектонического строения на земной поверхности.

Л. П. Вильник предложил также метод измерения поглощения сейсмических волн в мантии по сейсмограммам от удаленных землетрясений. Зоны с высоким поглощением сейсмических волн в мантии указывают на особый характер современных процессов, например на существование участков частичного плавления. Метод ценен тем, что дает определенное представление о свойствах и процессах в мантии под горными странами, где совсем нет сейсмических станций. Исключительный интерес вызывает сопоставление аномалий поглощения сейсмических волн с аномалиями скорости, поскольку зоны с повышенным поглощением характеризуются обычно пониженным скоростью.

С помощью электромагнитного зондирования удается фиксировать глубину залегания слоев с повышенной электрической проводимостью, где земное вещество находится в частично расплавленном состоянии. Интересно сопоставление результатов исследования мантии сейсмиче-

ским и электромагнитным методами, проведенными в одном регионе.

Прежде чем перейти к изложению конкретных сведений о строении верхней мантии под выделенными горными поясами, следует отметить некоторые общие закономерности, свойственные всему земному шару. Исследования последних лет показали, что широко распространенное представление о повсеместном существовании в верхней мантии мощного слоя пониженной скорости (астеносферного канала) не соответствует действительности. В пределах тектонически спокойных областей (щитов, платформ) слои с пониженными скоростями в мантии отсутствуют или выражены очень слабо. По существу, слои с пониженной скоростью найдены лишь под известными четырьмя тектонически активными поясами на континентах и под срединно-океаническими хребтами океанов. В некоторых участках этих активных зон в верхней мантии на разных глубинах обнаружено два-три низкоскоростных канала, причем при переходе от одного участка пояса к другому число каналов и их глубины меняются. Складывается впечатление, что в мантии тектонически активных зон, например в Средиземноморско-Гималайском или Восточно-Тихоокеанском горных поясах, существуют отдельные линзы вещества с пониженными скоростями, достигающие в толщину нескольких десятков, а иногда и сотен километров и протягивающиеся на многие сотни километров.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ПОЯС

Для большинства хребтов в западной части пояса (Средиземноморье) осредненный вертикальный скоростной разрез верхней мантии известен. Так, под Пренепом обнаружен один волновод на глубинах 120—200 км. Под Альпами выделено два слоя с пониженными скоростями: первый в диапазоне 70—100 км, второй — 130—180 км. В горах Юго-Восточной Европы, а также в Восточных Карпатах (в горах Вранча) зона пониженных скоростей залегает на глубине 100—150 км. В Динаридах кровля волновода поднимается до 85 км. В Памиро-Гиндукушском районе обнаружен волновод на глубине 100—180 км.

Обратимся теперь к исследованию неоднородностей верхней мантии на площади по методу Л. П. Винника.

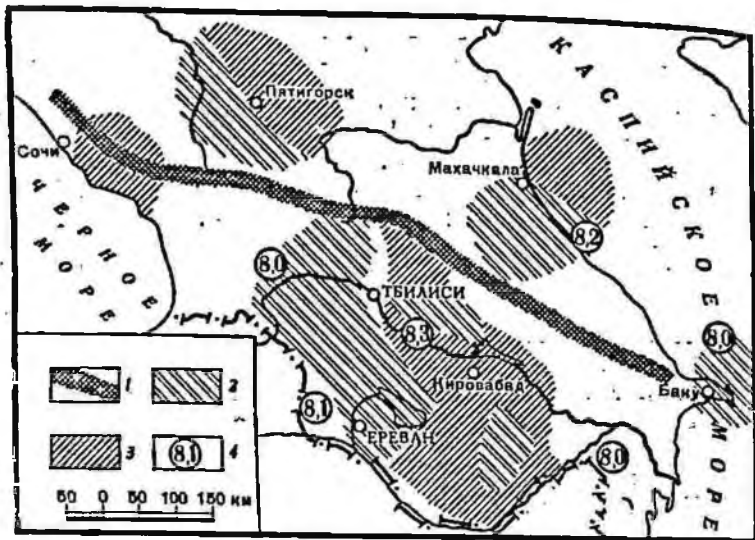


Рис. 34. Горизонтальные неоднородности в верхней мантии под Кавказом (по Л. П. Вишнюку)

1 — водораздел хребта Большого Кавказа; 2 — зона пониженных скоростей в верхней мантии; 3 — то же — повышенных; 4 — скорости сейсмических волн на границе Мохоровичича

Наиболее интересные результаты получены для Кавказского перешейка. Оказалось, что простирания скоростных неоднородностей в самом верхнем слое мантии, под границей М, не совпадают с простираниями геологических структур и с расположением горных хребтов. Как видно из рис. 34, под Кавказом зоны с повышенными и пониженными значениями скоростей в верхах мантии имеют северо-западную ориентировку. Наиболее отчетливо прослеживается зона с пониженными скоростями, следующая от Ставропольского плато на Дзирульский массив и далее на Малый Кавказ через города Бакурпани и Ереван. Параллельно ей располагается (восточнее городов Тбилиси и Кировабад) зона повышенных скоростей. Еще восточнее, параллельно берегу Каспийского моря, протягивается следующая низкоскоростная зона.

Как известно, общекавказские простирания геологических структур заложены в начале герцинического геотектонического этапа, т. е. 250 млн. лет назад, и устой-

чиво сохраняли свое направление в течение всей последующей истории. Следовательно, неоднородности в верхнем слое мантии под Кавказом отражают очень древний структурный план, имевший место на Кавказе до заложения прогибов и поднятий общекавказского направления. Структуры северо-западного направления существовали на Кавказском перешейке в протерозойскую эру и в некоторой степени сохранились сейчас. Такое направление, например, присуще Трапскавказскому поднятию, с простиранием которого и совпадает ипакоскоростная зона. В неоген-четвертичное время на территории поднятия происходили неоднократные вулканические извержения. Возможно, что эта магматическая активность явилась одной из причин пониженных скоростей в верхах мантии.

В пределах Памиро-Гиндукуша горизонтальные неоднородности в верхней мантии занимают специфическое положение. Западная половина Памира и Гиндукуша характеризуются высокоскоростной мантией, тогда как под Восточным Памиром, Каракорумом и Гималаями скорости в верхах мантии ниже. Восточная граница высокоскоростного мантийного блока проходит почти в меридиональном направлении, не считаясь с орографией и неотектоникой. Она пересекает Памиро-Гималайский горный узел на две части, несмотря на то, что Западный и Восточный Памир приподняты сейчас в равной степени и вместе с расположенными южнее Гиндукушем и Гималаями образуют единую высокогорную страну. Это наводит на мысль, что скоростные неоднородности в мантии, как и на Кавказе, не связаны с горообразованием. Сопоставление полученной Л. П. Винником карты скоростных неоднородностей в верхах мантии с геологической или тектонической картой показывает, что в высокогорном мантийном блоке расположены докембрийские средние массивы Гиндукуша и Западного Памира. Такое совпадение не случайно, и можно сделать вывод о том, что тектонические зоны, бывшие длительно (в течение 500—1000 млн. лет) приподнятыми, характеризуются более скоростной мантией, чем территории, испытывавшие в палеозое значительные опускания. Неоднородности в мантии оказываются древними (реликтовыми).

При выяснении причин горообразования исключительное значение имели бы материалы о строении верхней

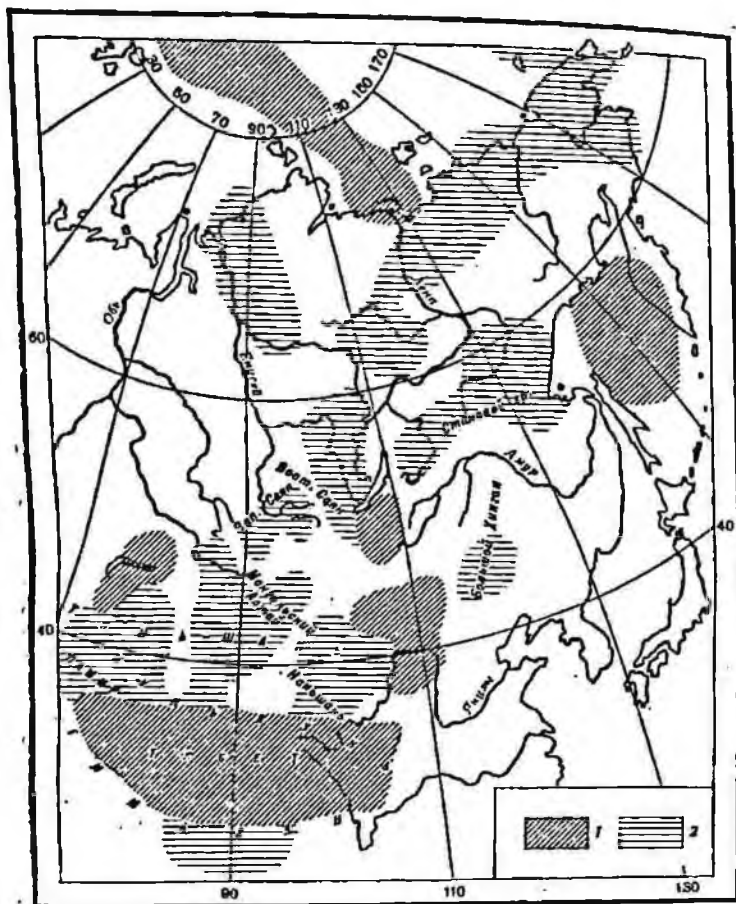


Рис. 35. Вариации поглощения сейсмических волн в мантии Земли

на территории Азии (по Л. П. Вишняку)
 1 — область повышенного поглощения; 2 — область пониженного поглощения

мантии под Тибетом — наиболее крупном по площади и высоте горном массиве на Земле. К сожалению, этот регион изучен очень слабо. Известно лишь, что в южной его части (под Гималаями) на глубине 100—150 км зафиксирован волновод.

Л. П. Вишняк и А. А. Годзиковская изучали поглощение упругих волн по записям удаленных землетрясений на территории Азии. На большей ее части верхняя мантия имеет низкое поглощение энергии упругих колебаний. На этом фоне выделяются аномальные зоны с высоким поглощением — Тибет, Тянь-Шань, Внутренняя Монголия, Южное Забайкалье, море Лаптевых, Охотское море (рис. 35).

Наиболее крупная и четко выраженная аномалия с высоким поглощением в верхней мантии расположена под Тибетом. Пространственно она захватывает все Тибетское нагорье, Гималаи и центральный участок Куньлуня. К северу и югу от Тибета, с переходом к межгорным впадинам и равнинным территориям, аномалия прекращается. Таким образом, в плане аномалия повышенного поглощения совпадает с областью интенсивного горообразования.

На примере Тибета можно сделать вывод, что области крайне интенсивного горообразования расположены там, где мантия приобретает несколько отличные свойства, выражающиеся в резком увеличении поглощения упругих волн. Этот вывод подтверждается и тем, что участок мантии с повышенным поглощением обнаружен и под Северным Тянь-Шанем. Однако под Памиром верхи мантии имеют слабое поглощение. Не обнаружена высокопоглощающая мантия и под Саянской горной областью.

АФРО-АЗИАТСКИЙ ПОЯС

Строение верхней мантии в пределах Афро-Азиатского пояса изучено сейчас лучше, чем любого другого. Наиболее детально исследован отрезок этого пояса от Памира до Прибайкалья, расположенный в СССР. Для его изучения были применены различные методики сейсмического и электромагнитного «просвечивания» верхней мантии.

В прошлом десятилетии проводились исследования верхней мантии вдоль профиля Памир — Байкал протяженностью более 3000 км, проходящего почти по оси горного пояса. Множество сейсмических станций регистрировали глубокофокусные землетрясения. В результате был

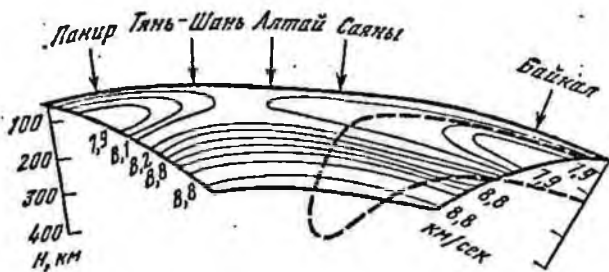


Рис. 36. Разрез верхней мантии по профилю Памир — Байкал
Пунктиром показана глубина залегания тела пониженных скоростей
(по В. А. Рогожиной)

получен осредненный вертикальный разрез мантии до глубины 400 км (рис. 36). По профилю Памир — Байкал в верхней мантии пояса были обнаружены две зоны пониженной скорости на глубинах 100—200 км. Одна из них расположена под Памиром и по направлению к Тянь-Шаню постепенно выклинивается. Вторая начинается под Саянами, но наиболее резко выражена в районе озера Байкал.

Большой интерес представляют исследования, позволяющие определять не только глубину мантийных неоднородностей, но и площадь, на которой они распространены. В северо-восточной части рассматриваемого пояса сейсмолог В. А. Рогожина обнаружила в мантии Земли сложное по конфигурации тело, характеризующееся пониженными значениями скорости продольных волн. Аномальная зона в мантии расположена под Алтаем, Восточным и Западным Саянами, Байкальской рифтовой зоной, высокогорными зонами Северной Монголии. В разрезе зона пониженной скорости представляет линзу толщиной в 200 км и более. Под Байкальской рифтовой зоной и Восточным Саяном кровля ее находится непосредственно под земной корой. В юго-восточном и юго-западном направлениях кровля низкоскоростной линзы погружается до 300—400 км.

Если сопоставить результаты исследования мантии по профилю Памир — Байкал с материалами В. А. Рогожиной, то нетрудно видеть (см. рис. 36), что в верхней части профиля до глубины 200 км они в общих чертах совпа-

дают — на глубинах 100—200 км под Байкальской горной областью вплоть до Саян намечается зона пониженных скоростей. Однако резкое погружение, по В. А. Рогожинской, аномального слоя мантии под Саянами на большие глубины не соответствует данным по профилю Памир — Байкал. Здесь необходимо иметь в виду, что Рогожинская фиксирует лишь относительное снижение скорости, тогда как на профиле Памир — Байкал показаны их истинные значения.

Область аномальной низкоскоростной мантии, по мнению Рогожинской, занимает все высокогорные и среднегорные области этого участка Афро-Азиатского пояса. Столь тесная связь аномальной мантии с современным высокогорным рельефом свидетельствует об общей причине этих явлений. Интересно сопоставить зону аномальной мантии Южной Сибири, по В. А. Рогожинской, с аномалиями поглощения, выявленными Л. П. Винником. Оказывается, что совпадение зоны аномально высоких поглощений с зоной низких скоростей имеет место там, где последняя залегает неглубоко (на глубинах 0—100 км ниже границы М). В местах, где аномальная мантия обнаружена на глубинах 100—200 км и более, повышенное поглощение отсутствует. Если считать, что метод Л. П. Винника фиксирует зоны с повышенным поглощением лишь в верхних 100 км мантии, то отсутствие повышенного поглощения под Саянами, Монгольским Алтаем, Становым нагорьем закономерно, поскольку слой аномальной мантии расположен глубже. Зоны повышенного поглощения, по-видимому, фиксируют места, где аномальная мантия приближена к подошве коры. Это объясняет наличие зон повышенного поглощения под Охотским морем, где, судя по высокому тепловому потоку, аномально разогретый слой находится непосредственно под корой. Становится понятным и обнаружение зоны повышенного поглощения под Северным Тянь-Шанем — там верхняя кромка разуплотненной мантии, по данным профиля Памир—Байкал, также приближена к дневной поверхности.

Отсутствие зоны с высоким поглощением под Памиром позволяет предполагать, что зона разуплотненной мантии находится ниже 50—100 км от границы М.

Второй район Афро-Азиатского пояса, где проведено исследование неоднородностей верхней мантии по площади, — это Северный Тянь-Шань. Неоднородности выявля-

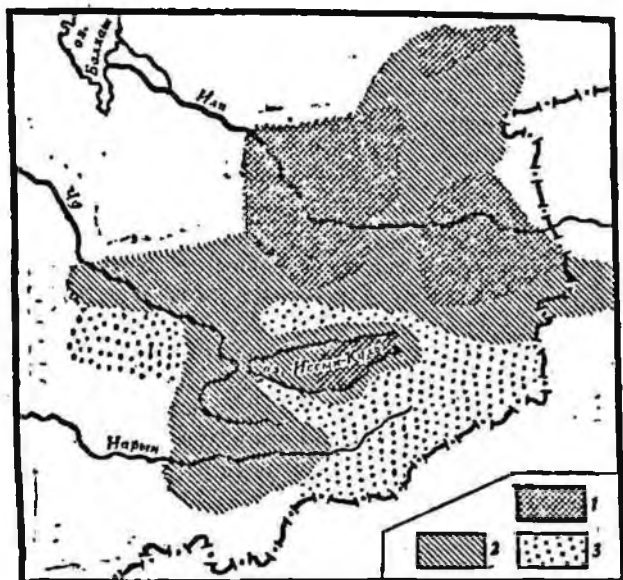


Рис. 37. Скорости в верхней мантии под Северным Тянь-Шанем (по Л. П. Вишняку)

1 — зоны повышенных скоростей (более 8,15 км/сек); 2 — средних скоростей (7,85—8,15 км/сек); 3 — низких скоростей (менее 7,85 км/сек)

пы по методике Л. П. Вишняка. Он обнаружил, что под Илийской и Иссык-Кульской впадинами верхняя мантия обладает повышенными скоростями, а под разделяющими их высокогорными хребтами Терской-Алатау — пониженными (рис. 37). В данном случае как будто бы наблюдается прямая связь между строением мантии и горным рельефом. Под хребтами скорости в мантии ниже. Однако такое, на первый взгляд, простое объяснение было бы неверным. Сравнение рис. 37 с рис. 23 показывает, что зоны высокоскоростной мантии, выявляемые по методике Л. П. Вишняка, располагаются в пределах докембрийских массивов, а низкоскоростная мантия обнаружена под палеозойским прогибом. Здесь также, как для Кавказа и Пампра, устанавливается связь скоростных неоднородностей с древнейшим структурным планом. А зоны горообразования унаследованы от древних структур. Таким

образом, на Северном Тянь-Шане скоростные неоднородности в мантии и горные хребты в равной степени являются следствием древнего структурного плана. Такие мантийные неоднородности относятся к реликтовым.

СЕВЕРО-ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

В пределах этого протяженного пояса строение верхней мантии исследовалось в двух его участках — в Северо-Американских Кордильерах и в Курило-Камчатской зоне, на стыке Азиатского материка и Тихого океана.

Для всей горной системы Кордильер (от Береговых хребтов на западе до Скалистых гор на востоке) характерны пониженные значения скорости сейсмических волн на границе М — менее 8,0 км/сек. Правда, в отдельных районах канадских Кордильер скорости несколько выше (8,1—8,2 км/сек).

Во многих районах Северо-Американских Кордильер изучено распределение скоростей сейсмических волн ниже границы М. На разрезах обнаружена зона резко повышенной скорости (еще выше, чем на границе М) в верхах мантии. Толщина слоя невелика: 20—40 км. Он расположен на разных глубинах, но в большинстве случаев его кровля находится на 20—40 км ниже границы М. За пределами Кордильерской горной системы слой повышенной скорости в мантии отсутствует. Он обнаружен лишь в одном месте, в районе залива Св. Лаврентия, на побережье Атлантического океана.

При движении со стороны Канадского щита к Тихому океану, т. е. с востока на запад, намечается следующая последовательность изменения строения верхней мантии. Под Канадским щитом (рис. 38) скорость на границе М в среднем 8,2 км/сек, в глубь мантии она постепенно увеличивается, достигая 8,4—8,5 км/сек на глубине 200 км. В западных районах Кордильер кривая изменения скорости с глубиной иная. На границе М скорость понижена (8,0 км/сек и менее). В мантии, на 40—80 км ниже границы М, происходит дальнейшее понижение скорости до 7,5—7,6 км/сек, затем скорость возрастает, и на глубине 120 км становится примерно такой же, как и на Канадском щите. В пределах тянущегося вдоль Тихого океана Берегового хребта строение мантии существенно

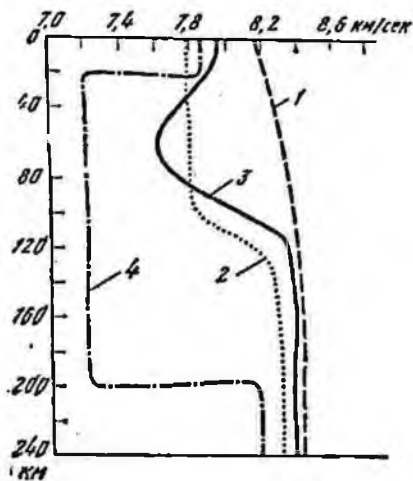


Рис. 38. Кривые изменения скорости продольных волн в верхней мантии под Кордильерами

- 1 — изменение скорости с глубиной за пределами Кордильер (Канадский щит);
- 2 — под плато Колорадо;
- 3 — средняя кривая для внутренних областей Кордильер;
- 4 — под Береговым хребтом

меняется. По двум известным для этой зоны разрезам мантия Земли близ Тихоокеанского побережья отличается от других районов Кордильер двумя особенностями — большой мощностью мантийного волновода (60—90 км) и значительно большим снижением в нем скорости (7,2 км/сек).

Таким образом, под Северо-Американским континентом можно выделить три типа строения (области) верхней мантии: а) с отсутствием волновода — равнинные территории Канадского щита; б) с относительно маломощным и слабовыраженным волноводом — Скалистые горы, Восточные и Центральные Кордильеры; в) с резко выраженным волноводом и огромной мощностью — зоны Берегового хребта и Прибрежная (характеризуются также повышенной тектонической активностью: контрастность новейших движений максимальная, а вулканическая деятельность очень высокая). Кордильеры отличаются от расположенных восточнее равнинных территорий пониженными значениями скоростей на границе М и наличием в мантии слоев с резко пониженными скоростями. Эти особенности строения мантии зафиксированы под разными по возрасту геологическими зонами, входящими в горную систему Кордильер, — палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими складчатыми сооружениями. Последнее обстоятельство позволяет считать, что выявленные осо-

бенности строения мантии являются новообразованными, возникшими приблизительно одновременно с формированием горного пояса. Анализ этих неоднородностей должен пролить свет на причины формирования горной системы Кордильер.

Второй район Северо-Тихоокеанского пояса, где детально исследовано строение верхней мантии Земли, — Куршло-Камчатская зона. Сейсмические исследования показали, что под Камчатским полуостровом развита кора континентального типа толщиной 30 км. Под Охотским морем кора тоньше — 20 км. Скорости в верхней мантии Земли непосредственно ниже границы М, под Камчаткой, понижены. Особенно низки они в зоне шириной 50—90 км, под теми местами, где расположены современные камчатские вулканы (7,3—7,6 км/сек).

В более глубоких слоях мантии скорость продольных сейсмических волн меняется следующим образом. Под Восточной Камчаткой с глубиной скорость в верхней мантии сначала остается постоянной (7,6 км/сек), а затем на глубинах 60—70 км (на 30—40 км ниже границы М) постепенно возрастает. Вследствие низких значений скорости на границе М волновод в верхней мантии здесь не фиксируется. Однако о его существовании в этой части Северо-Тихоокеанского пояса свидетельствуют данные по строению верхней мантии под Южным Сахалином и прилегающими к нему районами. Как видно из рис. 39, скорость в мантии Земли падает с 8,0 км/сек на границе М до 7,4—7,7 км/сек на глубине 70 км, а затем возрастает до 8,0—8,3 км/сек. На глубинах 150—200 км имеет место второе, очень слабовыраженное снижение скорости сейсмических волн.

Если сравнить строение верхней мантии под Кордильерами Северной Америки и под Восточной Камчаткой, то получится довольно общая картина: при низких значениях скорости на границе М (менее 7,8 км/сек) волновод в мантии «незаметен»; если скорости выше, то он чувствуется отчетливо. Различия наблюдаются в том, что под Восточной Камчаткой скорости на границе М еще ниже, чем под Кордильерами. Кроме того, под Камчаткой волновод в верхней мантии расположен на меньших глубинах. Эти отличия, вероятно, связаны с необычайно высокой вулканической активностью восточной части Камчатского полуострова.

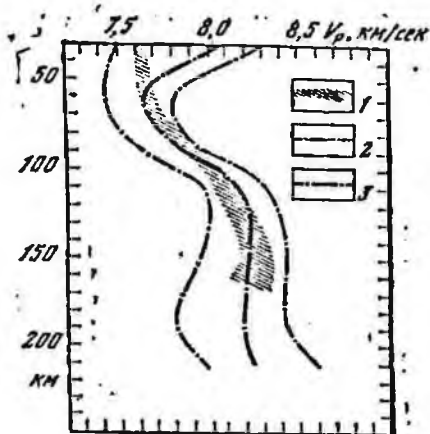


Рис. 39. Кривые зависимости скорости продольных волн в верхней мантии под Курило-Камчатской зоной (по С. А. Федотову и др.)

1 — под Восточной Камчаткой;
2—3 — под Южным Сахаливом и Охотским морем

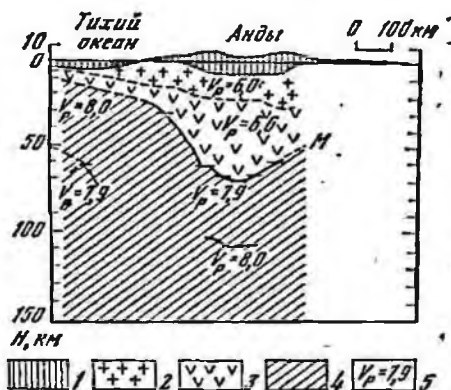


Рис. 40. Стрессовые зоны в верхней мантии под Андами Южной Америки

1 — осадки;
2 — «гравитный» слой;
3 — «базальтовый» слой;
4 — мантия;
5 — скорости сейсмических волн

Следует обратить внимание, что в азиатской части Северо-Тихоокеанского пояса не обнаружено столь сильного, а главное, мощного волновода, как под Береговым хребтом Кордильер.

В Южно-Американских Андах исследование верхней мантии выполнено в ограниченном объеме. Наиболее интересный результат получен по данным регистрации продольных волн от взрывов и поверхностных волн от землетрясений в южных районах Боливии, Перу и на севере Чили. Установлено, что под Андами мощность земной коры достигает 70 км (рис. 40). Верхняя мантия, как и под Северо-Американскими Кордильерами, характе-

ризуется пониженными значениями скорости. По поперечным волнам в мантии выделяется слой пониженных скоростей, верхняя граница которого залегает на глубине 110 км под Андами, а в направлении к Тихому океану поднимается до 50 км.

Появившиеся в последние годы далеко еще не полные сведения о горизонтальном и вертикальном распределении неоднородностей в верхней мантии дают хотя бы некоторое представление о ее строении под горными поясами. Необходимо помнить, что неоднородности обнаружены различными методами. Вследствие этого результаты иногда несколько противоречивы и сопоставлять их следует с большой осторожностью.

Выясняется, что верхи мантии как в Средиземноморско-Гималайском, так и в Афро-Азиатском горных поясах характеризуются горизонтальной неоднородностью, зональная которой не связана с современным рельефом, а отражает древний (докембрийский) структурный план, формировавшийся в течение многих сотен миллионов лет. Эти скоростные неоднородности давно уже полностью компенсированы в литосфере и в эпоху горообразования непосредственно не проявляются. Тесная связь их с конкретными геологическими структурами свидетельствует, что такие неоднородности расположены в самом верхнем слое мантии, по-видимому, на глубинах менее 100 км от границы М. Их можно назвать реликтовыми неоднородностями.

Но в горных поясах известны и другие мантийные неоднородности, возникшие относительно недавно и имеющие к горообразованию прямое отношение. Это мощные слои с пониженными скоростями (волноводы), обнаруженные фактически под всеми горными поясами. Толщина таких волноводов и их число изменяются на разных участках горного пояса. На примере Саяно-Байкальского района и Северо-Американских Кордильер удалось показать, что по площади такие неоднородности совпадают с территориями, занятыми горным рельефом, что позволяет их причинно связывать. Дополнительную информацию о процессах в мантии дает опектуривание зон повышенного поглощения, которые фиксируются там, где слои пониженных скоростей приближены к границе М.

Итак, в верхней мантии существует по меньшей мере две группы физических неоднородностей. Первые из них,

исчезающие реликтовыми, возникли давно и совпадают сейчас с древнейшим структурным планом. Вторая группа неоднородностей вызвана относительно молодыми процессами, связанными с горными поясами Земли. Эти неоднородности так или иначе корректируются с тремя наиболее активными событиями в жизни планеты: вулканизмом, горообразованием и формированием глубоких впадин в угнетенной коре.

Под всеми горными поясами верхняя мантия находится в «возбужденном» состоянии, не свойственном ей за пределами горных поясов. Это особое состояние проявляется в следующем:

а) значения скорости сейсмических волн ниже границы М понижены (Северный Тянь-Шань, Кордильеры, Прибайкалье, Восточная Африка, т. е. все горные пояса);

б) в пределах горного пояса фиксируются мощные слои (1—3) пониженной скорости. Залегают они на разной глубине, до 600 км (Монгольский Алтай), но чаще на глубинах менее 100 км ниже границы М.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Своеобразие глубинного строения горных поясов проявляется не только в изменении упругих свойств коры, но и в активном течении целого ряда глубинных процессов, сопровождающихся теми или иными геофизическими аномалиями. Анализ этих аномалий и их сопоставление с результатами сейсмических и электромагнитных зондирований дает важную дополнительную информацию о причинах горообразования.

Раньше всего начали изучать поле силы тяжести. Когда были проведены маятниковые измерения в горах, то результат получился ошеломляющий, — несмотря на дополнительный вес горных пород, слагающих хребет, маятник показывал дефицит массы по сравнению с равнинными территориями. Выход из этого затруднения мог быть только один — пришлось допустить, что под горами

земная кора менее плотная или же она там более толстая, а плотные массы расположены глубже, чем под равнинами. Так возникло представление о «корнях» гор, впоследствии подтвержденное глубинным сейсмическим зондированием.

Аномалии силы тяжести, вызванные различной толщиной земной коры или различием в ее плотности (аномалии в редукции Буге), в значительной степени уравновешены массами, залегающими ниже земной коры. Здесь действует закон Архимеда. Блоки земной коры «плавают» на более плотной мантии наподобие льдин в Ледовитом океане.

Об активности земных недр свидетельствуют так называемые изостатические аномалии, показывающие отклонение того или иного участка Земли от Архимедова равновесия. Связь этих аномалий с современными горными поясами, в частности с высокогорным рельефом, несомненна. Важнейшая закономерность, которая в той или иной степени проявляется во всех без исключения горных поясах, — это обратная зависимость между знаком аномалии по направлениям тектонических движений. В пределах горных хребтов, несмотря на продолжающийся их подъем, имеет место избыток массы, а в прогибах (несмотря на поступление осадков) недостаток — аномалии отрицательные. Особенно сильные отрицательные изостатические аномалии обнаружены в океанических желобах и современных геосинклинальных прогибах, например в Южно-Каспийском.

Таким образом, тектонические движения оказываются направленными против сил изостазии (равновесия). Глубинные тектонические силы нарушают равновесие, а процессы на земной поверхности стремятся его восстановить — с поднятий, где возник избыток массы, материал переносится во впадины, туда, где имеет место недостаток массы. О причинах, вызывающих изостатические аномалии, будет сказано ниже, а сейчас следует заметить, что из общего правила есть исключения. Обнаружены впадины, где продолжают накапливаться осадки, а изостатические аномалии положительные. Таковы впадины Охотского, Японского и Эгейского морей, Венгерская (Паннонская) и некоторые другие. По-видимому, глубинный механизм образования таких впадин иной, чем большинства современных прогибов.

С простираниями горных поясов часто совпадают направления магнитных аномалий. Это легко объяснить, поскольку интенсивные линейные магнитные аномалии связаны, как правило, с глубокими разломами, вдоль которых неоднократно происходило внедрение основных и ультраосновных пород. Внедрившиеся породы впоследствии были в той или иной степени обводнены (серпентинизированы), что сопровождалось образованием магнетита. Этот минерал, намагниченный в магнитном поле Земли, и стал причиной наиболее сильных магнитных аномалий. В отличие от большинства других геофизических аномалий магнитные в основном не связаны непосредственно с активно идущими сейчас горообразовательными процессами. Они являются древними аномалиями, которые возникли после образования глубинных разломов, точнее, после внедрения основных и ультраосновных пород. Так, например, четко выраженные линейные магнитные аномалии Урала существуют с палеозоя.

Чем же тогда объяснить столь частое совпадение простираний этих магнитных аномалий с направлением современных горных хребтов? Причина в том, что простирания горных хребтов, как уже говорилось, унаследованы от древних геологических структур, существовавших сотни миллионов лет назад. Магнитные аномалии и указывают на простирания этих древних структур.

Следующая очень важная геофизическая аномалия — геотермическая. Обширные исследования, проведенные в течение двух последних десятилетий, показали, что с горными поясами часто связаны аномалии теплового потока, идущего из недр Земли. Наиболее рельефно такие аномалии фиксируются в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. В подводной рифтовой долине, проходящей по оси срединно-океанического хребта, тепловой поток значительно (в 3—5 раз) превышает средний для Земли уровень. Высокие тепловые потоки установлены и в континентальных рифтовых впадинах, например в Байкальской. Отличительная черта этих аномалий в том, что они широкие, но имеют значительную протяженность. Несомненно, они связаны с разломами, по которым тепло поступает из недр. Столь высокие значения теплового потока свидетельствуют, что значительная часть подземного тепла на недр переносится в этих зонах с циркулирующими по разломам водами.

Но в горных областях есть тепловые аномалии и иного типа. Они больше средних для Земли значений и занимают обширные площади. Такие положительные аномалии теплового потока приурочены, как правило, к современным поднятиям (хребтам), в особенности к тем их участкам, где на земной поверхности или на небольшой глубине расположены изверженные породы кислого состава. Причинная связь этих положительных тепловых аномалий с гранитами очевидна, поскольку в кислых породах (гранитах) содержится максимальное количество радиоактивных элементов (урана, тория, калия), выделяющих тепло. Расчеты показывают, что при тепловом потоке на поверхности Земли в 2—2,5 мккал/сек·см² температура, необходимая для плавления пород гранитного состава (600—700° С), достигается на глубине 12—15 км. Мощность гранитного слоя под горными хребтами, например под Альпами и Кавказом, превышает 20 км, поэтому мы не можем исключить, что нижние его горизонты находятся в частично расплавленном состоянии. Очень вероятно, что процесс частичного плавления гранитного слоя, сопровождаемый увеличением объема, является одной из причин горообразования.

Под обрамляющими хребты впадинами тепловой поток ниже средних для Земли значений. Возможно, это отчасти обусловлено экранирующим влиянием заполняющих впадин осадков, по главным образом связано с тем, что на соответствующих глубинах температура в земной коре прогибов ниже, чем под поднятиями. Под прогибами мощность гранитного слоя небольшая (нередко он отсутствует полностью) и, следовательно, там меньше радиоактивных элементов.

Нетрудно видеть, что характер теплового поля имеет непосредственное отношение к проблеме горообразования и должен непременно учитываться при построении той или иной геотектонической гипотезы.

Некоторые представления о распределении температур в недрах Земли дают исследования электропроводности земной коры и верхней мантии, выполненные лишь в отдельных местах. Природа этих аномалий изучена еще слабо, поэтому сейчас можно высказать лишь самые предварительные соображения. Советские геофизики М. И. Бердичевский, Л. Л. Ваньян, Н. И. Рокитянский пришли к выводу, что в ряде мест электропроводящие слои распо-

ложены в верхней мантии на глубинах 30—150 км от дневной поверхности. Возникновение их эти исследователи объясняют частичным расплавом находящихся там горных пород. Полученные значения электропроводности отвечают наличию примерно 5% расплава. Наиболее уверенно такие зоны частичного плавления вещества мантии могут быть выделены под Охотским морем и обрамляющими его Камчаткой и Сахалином, в районе озера Байкал и к северу от него, под Южно-Каспийской впадиной, Северным Кавказом, а также под Карпатами и Паннонским бассейном. С другой стороны, имеются сведения о том, что, например, под равнинными пространствами Восточно-Европейской платформы или под Западно-Сибирской низменностью такие высокопроводящие слои в верхней мантии отсутствуют. Правда, данных материалов еще совершенно недостаточно для того, чтобы сделать какие-либо конкретные выводы о связи этих неоднородностей с тектоникой. Обращает на себя внимание лишь то обстоятельство, что практически все районы, где в мантии обнаружены высокопроводящие слои, расположены в пределах горных поясов, тогда как на равнинах такие аномалии не встречены. Напомним, что под теми же поясами отмечены в мантии и мощные слои пониженных скоростей. Очевидно, это не случайно и свидетельствует, что мантия горных поясов отличается от платформ также и по электропроводности.

Высокопроводящие слои фиксированы в земной коре и на меньших глубинах. Так, например, под Карпатами П. И. Рокитянский обнаружил электропроводящее тело на глубинах 20—30 км, которое, возможно, связано с частичным плавлением пород.

Есть горная область, где электропроводящий горизонт приближен к дневной поверхности. Это — район Байкальской зоны грабенов. Отмеченный под Сибирской платформой проводящий слой на глубинах 30—60 км поднимается под Прибайкальем до 12—25 км. Однако не следует думать, что на таких небольших глубинах расположена зона частичного плавления. Расчеты показали, что в этом проводящем слое температура 400—800° С, причем в рифтовой зоне удельное сопротивление достигает 5—10 Ом·м, а под платформой увеличивается до 20—40 Ом·м. Возникновение слоя повышенной электропроводности больше оснований связывать с трещиноватостью горных пород

и их обводнением. Меньшие глубины слоя под Прибайкальем объясняются повышенной трещиноватостью, вызванной землетрясениями. Совпадение глубин проводящего слоя с глубинами очагов землетрясения (15—30 км) свидетельствует в пользу такого предположения.

К числу активных геологических процессов, местами проявляющихся в горных поясах, относится вулканизм. В некоторых случаях действующие вулканические конусы, как, например, на Камчатке, составляют основную часть горного рельефа. Но чаще они выступают лишь в качестве дополнительного элемента рельефа — вершин высоких хребтов. Таковы вулканы Демавенд и Арарат в Эльбурс-Таврической горной системе, Казбек и Эльбрус на Большом Кавказе, Килиманджаро в Восточной Африке. Большинство этих вулканических конусов еще сравнительно недавно (несколько тысячелетий или десятков тысяч лет) проявляли активность в виде излияний лав или газовых струй. Приуроченность на континентах всех вулканов к рассматриваемым горным поясам указывает на то, что вулканическая деятельность каким-то образом связана с горообразованием, хотя очевидно и то, что в большинстве случаев горы не вулканического происхождения. Вероятно, активный вулканизм — это исключительная стадия процесса горообразования, наступающая далеко не всегда. Чаще до активного вулканизма дело не доходит, и подземные расплавы, о существовании которых приходится лишь догадываться по высокому тепловому потоку в горах, так и остаются в недрах Земли или проявляются на поверхности в виде термальных источников. Современные и недавно потухшие вулканы можно сравнить с «окнами», через которые исследователи «заглядывают» в недра Земли, чтобы составить представление об условиях, существующих в земной коре под горными поясами.

Если наложить сейсмические пояса Земли на рассмотренные выше планетарные горные пояса, то легко убедиться, что пространственно они почти всегда совпадают. Это не случайно и свидетельствует о связи горообразования с сейсмической активностью. Существуют некоторые различия в сейсмичности рассматриваемых горных поясов. Так, глубокофокусные (до 500—700 км) землетрясения почти исключительно характерны для Северо-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского горных поясов.

Следовательно, сопутствующе горным поясам глубинные разломы имеют там более глубокое заложение. Землетрясения с промежуточной глубиной (до 300 км) происходят во всех горных поясах (хорошо изучены такие землетрясения в месте пересечения Афро-Азиатского и Средиземноморско-Гималайского). Размещение этой мантийной сейсмической зоны на пересечении двух планетарных поясов, по-видимому, не случайно. В плане зона имеет северо-восточную ориентировку, следуя простиранию молодого Афро-Азиатского горного пояса. Такое направление позволяет предположить, что зона глубоких землетрясений возникла относительно недавно, одновременно с образованием Афро-Азиатского горного пояса, т. е. в третичном периоде. Фокальная зона уходит в глубь мантии Земли в виде почти вертикального канала шириной 50—100 км и глубиной до 300 км. Таким образом, по морфологии зона глубокофокусных землетрясений представляет глубинный разлом в мантии Земли. Выше в земной коре землетрясения отсутствуют или же их очень мало. Можно допустить, что с образования этого сверхглубинного разлома и началось формирование аномальной зоны, в пределах которой впоследствии возник Афро-Азиатский горный пояс. В других участках этого пояса глубинный разлом в активной форме прекратил свое существование, «залечился», но продолжает жить в месте пересечения со Средиземноморско-Гималайским поясом, где продолжают накапливаться напряжения иной ориентировки.

Другая фокальная зона мантийных землетрясений (глубиной до 200 км) расположена в Средиземноморско-Гималайском поясе под Восточными Карпатами, в районе гор Вранча. Положение фокусов землетрясений свидетельствует, что их возникновение также связано с разломной зоной в верхней мантии Земли. В виде протяженной дуги вытянулись эпицентры мантийных землетрясений к югу от острова Крит, фиксируя положение еще одного глубинного разлома, уходящего в мантию. Отдельные землетрясения, очаги которых находились в мантии, известны и в других участках Средиземноморско-Гималайского пояса, например на Северо-Восточном Кавказе.

Однако большая часть землетрясений происходит в земной коре. Там же выделяется и почти вся сейсмическая энергия. Более того, в последние годы подтвердилось, что преобладают неглубокие землетрясения, очаги

которых располагаются в верхней части земной коры, в горных областях максимум сейсмической энергии выделяется на глубинах 10—20 км.

Землетрясения обычно «располагаются» цепочками или зонами, вытянутыми по простиранию хребтов. Нередко также линейные зоны повышенной сейсмической активности совпадают со склонами крупных горных сооружений. Известно, что высокой сейсмической активностью отличаются южные склоны Тибетского нагорья (хребет Гималаи), Тянь-Шаня и т. д. Нет сомнений в том, что такие полосы сгущения эпицентров землетрясений генетически связаны с зонами глубинных разломов. Во многих случаях удается установить, что это разломы длительного развития, существующие 200—400 млн. лет и более. Так, например, большинство землетрясений на южном склоне Большого Кавказа произошло за последние 50 лет вдоль древнего разлома, заложившегося еще в девонском периоде, т. е. 400 млн. лет назад.

Неоднократно отмечалось, что максимумы сейсмической энергии часто пространственно не связаны с зонами максимальных поднятий — прямая зависимость между сейсмичностью и высотой гор выдерживается далеко не везде. По-видимому, здесь определяющее значение имеет степень раздробленности коры. В зоне разломов раздробленность выше и землетрясения чаще. Однако если учитывать не только сильные толчки, но также средние и слабые, то нетрудно убедиться, что за 50—70 лет в каждой горной области произошло столь огромное число подземных толчков, что их эпицентры покрыли практически всю поверхность горного хребта. Следовательно, слабые и средней силы землетрясения происходят в горах практически повсеместно. Сейсмическая активность (потрескивание коры) — это постоянный процесс и длился он, несомненно, в течение всей жизни гор, т. е. на протяжении сотен тысяч—миллионов лет.

Продолжающийся сейчас рост гор можно измерить непосредственно с помощью высокоточных геодезических приборов. Если по одной и той же линии, пересекающей горный хребет и расположенную рядом впадину, дважды, с интервалом в 5—10 лет, провести высокоточное нивелирование, то можно определить амплитуду поднятия или опускания того или иного участка земной коры за указанный отрезок времени. Для некоторых горных со-

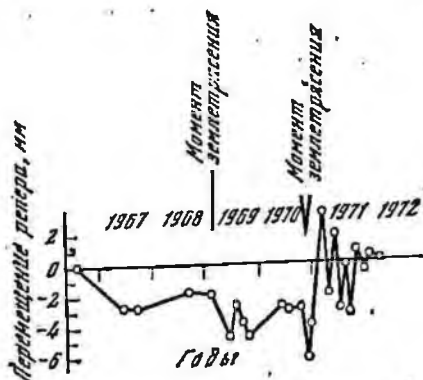
оружений, в частности для Кавказа, также повторные измерения проведены. Оказалось, что в горных областях амплитуда вертикального перемещения больше, чем на равнинных территориях, и достигает, как максимум, 15—20 мм в год. На равнинных территориях современные вертикальные движения ниже, но также значительны — 5—10 мм в год (Украинский и Балтийский щиты). Если эти скорости умножить на длительность эпохи горообразования, например на 1 млн. лет (минимальная цифра), то получается, что Кавказский хребет должен был подняться за это время на 15 км, а Украинский щит на 5 км. Из расчетов видно, что скорости тектонических движений, замеренные инструментальным путем, много выше средней скорости поднятия горного хребта и тем более — равнинного Украинского щита. В чем причина таких расхождений, окончательно еще не выяснено. Возможно, в современную эпоху скорости тектонических движений являются значительно большими, чем в геологические эпохи.

Ранее уже говорилось о геоморфологических фактах, указывающих на последовательное ускорение процесса горообразования с приближением к современной эпохе. Не исключено также, что скорость поднятия есть величина переменная, колеблющаяся в течение того или иного отрезка времени. Наконец, нельзя полностью исключить и возможные ошибки измерений, хотя и называют их высокоточными. Как заметил член-корреспондент АН СССР Ю. Д. Буланже: «где измерения — там ошибки, поскольку абсолютно точных измерений не существует»¹.

Наиболее надежное и точное измерение в горной области вертикальной и горизонтальной составляющих тектонических движений выполнено в пределах Гармского геофизического полигона, расположенного на стыке Гиссарского хребта, входящего в систему Тянь-Шаня, и хребта Петра Первого, относящегося уже к Памиру. Установлено, что хребет Петра Первого поднимается и одновременно смещается на север в сторону долины, отделяющей его от Гиссарского хребта. Вертикальные и горизонтальные смещения примерно равны по величине — 15—20 мм в год (рис. 41). Ряд ученых (Ю. Д. Буланже и др.)

¹ Буланже Ю. Д. Современные движения земной коры. — «Земля и Вселенная», 1976, № 9, с. 44.

Рис. 41. Современные движения земной коры на Северном Памире (по Ю. Д. Булавино)



рассматривают такое направление смещений как одно из доказательств надвигания Индийской плиты на Евразийскую. Однако также далеко идущие экстраполяции следует признать преждевременными. Картину, полученную путем измерений, можно объяснить и действием местных причин. Представим себе, что мощные осадочные толщи, слагающие верхнюю половину земной коры под хребтом Петра Первого, в силу тех или иных причин (речь о них будет ниже) несколько увеличили свой объем. В этом случае горные массивы будут частично вытеснены из занимаемого ими пространства и устремлены вверх, но в большей степени в сторону (смещение в сторону легче — не надо преодолевать силу тяжести). Горные породы начнут «течь», как вытекает из кастрюли разбухающее тесто. Смещение на север пород, слагающих хребет Петра Первого, может происходить и потому, что к северу от хребта прорыта рекой Сурхоб глубокая эрозионная долина. Горные породы хребта, приподнятые на 2—3 км над руслом этой реки, могут сползать к северу только под действием силы тяжести (без увеличения их объема).

Повторные нивелировки в сейсмоактивных областях как будто бы указывали на временную связь значительных смещений почвы после сильного землетрясения. Такое смещение в ряде случаев, вероятно, имело место, например после Ашхабадского землетрясения 1948 г. Однако такая связь выдерживается далеко не всегда. Это выяснилось, когда повторные нивелирования стали проводить через небольшие промежутки времени (через месяц). Связи между изменением скорости движения и временем

землетрясения практически не обнаружено (см. рис. 41). Оказалось, что земная кора испытывает непрерывные движения иногда довольно большой амплитуды и разного знака. Причем в том же Гармском полигоне было установлено, что отдельные достаточно крупные блоки движутся монолитно как единое, не деформируемое тело. Здесь опять видна роль разломов, нарушающих однородность материала земной коры.

ПРИЧНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГОР

НЕКОТОРЫЕ ГИПОТЕЗЫ

За 200 с лишним лет существования геологии как науки было выдвинуто огромное число различных гипотез, объясняющих образование гор. В конце XIX в. наибольшее признание имела контракционная гипотеза. Сторонники ее исходили из представления о постепенном остывании земного шара и сокращении его объема. Следствием этого должно было быть сжатие внешней оболочки планеты — земной коры. Как печеное яблоко, кора Земли морщилась, образуя системы складок. Геологические структуры на земной поверхности подразделялись, согласно этой гипотезе, на две группы — обширные платформы с прочной, несминающейся корой и подвижные области, где кора была смята в складки. Первые получили наименование кратонов (источников силы), а вторые — орогенов (мест горообразования). Самым сильным аргументом в пользу гипотезы было то, что геологи во время полевых наблюдений в горах постоянно видели смятые в складки горные породы. Если «разгладить» эти складки, то в распрямленном состоянии пласты заняли бы значительно большую площадь, чем в настоящее время, следовательно, и ширина орогена до складкообразования должна была быть много больше.

Гипотеза контракции оказала настолько сильное влияние на геологов, что даже сейчас, когда в целом ее никто не поддерживает, отдельные положения по-прежнему встречаются в других обобщающих концепциях. Так, мод-

ная гипотеза, известная под названием «тектоника плит», широко использует механизм горообразования, предложенный контракционистами. Например, возникновение Памиро-Гималайских гор неомобилисты объясняют тем, что «пришвырнувший» из южного полушария полуостров Индостан так сильно нажимал с юга на Гималаи, что они были смяты в сложные складки, а земная кора под ними, сдавленная с юга и с севера, резко утолщилась, образовав высокогорный массив. Аналогичным образом объясняют неомобилисты и формирование горных цепей Кордильер и Анд, протягивающихся вдоль западного ограждения Северной и Южной Америки. Эти материк, якобы двигаясь с востока на запад, создали перед фронтом своего движения смятые в складки высокогорные цепи.

В связи с развитием знаний о Земле контракционная гипотеза встречала все большее число возражений и постепенно была забыта. Одним из самых существенных возражений был вывод геофизиков о том, что Земля в процессе ее эволюции не охлаждалась, а, наоборот, все более и более разогревалась. Таким образом, отпадает самый главный довод контракционистов — сжатие коры вследствие уменьшения объема планеты. Появились и другие возражения. Было установлено, что во многих складчатых областях первоначально образование складок и поднятия происходили в центральных частях орогена, а затем распространялись на краевые его части — имела место так называемая центробежная миграция фаз складчатости. С позиций контракционной гипотезы сначала должны были сминаться края орогена, а затем процессы образования складок и гор постепенно захватывали его середину. Не объясняла контракционная гипотеза и происхождения дугообразных горных цепей, например Карпатской дуги.

Если бы горы возникали в результате сближения двух литосферных плит, как считают неомобилисты, то в горах мы должны были бы встретить более плотные породы вследствие сдавливания материка. В действительности же, земная кора под горами характеризуется меньшей плотностью и скоростью распространения сейсмических волн, чем кора платформ. Широко известны отрицательные аномалии силы тяжести в горах. Средние скорости сейсмических волн в коре горных областей ниже, чем в коре равнинных территорий.

В последние два десятилетия в связи с успехами в изучении глубоких недр планеты некоторые ученые стали искать причины тектонических движений земной поверхности глубоко в недрах планеты — в ядре Земли и в ее мантии.

Считается, что роль коры в образовании гор сводилась лишь к тому, что она в той или иной степени пропитывалась идущим снизу магматическим материалом и становилась от этого или более проницаемой, или более жесткой. Поднимающиеся с глубин в сотни километров огромные «капли» расплавленного вещества — астенолиты — выталкивают кору вверх, в пространствах между ними кора опускается. Так создаются хребты и разделяющие их впадины. Самым существенным недостатком, по мнению автора, в таких концепциях является то, что земной коре отводится лишь роль передатчика движений, происходящих где-то очень глубоко в недрах Земли. Представления о мантийных астенолитах перекликаются со взглядами контракционистов и неомобилистов. В их гипотезах земная кора также играет пассивную роль — поднимается, сминается, растаскивается в стороны силами, приложенными к ней со стороны.

Во всех этих представлениях упускается из виду (или отодвигается на второй план) тот очевидный факт, что в самой земной коре в процессе ее эволюции происходят вакопомерные преобразования, в ходе которых создаются и постепенно накапливаются необходимые условия, приводящие в конечном счете к образованию горных хребтов, межгорных депрессий и даже океанических впадин.

Есть еще одна очень слабая сторона у всех геотектонических концепций, которые ищут причину образования гор глубоко в недрах Земли. О составе, строении и процессах в верхней мантии на глубинах 200—800 км известно гораздо меньше, чем о нижних горизонтах коры. Правоммерно ли объяснять движения и процессы, происходящие в верхней части коры, явлениями в глубоких слоях Земли, еще совершенно не изученных? Очевидно, целесообразнее сначала выяснить, в какой мере земная кора сама способна породить тектонические движения и, в частности, образование гор. Лишь в том случае, если какие-либо особенности рождения гор нельзя объяснить процессами в земной коре, следует обращаться к менее исследованной мантии Земли.

Говоря о земной коре, автор имел в виду не столько данные геофизиков, сколько собственно геологические материалы, освещающие историю того или иного складчатого или горного пояса. Материалы исторической геологии, позволяющие восстановить эволюционные изменения земной коры в течение многих сотен миллионов и даже миллиардов лет, есть наш главный источник информации о строении и процессах в коре. Именно из этого источника необходимо черпать сведения и строить гипотезы образования гор.

Нередко исследователи придают исключительно важное значение какой-либо одной особенности глубинного строения, считая ее причиной проявляющихся на земной поверхности горообразовательных движений. Так, американский геофизик Кук и многие другие считают, что для рифтовых зон как на континентах, так и в океанах характерно наличие «коро-мантийного» слоя, расположенного между мантией и земной корой. Такой слой, имеющий несколько меньшую плотность, чем мантия, «расползается» в стороны, что и служит причиной растяжения земной коры и образования рифтовых структур.

Некоторые исследователи относят к числу рифтогенных все горные области, где на границе М зарегистрированы пониженные (7,7—7,9 км/с) скорости сейсмических волн. отождествление рифтовых зон с зонами с низкими скоростями в верхах мантии нельзя признать справедливым по следующим причинам. Скорости сейсмических волн ниже границы М, в особенности в пределах горных областей, определяются недостаточно надежно. Не следует забывать, что в подавляющем большинстве сейсмические исследования в горных областях малодетальны. Показателен пример с сейсмическими исследованиями зоны Рейнского грабена, проведенными в 60-х годах по профилю, пересекающему этот грабен. Тогда была обнаружена ниже границы М линза низкоскоростных пород, центр которой находился непосредственно под Рейнским грабеном, а края, постепенно утонкаясь, выходили за его пределы. Получалась типичная картина низкоскоростной мантийной «подушки» под рифтовой зоной. Однако поставленные несколько лет спустя более детальные сейсмические исследования не обнаружили такой линзы низкоскоростной мантии под корой. Лишь в пределах самого грабена в низах коры фиксируется слой со скоростями, промежу-

точным между корой и мантией, но это уже явление иного порядка.

Можно привести немало примеров, когда ниже границы M скорости в мантии пониженные, однако на поверхности Земли нет не только рифтов, но и даже малозаметных гор. Так, наиболее значительное снижение скорости сейсмических волн ниже границы M в нашей стране обнаружено по нескольким сейсмическим профилям в Прибалхашье. Ниже расположенной на глубинах порядка 40—45 км границы M скорости сейсмических волн 7,5—7,7 км/сек, а земная поверхность — почти идеальная равнина. Область пониженных скоростей в верхах мантии (7,7—7,9 км/сек) оконтурена в центральной части Балтийского щита (в районе Ботнического залива), где также нет ни рифтов, ни сколько-нибудь высоких гор. В верхнем слое мантии под границей M распространены скоростные неоднородности. Как уже отмечалось, они существуют уже сотни миллионов лет и изостатически уравновешены. Зоны с пониженными скоростями в верхах мантии в горных областях могут быть повообразованными. Однако, как будет показано ниже, они представляют лишь одно из побочных явлений при горообразовательном процессе.

Единственный путь установить причину формирования гор — это обратиться к геоморфологии, дающей сведения об особенностях строения и истории горного рельефа, исторической геологии, которая поможет проследить эволюцию тех участков земной коры, где впоследствии возникли горы, и, наконец, к геофизике, содержащей материалы о строении коры и верхней мантии Земли.

Формирование горного массива начинается образованием одного или двух относительно узких протяженных хребтов, которые в дальнейшем частично сохраняются в виде гряды останцов и нередко служат осью будущего поднятия. Следующая стадия — это сводообразное воздымание уже значительно большей по ширине полосы, наконец, третья стадия — дальнейшее расширение области поднятий. В этот последний период в горообразование вовлекаются и окраинные части впадин. Иногда впадины, если они не очень велики по размерам, целиком захватываются поднятиями и в современном рельефе выглядят лишь как области, меньших по высоте гор.

Случай, когда в процессе образования гор впадины

расширяются, встречаются реже. Это имеет место по окраинам очень крупных впадин, таких как Южно-Каспийская или Черноморская. В палеоген-четвертичное время произошло их некоторое расширение, благодаря чему краевые части Большого Балхана и южного склона Кавказа оказались как бы «обгрызанными» со стороны впадин.

Читатель, несомненно, заметил и такую особенность образования гор, как контрастное сочленение поднятия и прогибов, прослеживаемое в горных сооружениях самых различных размеров. На Тянь-Шане почти каждое поднятие сочленяется по разлому с равновельким по площади и вертикальной амплитуде прогибом.

Как же образуются горы? Сначала на месте будущего хребта ширина поднятия составляла лишь первые километры, к концу же горообразования возник горный пояс в сотни километров в поперечнике.

ОБРАЗОВАНИЕ ГОР И СКЛАДЧАТОСТЬ

Выше говорилось о последовательности формирования горного рельефа, при этом основное внимание обращалось на поверхности выравнивания, степень их деформированности, смещение по разломам и т. д. Складчатые же деформации внутри горных сооружений практически не рассматривались.

С. С. Шульц под термином складчатые деформации понимает «...всякий изгиб слоев или поверхностей выравнивания горных пород, нарушивших их первичное положение, независимо от формы, величины и происхождения изгиба»¹. В число складок попадают, с одной стороны, целые горные сооружения, например хребты Тянь-Шаня, Алтая или Большого Кавказа, а с другой — небольшие складки, размеры которых измеряются от метров до нескольких километров.

Роль мелких складчатых деформаций в формировании рельефа гор может быть разнообразной. В таком горном поясе, как Афро-Азиатский, где горы возникли в результате поднятия крупных блоков консолидированной земной

¹ Шульц С. С. Об эпейрогенетической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли. — «Геотектоника», 1970, № 4, с. 56.

коры, складчатые деформации занимали явно подчиненное место. Лишь по периферии растущих горных хребтов, где в поднятия были вовлечены также и рыхлые осадки, последние оказались деформированными. В них одновременно с орогенезом появились гравитационные складки, образовавшиеся вследствие сползания рыхлых осадков со склопа поднимавшегося хребта.

В пределах Средиземноморского-Гималайского горного пояса роль складчатости в формировании горного рельефа выше. Но все же и там, например на Кавказе или в Копетдаге, процессы образования складок разделены во времени и в пространстве. Рождение современного горного сооружения, как это было показано на примере Копетдага, началось тогда (во вторую половину миоцена), когда его складчатая структура была уже создана. Лишь по периферии хребта одновременно с ростом гор возникали складки. Однако встречаются случаи, когда одновременно с образованием гор продолжается слабый рост складок. Это подтверждается повторяющимся складки волнообразным изогнутием поверхности выравнивания, деформацией высот речных террас и т. д. Геолог Н. П. Костенко предложила называть такие структурные формы «живыми» в отличие от «мертвых» складок, развитие которых в орогенный этап полностью прекратилось. Различить «живые» и «мертвые» складки удается далеко не всегда, так как часто трудно бывает определить, возникло ли то или иное поднятие вследствие продолжающегося роста складок или это — скульптурный останец, сохранившийся только благодаря большой прочности пород.

Образование складок обычно предшествует образованию гор, хотя в ослабленной форме или по периферии хребтов эти два процесса могут происходить и одновременно. Складчатые деформации вызываются различными конкретными механизмами: горизонтальным сжатием, вертикальным смещением по разломам, когда образуются крупные «сундучные» складки, гравитационным сползанием, увеличением объема горных пород и т. д. Однако основная причина возникновения складок и гор одна и та же. В этом убеждает тот факт, что образование складок почти всегда сопровождается поднятием, хотя может быть и слабовыраженным, а образование гор часто проявляется там, где перед этим завершилось формирование складчатой структуры.

ДВА ЭТАЖА ГОРООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Уже говорилось, что большинство высокогорных сооружений расположено на нашей планете в пределах нескольких (3—4) глобальных поясов. Для объяснения причин образования гор наибольший интерес представляют два — Средиземноморско-Гималайский и Афро-Азиатский, резко различающиеся по своей истории и глубинному строению. Глубинное строение Северо-Тихоокеанского горного пояса (кроме США) изучено слабее. По своему структурному положению он занимает как бы промежуточное положение между длительно развивающимся Средиземноморско-Гималайским и повзросевшим Афро-Азиатским.

Выяснение причин рождения гор удобнее начать с анализа Афро-Азиатского глобального горного пояса. Обращает на себя внимание тот факт, что этот пояс наложился на структуры самого различного возраста. Он пересекает Средиземноморско-Гималайский, Урало-Монгольский складчатые пояса, а также Африканскую и Сибирскую платформы. В каждой из этих областей неотектоническая активизация проявила себя по-разному, создав характерные типы горного рельефа.

В зоне пересечения Средиземноморско-Гималайского и Афро-Азиатского поясов их положительные (восходящие) тектонические движения как бы сложились, и там выросло одно из самых высоких поднятий на Земле — Памиро-Гиндукушский горный узел с абсолютными высотами до 5 тыс. м. В это обширное Центрально-Азиатское поднятие были вовлечены также разнородные структуры, как срединные массивы, герцинские и мезозойские (альпийские) геосинклинальные складчатые зоны.

Иной характер новейших структур у областей с палеозойским возрастом складчатости. На фоне некоторого (500 м) общего подъема региона там в новейшее время возникли разнонаправленные движения, приведшие к созданию сложной системы депрессий и поднятий. Структурный рисунок хребтов и межгорных впадин Тянь-Шаня, Алтая и Саян почти полностью унаследован от палеозойского плана. Горные хребты возникли на месте рифейских и палеозойских геосинклинальных прогибов, а впадины — там, где ранее были древние срединные массивы (см. рис. 23). Таким образом, в неотектонический этап

направленность движений была обратной той, какая существовала в геосинклинальный период.

Совершенно иначе вели себя в эпохи новейшей активизации древние платформы. В их пределах (на юго-западном и северо-восточном окончаниях Афро-Азиатского горного пояса) активизация проявилась в очень пологом и относительно небольшом по величине поднятии, на фоне которого местами образовались глубокие и протяженные приразломные впадины — так называемые рифты. Рифты возникли не повсеместно, а главным образом там, где фундамент древних платформ был сложен позднепротерозойскими складчатыми системами и простираение этих систем было приблизительно параллельным генеральному простиранию Афро-Азиатского горного пояса. Особенно благоприятными зонами для формирования расколов были участки контакта протерозойских поясов и разделяющих их архейских массивов.

Существование единого, линейного, почти непрерывного Афро-Азиатского пояса, протягивающегося почти на половину земной окружности, заставляет думать, что причина его образования была общей для всех участков. А поскольку пояс протягивается почти на половину длины экватора и достигает ширины 1 тыс. км, источник, вызвавший образование пояса, спрятан глубоко в мантии Земли. Различное же проявление неотектонических движений разных по истории развития участков коры приводит к мысли, что эти различия обусловлены особенностями строения коры.

Обратимся к Средиземноморско-Гималайскому горному поясу. В западной его части наблюдается частое чередование хребтов и впадин, причем хребтам, как правило, соответствуют зоны мощного накопления осадков герцинского и альпийского возраста, а впадинам — срединные массивы, опускание которых произошло лишь в конце миоцена и в плейоцене. Такие глубоководные котловины Средиземноморья, как Тирренская или Адриатическая, как показали недавние детальные геофизические исследования и глубоководное бурение, это — опустившиеся древние массивы. Четкая преемственность рельефообразующих движений от предшествующей геологической истории не оставляет сомнений в том, что в этой части горного пояса горообразование определялось процессами в коре.

Иная картина в восточной части пояса. Там сформировался самый крупный на планете высокогорный массив — Памир, Тибет, Гималаи. Разница в высотах между отдельными хребтами кажется незначительной. Причина формирования такого гигантского вспучивания связана не с корой, а с более глубокой оболочкой Земли — с ее верхней мантией.

Итак, сравнительный анализ Афро-Азиатского и Средиземноморско-Гималайского горного поясов указывает на то, что в разных участках этих поясов орогенетические процессы определяются разными глубинами. Следовательно, можно говорить о двух этапах горообразовательных процессов — мантийном и коровом. Рассмотрим их поочередно.

Мантийный этап горообразования

Как уже писалось выше, верхняя мантия под горными поясами находится в особом, возбужденном состоянии, которое проявляется в существовании мощных слоев с повышенной скоростью. В участках горных поясов, где проведены необходимые измерения, примерно на тех же глубинах обнаружены в мантии слои высокой проводимости. В ряде случаев мантия под горными поясами характеризуется повышенным поглощением упругих волн. Эти физические параметры указывают на то, что под горными поясами повсеместно или в виде отдельных обширных линз расположены слои, измеряемые десятками километров, в пределах которых земное вещество находится в частично расплавленном состоянии, обладая аномальными свойствами. Выше приводились доказательства того, что эти неоднородности в мантии представляют собой новые образования, т. е. возникли одновременно с формированием горного рельефа. Таким образом, одной из причин образования гор являются процессы в мантии. Сущность их в конечном счете сводится к тому, что в результате разогрева в мантии возникают зоны с меньшей плотностью. Увеличение объема за счет снижения плотности в мантийных волноводах (а также вследствие повышения температуры) — это процесс, вызывающий подъем верхнего слоя мантии и всей земной коры, который на земной поверхности должен привести к образо-

ванию гор. Известное под многими горными областями понижение скорости сейсмических волн под границей М объясняется автором как результат некоторого разуплотнения мантийных пород в поднимающемся блоке.

Коровый этаж горообразования

Липза разуплотненных пород мантии достаточно однородна в пределах всей ширины пояса. Однако на поверхности наблюдается сложная картина чередования хребтов и впадин, что обусловлено не только аномальными зонами в мантии. Существует и другая причина, вызывающая дифференциацию горообразовательных движений, в частности контрастное чередование прогибов и поднятий. Ее следует искать уже не в мантии, а выше — в земной коре.

В коре также имеет место процесс разуплотнения вещества, в результате чего и происходит формирование горного хребта — он разбухает, как тесто. Однако такое разуплотнение пород земной коры почему-то происходит избирательно — на одних участках горного пояса возникают хребты, на других — впадины. Причинами разуплотнения вещества земной коры под растущими хребтами, по мнению автора, являются: гранитизация и раздробление пород землетрясениями с последующей гидратацией, т. е. образованием минералов, содержащих в своей кристаллической решетке воду. Наоборот, разделяющие хребты межгорные впадины формируются вследствие дегидратации определенных типов пород (рис. 42).

В пользу того, что формирование высокогорных хребтов связано с разуплотнением, вызванным разогревом и гранитизацией в коре, свидетельствует ряд признаков: 1) мощные волноводы (слои с пониженными скоростями) под хребтами; 2) высокий тепловой поток под хребтами (1,2—1,8 ед.); 3) наличие во многих хребтах вулканов, извергавших кислую лаву (Эльбрус и Казбек на Кавказе, Демавенд в хребте Эльбурс и т. д.); 4) термальные источники.

Одним из подтверждений роста гор в результате идущей на глубине гранитизации является более быстрый подъем гранитных массивов по сравнению с окружающими их породами. Геофизик Э. Н. Липшевский связывает

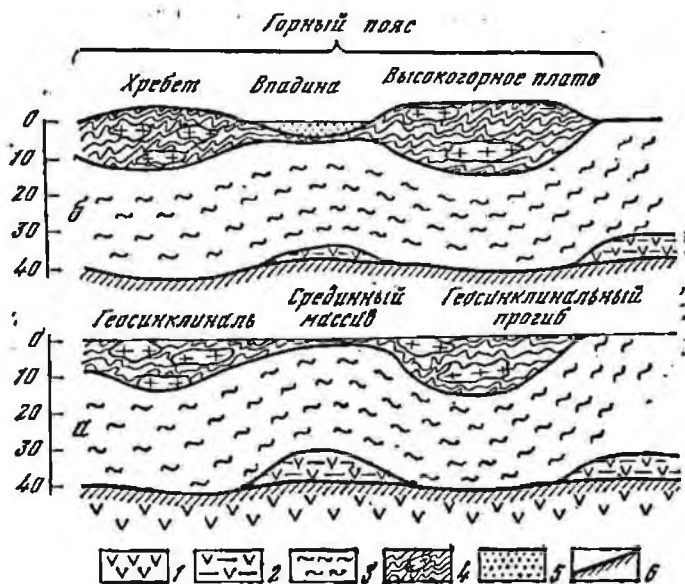


Рис. 42. Механизм горообразования:

а — строение коры до эпохи горообразования; б — строение коры во время образования гор. В процессе горообразования происходит увеличение объема линзы гранитизированных осадков (поднятие) и утончение содержащего воду «базальтового» слоя (опускание). 1 — ультраосновные породы мантии; 2 — те же породы, но обводненные; 3 — метаморфические породы «базальтового» слоя; 4 — гранитизированные осадки; 5 — грубо-обломочные породы, сносимые с растущих гор; 6 — граница Мохоровичича

ускоренный подъем гранитных массивов с их относительным разуплотнением вследствие продолжающегося процесса гранитизации.

Вторым важнейшим фактором, вызывающим разуплотнение горных пород, служит образование в них трещин. Кто хоть раз побывал в горах, убедился, как широко распространены там жилы и дайки. Еще более наглядно видно это в подземных выработках — в рудниках и шахтах. Изучение подземных выработок большого числа месторождений в СССР и в других странах показало, что в недрах горных хребтов происходило грандиозное по масштабам увеличение объема, занимаемого горными породами. В породах многократно возникали трещины,

которые впоследствии заполнялись поступавшим материалом. На некоторых участках горных выработок суммарный объем матерпала, заполнившего трещины, превышает первоначальный объем горных пород.

Причиной образования (или обновления) трещин в породах земной коры являются землетрясения. Широко известно, что места возникновения сильных землетрясений располагаются на Земле полосами, практически везде совпадающими с рассмотренными выше четырьмя платформенными горными поясами. Вывод этот не нов. Но обычно считается, что землетрясение — есть следствие роста гор. Целесообразнее эту зависимость поставить в обратном порядке — образование гор есть следствие землетрясений.

При землетрясении средней силы образуется трещина (разлом) в земной коре площадью 200—300 км². При сильном землетрясении площадь главной трещины достигает 1 тыс. км², а общий объем очага, где происходят смещения горных масс, — 1 млн. км³. В каждом горном поясе случается лишь по несколько сильных землетрясений в год, зато число средних намеряется сотнями, а слабых — десятками тысяч в год. Например, на карте эпицентров землетрясений Тянь-Шаня, составленной за 50 лет, все пространство хребтов усыпано кружочками, обозначающими местоположение подземных толчков. Можно с уверенностью сказать, что в течение 1 тыс. лет на каждом квадратном километре в Тянь-Шане произойдет землетрясение, а за 1 млн. лет (время формирования горного рельефа) — несколько тысяч землетрясений слабой и средней силы и десятки разрушительных катастроф. Любое землетрясение — это крупная трещина и сопутствующие ей сотни тысяч трещин меньших размеров. Трещина разрушает, рыхлит породу, снижает её монолитность и плотность. Трещина не остается пустой. Она заполняется циркулирующими в земной коре водами, что приводит к двум следствиям. Во-первых, в трещине отлагаются переносимые водой соли и другие соединения, создаются карбонатные или кварцевые жилы. Во-вторых, вода реагирует с окружающими породами, образуя менее плотные минералы, содержащие воду в кристаллической решетке. После каждого землетрясения возникают новые или подновляются существовавшие ранее трещины, которые опять заполняются принесенными водой веществами. В резуль-

тате плотность пород понижается, а объем увеличивается. Наиболее активно такой процесс должен идти в пределах участков коры, сложенных мощными толщами осадков, — на месте прежних геосинклинальных прогибов.

Поскольку в богатую трещинами зону термальными водами приносится значительное количество вещества, то происходит и утяжеление коры. В результате она как бы разбухает. На поверхности это выражается в образовании гор, а на глубине — в формировании прогиба границы М.

Не следует думать, что заполнение возникших трещин происходит только за счет корового материала. В ослабленные зоны внедряется и магматический материал, поднявшийся с больших глубин — из мантии. Так образуются широко распространенные поля даек. Объем их иногда достигает 10—20% от объема вмещающих пород.

В нижних частях коры, где температура достаточно для рождения гранитов, идет гранитизация, а выше — формирование трещин, заполняющихся гидротермами.

ТИПЫ ОБРАЗОВАНИЯ ГОР

В рождении гор участвуют мантийный и коровый этажи. Но вклад каждого из них при формировании той или иной конкретной горной области оказывается различным. Вследствие этого может быть выделено по крайней мере пять основных типов орогенеза.

К тибетскому типу орогенеза относятся обширнейшие по размерам плато (до 1000 км и более), характеризующиеся к тому же огромными амплитудами поднятий. Наиболее типичным примером является Тибет. Сюда же следует отнести Памир и, возможно, Анды Южной Америки. Поскольку глубинное строение Тибета еще почти не изучено, рассмотрим механизм образования гор данного типа на примере Памира. Особенностью его является относительно слабая дифференциация рельефа, в результате чего в единое поднятие оказались вовлеченными геологические структуры разного возраста и происхождения. Это обстоятельство свидетельствует о глубоком (мантийном) источнике горообразования. Как уже отмечалось, сейсмические исследования методом обменных волн позволили Н. К. Булину, Ю. И. Сытину и другим геофизикам проследить границу М от равнинных пространств Средней

Азии через весь высокогорный Памир. Эта граница, являющаяся подошвой земной коры, оказалась в пределах всего профиля практически на одной высоте (40—45 км), несмотря на перепад высот в 4—5 км. Следовательно, горообразование на Памире не сопровождалось какими-либо существенными изменениями высотного положения границы М. Причины горообразования были не в коре, а глубже — в мантии Земли.

Разнообразный комплекс сейсмических исследований, выполненный к настоящему времени на территории Памира как с помощью искусственных взрывов, так и в особенности путем изучения глубокофокусных землетрясений, позволяет отметить следующие особенности строения мантии. Располагающаяся под высокогорным Памиром на глубине 40—45 км граница М характеризуется пониженными значениями скорости (7,7 км/с). В интервале глубин 55—80 км фиксируется волновод — слой, где скорость сейсмических волн резко падает. Глубже 75—80 км скорость в мантии скачкообразно возрастает до 8,3—8,4 км/с. Наличие в верхах мантии низкоскоростной линзы, в которой скорость распространения упругих колебаний на 2—2,5 км/с ниже, чем за ее пределами, и является основной причиной формирования высокогорного Памира. Значительное увеличение объема, сопровождавшееся образованием такого низкоскоростного слоя, и вызвало подъем всей коры на несколько километров в виде высокогорного массива. Существование в верхах мантии слоя с малой плотностью объясняет обнаруженную на Памире и Гиндукуше крупную отрицательную гравитационную аномалию.

Заметим, что на глубинах 120—180 км под Памиром расположено еще один слой пониженных скоростей, возникновение которого также повлияло на формирование высокогорного рельефа. Следует думать, что под Тибетом, где высота гор больше, низкоскоростной слой в верхах мантии должен быть еще мощнее. Одним из подтверждений такого предположения служит повышенное поглощение сейсмических волн под всем Тибетом.

Второй тип горообразования — байкальский — также в значительной степени предопределен мантийным источником, однако интенсивность его проявления была много выше. Кроме того, для этого типа характерны грабены, которые по мнению автора, явились продуктом коровых

процессов. Важнейшая особенность Прибайкалья — обширные пологие своды с высотами не более 2,5—3,5 м. Ширина таких сводообразных поднятий в Прибайкалье и в Восточной Африке достигает 1 тыс. км, что указывает на глубинный источник их формирования. Как известно, под Байкальской горной областью на глубинах 100—200 км существует зона пониженных скоростей. Приблизительно на тех же глубинах фиксирована и повышенная электропроводность пород. Есть все основания связывать образование Байкальского сводового нагорья с возникновением в мантии зоны частичного плавления пород, сопровождавшегося некоторым увеличением объема.

Рассмотрим теперь причины формирования грабенов (рифтов) в пределах пологих нагорий. Как уже отмечалось, грабены образуются в тех участках поднятий, где на поверхность выходят древние архейские породы. Это свидетельствует, что сложенные ими участки длительное время поднимались. Поднятие блока коры в условиях изостазии (равновесия коры в мантии) должно было сопровождаться разуплотнением верхних горизонтов мантии — породы мантии приобретали физические свойства коры. Такой процесс легче всего представить как частичное обводнение (серпентинизация) мантийных ультраосновных пород. Следовательно, под архейскими массивами мощность серпентинитового слоя значительна.

В эпоху горообразования, когда в низах коры температура поднялась до 500° С, начался процесс обезвоживания (десерпентинизации) этих пород. Более энергично он шел по разломам, переносящим тепло. В результате грабены имеют всегда четко выраженную линейную форму. Десерпентинизация привела к утончению коры, ее изостатическому опусканию и образованию грабена.

Таким образом, автор не считает нужным при объяснении формирования грабенов байкальского типа привлекать гипотезу о сколько-нибудь значительном растяжении коры при их формировании.

Обратимся к тьянь-шаньскому типу горообразования. Тянь-Шань входит в пределы того же горного пояса, что Памир и Прибайкалье, но морфология гор здесь совершенно иная. Вместо обширных слабодифференцированных нагорий — сложная система хребтов и депрессий, расположение которых предопределено древним (палеозойским) планом. Тянь-Шань создан двумя типами движений. Пер-

вый — это свойственное всему Афро-Азиатскому поясу повсеместное поднятие с амплитудой 500—1500 м. Второй — выделяющиеся на его фоне разнонаправленные движения, образовавшие отдельные хребты с высотами до 4 тыс. м и глубокие впадины (поверхность Турфанской впадины в Восточном Тянь-Шане расположена ниже уровня Мирового океана). Первый тип движений (проявившийся слабо) связывается с мантийным этажом, второй — господствующий — с верхним коровым этажом горообразования. О том, что вклад мантии в орогенез тяньшаньского типа относительно невелик, свидетельствуют и сейсмические наблюдения по профилю Памир—Байкал. Как видно на рис. 36, мощный мантийный волновод, фиксированный под Памиром, с одной стороны, и Прибайкалем — с другой, с приближением к Тянь-Шаню утончается и даже исчезает.

Почему на Тянь-Шане воздымались отдельные линейные хребты? Причину следует искать в особенностях земной коры Тянь-Шаня. Выше уже говорилось, что современные хребты Тянь-Шаня возникли там, где длительное время в рифее и раннем палеозое интенсивно накапливались осадки, а затем образовались граниты. Под хребтами Тянь-Шаня расположены огромные линзы гранитизированных осадочных серий. Мощность «гранитного» слоя (гранитизированных рифейских и палеозойских осадков) составляет в среднем не менее 10—20 км. В неоген-четвертичный этап в связи с общим подъемом глубинных масс и разогревом коры следует предполагать частичное плавление палеозойских гранитизированных осадков в нижних частях гранитных линз. Вызванное плавлением их разуплотнение привело к воздыманию хребтов. Поднятие на 2 км, при толщине разуплотняющего слоя 20—30 км, произойдет при снижении плотности всего на 0,2 г/см³. Подобного рода разуплотнение линзы обнаружено сейчас сейсмическим зондированием на глубинах 10—30 км практически подо всеми изученными хребтами Тянь-Шаня. Встает вопрос, когда возникли такие зоны разуплотнения — в неотектонический этап или же они существуют с палеозоя? Доказательством того, что гранитообразование в ослабленной форме протекало в неоген-четвертичное время, является обнаружение на Тянь-Шане гидротермальной деятельности этого возраста. Вторая вероятная причина увеличения объема внутри подни-

мающегося хребта — дробление его пород, вызванное землетрясением, образованием трещин и их последующее заполнение.

Формирование таких крупных впадин Тянь-Шаня, как Турфанская, Иссык-Кульская, Ферганская, объясняется действием того же механизма дегидратации нижних горизонтов «базальтового» слоя, что и в рассмотренном выше примере грабенов байкальского типа. В позднем протерозое и в палеозое эти впадины представляли собой поднявшиеся средние массивы. Можно предполагать, что значительная часть земной коры под ними состояла из обводненных ультраосновных пород.

Кавказский тип гор целиком формируется за счет коровых процессов. Сейсмологические наблюдения пока не подтвердили существования в верхней части Кавказского перешейка плазмоскоростного капала. Профиль глубинного сейсмического зондирования через восточную часть хребта Большой Кавказ, приведенный на рис. 25, показывает, что большую часть земной коры подобных горных сооружений занимает «гранитный» слой, состоящий из рифейских и палеозойских осадков, пронизанных палеозойскими интрузиями. В эпоху горообразования имело место частичное плавление пород этого слоя, сопровождавшееся дальнейшим их разуплотнением. О высокой температуре в недрах Большого Кавказа, достигающей на глубинах 10—20 км 600° С и более, свидетельствует аномально высокий тепловой поток, кислый вулканизм четвертичного возраста и термальные источники. Сейсмическая активность Кавказа дает основание думать, что и вторая причина разуплотнения пород — возникновение трещин и гидратация минералов — здесь также имела место.

Кавказский хребет окружен прогибами и впадинами, имеющими разную геологическую историю. Но наиболее крупное опускание, синхронное с горообразованием, испытали те из них, которые ранее, в доорогенный период, являлись относительно приподнятыми средними массивами (Рионская, Куринская депрессии и др.). Их опускание объясняется разогревом низов коры, вызвавшим дегидратацию пород «базальтового» слоя под этими впадинами.

Последний тип горообразования — конетдагский — характеризуется умеренными поднятиями до 1500—2000 м. Влияние мантийного источника здесь не чувствуется.

Коровые процессы проявили себя в ослабленном виде. Нет серьезных свидетельств того, что в земной коре под Копетдагом идет процесс гранитообразования. Возникновение среднегорного рельефа логичнее объяснить явлениями, происходящими в верхней половине коры — в толще палеозойских и мезозойских осадков, слагающих этот хребт. Вследствие разуплотнения пород и увеличения их объема, сопровождавшихся смещением отдельных блоков по разломам, происходили складчатые деформации пород и общее сводообразное поднятие хребта.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДВОДНЫХ ХРЕБТОВ

Выше рассматривалась природа планетарных горных поясов, возникших на континентах. Какова же природа не менее грандиозных хребтов, расположенных на дне океана? Исследователи, занимающиеся изучением строения океанического дна, разделяли подводные хребты на два типа — сейсмически активные и асейсмические. Такое их разделение достаточно обоснованно, поскольку только сейсмические хребты имеют в осевой части рифтовые долины и характеризуются в этих приразломных зонах повышенным тепловым потоком. К тому же они занимают и вполне определенное положение в океанах, часто размещаясь посередине, что и позволило их именовать срединно-океаническими.

В последние годы срединно-океанические хребты привлекли к себе внимание исследователей в связи с гипотезой «плитовой тектоники», или «разрастания океанического дна». Предполагается, что именно в пределах срединно-океанических поднятий за счет излияния лав образуется океаническая кора, затем она расползается в стороны или «затягивается» в мантию в океанических желобах.

Подойдем к происхождению срединно-океанических хребтов с историко-геологических позиций. Для этого необходимо рассмотреть их предысторию. Наиболее удобным для такого анализа районом является Северная Атлантика. Член-корреспондент АН СССР Е. Е. Милановский реконструировал геологическое развитие Северной Атлантики. На месте древнего континента, остатками которого являются Гренландия и Балтийский щит, в позднем про-

терозое заложился Северо-Атлантический (Грампианский) геосинклинальный пояс. В девонском периоде в его пределах возникла система грабенов, частично продолжавших свое развитие в позднем палеозое. С поздней перми и вплоть до мелового периода в Северо-Атлантической области в условиях, близких к платформенным, накапливались осадки. Отложения этого возраста Е. Е. Милановский рассматривает как платформенный чехол. С палеогена начинается этап грандиозных базальтовых излияний, близких по химическому составу к трапповым. Базальтовые покровы достигали 4—5 км на Фарерских островах и даже 7,5 км в Восточной Гренландии. В миоцене базальтовые излияния (до 5—10 км) локализовались лишь в пределах срединно-океанического хребта (остров Исландия). Там же происходили излияния и в плейцене. Постепенное сокращение площади базальтовых излияний, которые в конце концов сохраняются лишь в осевой части срединно-океанического хребта, — явление, вероятно, свойственное всем подобным хребтам. Аналогичные данные получены в результате подводного бурения в других районах Атлантики и за ее пределами. Заметим, что именно эта особенность базальтоидного магматизма в океанах используется сторонниками «раздвижения» океанического дна как главный аргумент в пользу гипотезы формирования новой коры по оси срединно-океанического хребта.

Палеотектонический анализ приводит к выводу, что Атлантический срединно-океанический хребет возник в области, где ранее длительно существовала геосинклиналь, а затем в течение триаса, юры и мела пережил платформенный период развития. Начавшиеся в палеогене мощные базальтовые излияния постепенно сокращались по площади, локализуясь в подводном срединно-океаническом хребте. Следовательно, срединно-океаническому хребту, насколько можно судить о нем на основании материала по Северной Атлантике, присущи две важные особенности: 1) он возник на месте палеозойской геосинклинальной области; 2) в палеогене мантия Земли под Атлантическим океаном была сильно прогрета, что привело к всплеску базальтоидного магматизма. В миоцене температура в мантии стала понижаться и магматизм сохранился лишь в локальной зоне, тяготеющей к оси срединно-океанического хребта. Очевидно,

в пем существовали очень глубокие разломы (унаследованные от геосинклинального периода развития), по которым поднимались из мантии расплавы. Известны примеры, когда срединно-океанический хребет продолжается на суше в виде геосинклинального складчатого пояса, осложненного грабелами. Таков Тихоокеанский хребет, примыкающий к Северной Америке в районе Калифорнии и затем продолжающийся в Кордильерах в виде широко известной зоны Бассейнов и Хребтов, или подводный хребет Гаукеля в Северном Ледовитом океане, продолжение которого на суше ряд исследователей находит в рассеченном протяженными разломами хребте Черского, и т. д.

Петрограф Г. Ф. Макаренко, рассмотрев магматизм и историю развития рифтовых поясов на континентах и в океанах, показала, что срединно-океанические хребты океанов сходны с послегеосинклинальными рифтовыми зонами континентов.

Итак, по мнению автора, срединно-океанические хребты полностью или частично заложились на месте геосинклинальных поясов. Во вторую половину мезозоя и в особенности в кайнозой, когда происходил интенсивный разогрев в верхней мантии и выплавление базальтов, наступил этап океанизации континентальной коры. На месте древней Гондванской платформы в результате дегидратации «базальтового» слоя стала формироваться тонкая океаническая кора.

Земную кору срединно-океанического хребта можно представить в виде двух слоев разного генезиса: внизу геосинклинальный комплекс осадков, сильно метаморфизованных и уплотненных, характеризующихся скоростью и плотностью, типичными для «базальтового» слоя, выше — толща лав базальтового состава. Сейсмические исследования, проведенные через срединно-океанический хребет в районе Исландии, показали, что эта структура имеет очень мощную кору (40—50 км). Заметим, что исследования в Исландии позволили впервые определить сейсмическим методом глубину залегания подошвы земной коры под срединно-океаническим хребтом. Другие сейсмические профили, пересекавшие срединно-океанические хребты в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, были слишком короткими, чтобы можно было получить преломленные волны от подошвы коры. Поэтому вполне вероятно, что и под другими участками срединно-океанических

хребтов кора имеет значительную мощность, соизмеримую с толщиной коры на континентах. Широко известный в срединно-океанических хребтах так называемый коромантийный слой — не что иное, как нижняя высокоскоростная часть коры. Толщина этого слоя — несколько десятков километров.

Напомним, что в верхней мантии под срединно-океаническими хребтами существуют такие же мощные слои пониженных скоростей, как и под горными поясами континентов. Это указывает на общность природы тех и других.

Судя по профилю через Исландию, глубинные разломы, приведшие к возникновению мощной линзы вулканических пород срединно-океанического хребта, продолжают жить до настоящего времени. Свидетельством их современной активности являются постоянно происходящие землетрясения, необычайно высокий тепловой поток, превышающий среднее для Земли значения в 3—5 раз. К этим протяженным глубинным разломам приурочены и узкие грабенообразные впадины. Океанологи, изучавшие рельеф и строение срединно-океанических хребтов, обратили внимание, что во многих случаях вблизи оси срединно-океанического хребта протягивается пара таких желобов, пространство же между этими грабенообразными понижениями нередко сложено серпентинизированными ультраосновными породами, свойственными мантии. Такая приуроченность к разломам ультраосновных пород не случайна. Пластичность серпентинитов резко возрастает с повышением температуры. При нагревании до 200—400°С серпентиниты «текут» и в ослабленных разломах зонах могут быть выведены из «базальтового» слоя на поверхность. Обнаружение в приразломных зонах серпентинизированных ультраосновных пород не может служить доказательством того, что здесь особого вида кора. Напомним, что серпентиниты обнаружены и во многих районах Средиземноморского складчатого пояса и в других складчатых поясах континентального типа.

На дне океанов распространено значительное число меньших по размерам асейсмичных хребтов, отдельных гряд, возвышенностей и островов. Как правило, земная кора под ними резко утолщена. В большинстве своем это сохранившиеся останцы континентальной коры, по той или иной причине не захваченные процессом океаниза-

цив. Наиболее широко такого типа подводные горы представлены в западной части Тихого океана, где располагается погруженный под уровень моря длительно (с рифейской эры) развивавшийся Западно-Тихоокеанский пояс. На составленных в последние годы детальных батиметрических картах этой части океана запечатлен рельеф, который по расчлененности, ступенчатости, наличию выровненных поверхностей и каньонообразных долин почти неотличим от горного рельефа на континентах.

С каждым годом накапливается все больше доказательств того, что этот складчатый пояс сформировался в континентальных условиях, а затем сравнительно недавно (несколько миллионов лет назад) погрузился на 2—3 км. Подводный рельеф планеты, сходный по своему устройству со строением гор на суше, возник вследствие тех же глубинных процессов, которые привели к образованию горных поясов.

Изучение геологической истории океанов, начатое в последнее десятилетие, с помощью глубоководного бурения, дало в руки ученых неоспоримый материал о грандиозных (на несколько километров) опусканиях дна на обширных пространствах Индийского, Атлантического и западной части Тихого океанов. Эти опускания произошли в юрское, меловое и палеогеновое время. Они как бы предшествовали росту гор на континентах. Если рассматривать контрастность рельефообразующих движений, суммируя опускание в океанах и поднятие на континентах, то общий размах движений окажется по меньшей мере в два раза большим. Исключительность тектонического этапа, создавшего рельеф планеты, становится тем самым более очевидной. Советские геоморфологи И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков назвали этот мезозойско-кайнозойский этап геоморфологическим этапом в жизни Земли.

* * *

Итак, образование гор автор связывает с увеличением объема в недрах Земли. Механизмы такого разуплотнения изучены еще недостаточно хорошо и оценить роль каждого из них удастся далеко не всегда. Однако сейчас уже можно считать доказанным, что под горными

хребтами как в мантии, так и в земной коре существуют мощные линзы с повышенной скоростью распространения упругих волн, отсутствующие, как правило, под равнинными территориями. Наиболее вероятная причина возникновения большинства таких низкоскоростных слоев — повышение температуры, приводящее к частичному плавлению пород, что находит в горных поясах подтверждение в высоком тепловом потоке, вулканизме и т. д.

Горные цепи расположены на Земле в виде поясов, возникших вдоль планетарных разломных зон. А в пределах этих поясов горы рождаются там, где накопились мощные толщи осадков. Эту закономерность, прослеженную американским геологом Депа 100 лет назад, можно с полным правом отметить и сейчас.

ЛИТЕРАТУРА

- Арган Э. Тектоника Азии. М., 1935.
- Белоусов В. В. Основы неотектоники. М., 1975.
- Беммелен Р. Ван Горообразования. М., 1956.
- Варсановьева В. А. Жизнь гор. М., 1950.
- Герасимова П. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., 1959.
- Планин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., 1976.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1965.
- Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР. М., 1972.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1975.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., 1975.
- Киль Л. Морфология Земли. М., 1967.
- Костенко П. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., 1972.
- Николаев П. П. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., 1962.
- Обручев В. А. Юные движения на древнем теменн Азии.— «Природа», 1922, № 8—9.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Поверхности выравнивания и коры выветривания. М., 1976.
- Резанов Н. А. Вопросы новейшей тектоники Северо-Востока СССР. М., 1964.
- Резанов П. А. Земная кора. М., 1974.
- Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., 1976.
- Структурная геоморфология горных стран. М., 1975.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника для Тихого океана. М., 1972.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., 1948.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Строение гор	4
Особенности рельефа планет Солнечной системы	12
Средиземноморско-Гималайский горный пояс	20
Северо-Тихоокеанский горный пояс	40
Восточно-Тихоокеанский горный пояс	56
Афро-Азиатский горный пояс	57
Закономерности формирования горного рельефа	78
Горы на дне океана	93
Строение земной коры под горами	97
Верхняя мантия под горными поясами	125
Геофизические аномалии и современные процессы	140
Причины образования гор	150
Литература	174

Игорь Александрович Резанов

ОБРАЗОВАНИЕ ГОР

Утверждено к печати редколлегией
серии научно-популярных изданий
Академии наук СССР

Редактор Л. И. Приходько
Художественный редактор В. Г. Ефимов
Технические редакторы Р. М. Денисова, Ф. М. Хениок
Корректор В. С. Федочкина

Сдано в набор 11/IV 1977 г.

Подписано к печати 12/VII 1977 г.

Формат 84 X 103^{1/2}. Бумага типографская № 1.

Усл. печ. л. 9,2^{1/2} Уч.-изд. л. 8,9 Тираж 50 000

Тип. зак. 2103, Т-09987 Цена 60 коп.

Издательство «Наука»

117485, Москва, Профсоюзная ул., 94а

2-я типография издательства «Наука»,

121039, Москва, Г-99, Шубинский пор., 10



ИЗДАТЕЛЬСТВО

«НАУНА»

ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ

КНИГА:

**ЧИКИШЕВ А. Г. Карст
Русской равнины. 10 л. 65 к.**

Карстовые образования — воронки, котловины, желоба, ниши, пещеры и др. — широко распространены на территории Русской равнины и оказывают существенное влияние на все компоненты географического ландшафта, а также на особенности хозяйственного освоения этого крупного района нашей страны. В книге рассматривается большой круг вопросов, связанных с образованием и характеристикой карстовых форм, дается оценка интенсивности современных карстовых процессов, без учета которых не может быть успешно осуществлено ни одно хозяйствен-

ное мероприятие: гидротехническое, промышленное, транспортное и гражданское строительство, разработка полезных ископаемых и т. д.

Рассчитана на широкий круг читателей.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Блгу, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7-А; 117464 Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамин-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, Л-29, ул. К. Маркса, 78; 450074 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 4/2; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.