

THE FORCES WHICH CREATED THE UNIQUE FACE OF OUR PLANET

V. E. KHAIN

In this paper an attempt to explain the main features of the relief of the Earth is undertaken from the viewpoint of plate tectonics and mantle plume hypothesis. Different types of mountain systems, originating in conditions of lithospheric plate divergence or convergence, are distinguished, as well as abyssal plains of oceans and continental plains, which are formed in intraplate position over zones of plate transit.

Образование основных черт рельефа Земли в статье объясняется с позиций тектоники литосферных плит с привлечением гипотезы мантийных струй. Выделяются различные типы горных систем, возникающие в условиях дивергенции и конвергенции литосферных плит, а также абиссальные равнины океанов и континентальные равнины, образующиеся внутри плит, над зонами их горизонтального перемещения.

СИЛЫ, СОЗДАВШИЕ НЕПОВТОРИМЫЙ ОБЛИК НАШЕЙ ПЛАНЕТЫ

В. Е. ХАИН

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

ВВЕДЕНИЕ

Наша планета Земля, несомненно, самая красивая планета Солнечной системы. Это не мертвенно-серый, изрытый оспинами метеоритных кратеров Меркурий, не окутанная сплошным и густым облачным покровом Венера, не красноватый Марс, не обвитые кольцами Юпитер и Сатурн. Земля притягивает взор прежде всего голубизной океанских и морских просторов, сверкающими под лучами солнца ледяными шапками Гренландии и Антарктиды, разнообразием оттенков поверхности континентов: темно-зеленые моря тайги и более светло-зеленые тропических лесов, желтые пятна пустынь, коричневые морщины горных хребтов с покрывающими их вершины ледниками. Оценить эту красоту в ее полноте дано лишь космонавтам, но благодаря сделанным ими фотоснимкам (рис. 1) мы также можем приблизиться к ее пониманию.

И тут естественно возникает вопрос: а какими силами, какими процессами, как и когда все это разнообразие рельефа, водного, ледникового и растительного покрова было создано? На этот вопрос попытаемся коротко ответить в данной статье.

Главные черты рельефа Земли – распределение на ее поверхности континентов и океанов, горных хребтов и равнин, предопределившее размещение водных бассейнов и внутренних морей, рек, ледников и различной растительности, – обязаны действию внутренних (эндогенных) сил, источник которых лежит в глубинных недрах Земли: тех самых сил, которые наиболее наглядно проявляют себя землетрясениями и вулканическими извержениями, но гораздо менее заметно действуют постоянно, за миллионы лет приводя к коренным изменениям земной поверхности. И только детали рельефа, его тонкая скульптура выработаны действием поверхностных, внешних (экзогенных) агентов, таких, как размывающая деятельность водных потоков, ветра, ледников, морского прибоя и т.п. Поэтому речь прежде всего будет идти о роли эндогенных сил.

КОНТИНЕНТЫ, ОКЕАНЫ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Главные черты рельефа Земли – континенты и океаны. Континенты возвышаются над ложем океанов в среднем почти на 6 км, а если учесть, что максимальная глубина океанов превышает 11 км, высота



Рис. 1. Снимок Земли, сделанный из Космоса. В просвете между облаками видны контуры Северо-Восточной Африки, Аравийского полуострова, Юго-Западной Азии, Средиземное, Красное, Каспийское, Аральское моря, Персидский залив

горных хребтов суши достигает почти 9 км, то оказывается, что размах земного рельефа составляет 20 км (рис. 2). Континенты сложены в основном гранитами и гнейсами, то есть горными породами, содержащими 65–70% кремнезема – SiO_2 и значительное количество щелочей – калия и натрия. Между тем ложе океанов подстилается базальтами – породами, содержащими 45–50% SiO_2 и богатыми магнием и железом. Таким образом, континенты

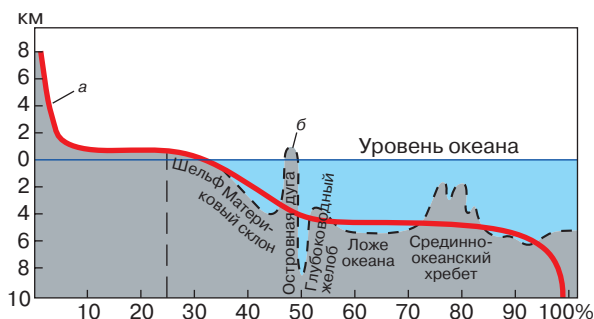


Рис. 2. Кривая распределения высот и глубин (а) и обобщенный профиль дна океана (б)

оказываются построенными менее плотным, более легким материалом, чем дно океанов. К тому же кора континентов намного толще (в среднем 35–40 км), чем кора океанов (5–7 км). Благодаря этому континенты минимум на 5–6 км возвышаются над ложем океанов. На некоторой глубине, где в верхней мантии находится пластичный слой (так называемая астеносфера), легкие, но толстые континентальные глыбы и тяжелые, но тонкие океанские плиты должны уравновешивать друг друга (закон изостазии, равновесия).

Но как же и когда возникла кора континентов, которая собственно и определяет специфику земного рельефа? Породы континентального типа появились на Земле не позднее чем примерно 0,5 млрд лет после ее образования 4,6 млрд лет тому назад. Правда, это еще были не совсем типичные континентальные породы, но 2,5 млрд лет тому назад уже существовала вполне типичная континентальная кора, и она занимала не менее 70% современной площади такой же коры. Около 4 млрд лет тому назад появились первые островки протоконтинентальной коры – протосиалия ($\text{Si} + \text{Al}$) среди сложенной базальтами первичной коры, а затем в течение архейской эры происходило относительно быстрое разрастание этого протосиалия и его превращение уже в типичную континентальную кору, настоящий сиаль. Каков же был механизм континентального корообразования?

В этом вопросе еще нет полной ясности. Достоверно установлено одно – подобная кора в соответствующем количестве не могла быть непосредственно выплавлена из мантии Земли, поскольку последняя сложена бедными кремнеземом (<45% SiO_2) породами – перидотитами. Поэтому необходимо допустить, что процесс континентального корообразования был двухступенчатым: сначала возникла путем прямого выплавления из мантии (астеносферы) базальтовая кора океанского типа, а затем уже в результате плавления последней – континентальная кора.

Между первыми островками сиалия должны были обособиться пониженные участки рельефа, подстилаемые базальтовой корой, то есть океаны в геолого-геофизическом смысле этого понятия. Но были ли они океанами в географическом смысле, наполненными водой? На этот вопрос следует ответить утвердительно, так как жидкая вода появилась на Земле уже 3,8 млрд лет назад, судя по присутствию среди пород этого возраста в Гренландии разностей, отложенных в водной среде. Следовательно, к тому времени началась конденсация водяного пара, ранее содержавшегося в атмосфере. В дальнейшем атмосфера пополнялась за счет выделения летучих из глубоких недр Земли вместе с вулканическими извержениями. Этот процесс должен был энергично протекать в течение архейской эры (4,0–2,5 млрд лет тому назад), и, стало быть, параллельно

с дифференциацией коры на континентальную и океанскую и обособлением континентов и океанов шло заполнение океанских впадин водой. В следующие 2,5 млрд лет истории Земли шло, хотя и более медленно, разрастание континентальной коры и пополнение запаса воды в Мировом океане с соответствующим повышением его уровня и возрастанием глубины. К началу фанерозоя, то есть 540 млн лет тому назад, объем воды в океане и его уровень были уже близки к современным.

Но если кора современных континентов в основном древняя, в среднем не моложе 2 млрд лет, то кора океанов, как показали данные глубоководного бурения, нигде не старше 180 млн лет. Чем же это объясняется? Дело в том, что в океанах постоянно происходит процесс обновления коры и именно с

этим связано образование основных черт рельефа океанского ложа.

РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ И ЕГО ОСОБЕННОСТИ

Главной чертой внутреннего рельефа океанов является система пронизывающих их подводных срединно-океанских хребтов. Эта грандиозная система общей длиной в 60 тыс. км, а с ответвлениями 80 тыс. км, шириной от нескольких сот до первых тысяч километров, возвышающаяся над абиссальными равнинами в среднем на 2,5 км, сопоставима по своему масштабу с горными системами суши. Не во всех океанах эти хребты занимают действительно срединное положение; последнее характерно для Атлантического и Индийского океанов, в то время как в Тихом океане хребет сильно смещен к его восточной окраине (рис. 3).

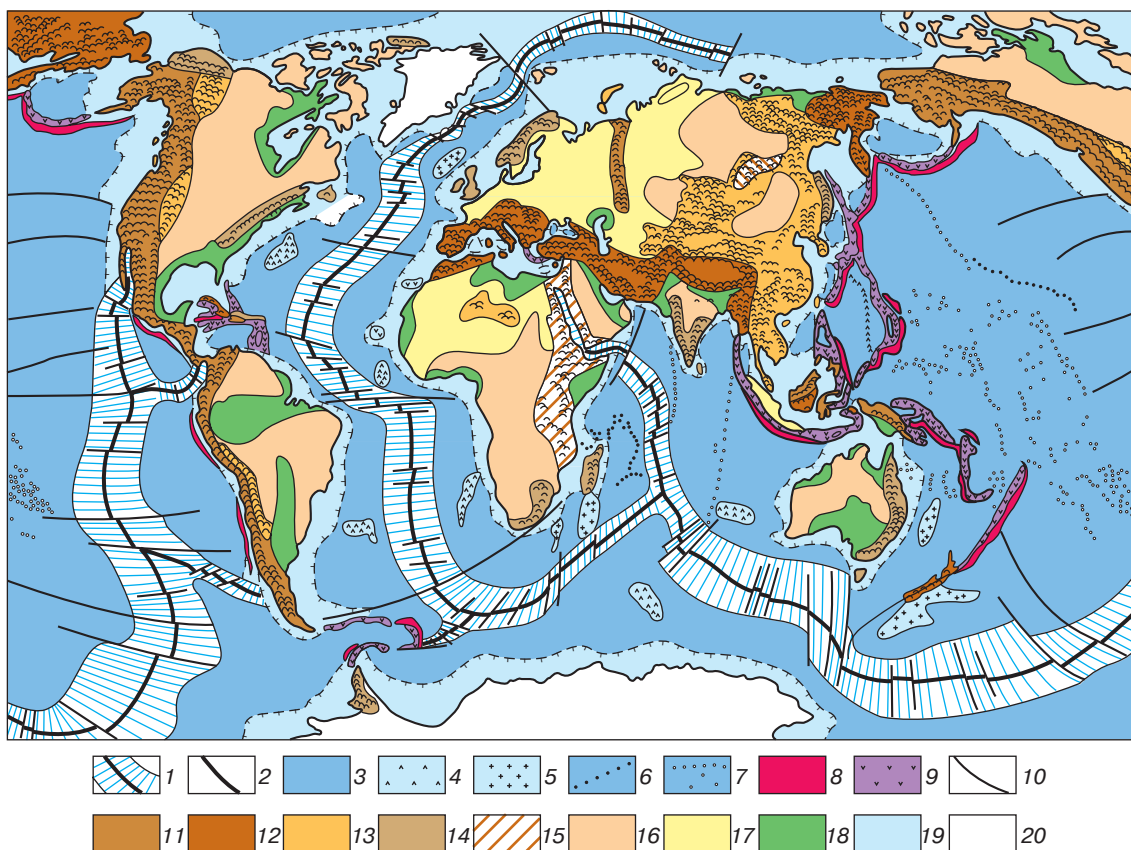


Рис. 3. Основные черты рельефа поверхности Земли.

Океаны: 1 – срединно-океанские хребты, 2 – оси срединных хребтов, 3 – абиссальные равнины и глубоководные котловины окраинных и внутренних морей, 4 – крупные подводные поднятия ложа океана, 5 – крупные подводные поднятия ложа океана, подстилаемые континентальной корой (микроконтиненты), 6 – вулканические архипелаги, 7 – вулканические архипелаги, погруженные ниже уровня океана, 8 – глубоководные желоба, 9 – островные дуги, 10 – трансформные разломы

Континенты: 11 – 15 – горные хребты: 11 – возникшие над зонами субдукции, 12 – возникшие в зонах коллизии, 13 – внутриконтинентальные телеколлизии происхождения, 14 – окраинно-континентальные, 15 – рифтовые; 16 – плоскогорья; 17 – денудационные равнины; 18 – низменности; 19 – шельф и эпиконтинентальные моря; 20 – покровы льда

На большей части своего протяжения срединноокеанские хребты рассечены вдоль оси глубокими и узкими щелями — рифтами, на дне которых расположены извергающие базальты вулканические постройки и выделяющие горячую, насыщенную сернистыми соединениями металлов воду гидротермы. Вокруг них образуются рудные скопления, которые в перспективе явятся важным источником цветных и даже драгоценных металлов. Установлено, что именно в рифтах происходит рождение новой океанской коры из базальтового расплава, поднимающегося из мантии за счет ее частичного плавления при снижении давления, вызванного разрывом и раздвигом более древней океанской коры. Последняя постепенно отодвигается от оси хребта к периферии океана, давая место новообразованной коре. Таким образом возраст коры удревняется по мере удаления от оси хребта и приближения к окраинам океана. Это старение океанской коры сопровождается ее уплотнением вследствие охлаждения (глубинный тепловой поток, наиболее высоких на оси хребтов) и залечивания трещин выпадающими из раствора минералами. В результате кора становится более тяжелой и погружается в мантию, в ее астеносферный слой. Соответственно возрастает глубина океана. Этот процесс происходил сначала (первые 30–40 млн лет) довольно быстро, а затем замедлился, когда глубина океана достигла 4,5–5,0 км. Так, на периферии срединных хребтов возникли окаймляющие их широкие абиссальные равнины, достигающие в ширину, особенно в Тихом океане, нескольких тысяч километров.

Таким образом, за счет новообразования океанской коры в осевых зонах срединных хребтов идет расширение океанских впадин — процесс, получивший название спрединга. Но скорость спрединга оказывается различной в разных океанах и на разных этапах их развития: она колеблется от 1 до 16–18 см в год и от значения этой скорости зависит морфология срединно-океанских хребтов — не все эти хребты и не на всем их протяжении осложнены рифтовыми долинами. В частности, последние нехарактерны для такого крупного хребта, как Восточно-Тихоокеанское поднятие, отличающееся наиболее высокой скоростью спрединга. Вообще рифтовые долины типичны для медленноспрединговых хребтов, где раздвиг коры происходит со скоростью первых сантиметров в год, а их отсутствие свойственно именно быстроспрединговым хребтам — более широким и с менее расчлененным рельефом. Именно благодаря этому срединный хребет Тихого океана (самый широкий и пологий) именуется поднятием, а не хребтом. В основе образования всех хребтов лежит подъем под ними разогретой и частично расплавленной мантии — астеносферы. Под быстроспрединговыми хребтами она поднимается до уровня первых километров от дна океана, и здесь происходит практически почти непрерывное выделение базальтового расплава на поверхность. А под медлен-

носпрединговыми хребтами магмовыделение идет прерывисто и во времени и в пространстве и магматические камеры периодически опустошаются, что и создает условия для проседания рифтовых долин.

Самое большое пространство океанского ложа занимают абиссальные равнины. Настоящими равнинами являются те, которые затянута сплошным плащом осадков, но среди них возвышаются отдельные вулканические постройки — вулканическая деятельность проявляется и за пределами срединных хребтов. Кроме множества отдельных, обычно сравнительно небольших вулканических центров есть и более крупные сооружения вроде острова Реюньон в Индийском океане. Часто они встречаются группами, причем наряду с действующими вулканами и даже чаще последних наблюдаются потухшие подводные вулканы со срезанными вершинами, покрытыми рифовыми телами. Они известны под названием гайотов и особенно многочисленны в центрально- и юго-западной частях Тихого океана. Здесь многие из них выступают над уровнем океана в виде атоллов. Их скопления образуют островные группы Микронезии и Полинезии, а погруженные ниже уровня океана — подводные горы.

Особую категорию составляют линейные вулканические цепи. Наиболее известные из них — Гавайский архипелаг и острова Лайн в Тихом океане; цепочка последних протягивается на 4,5 тыс. км. На концах таких цепей располагаются действующие вулканы (остров Гавайи с вулканами Килауэа, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа), а по мере продвижения вдоль них действующие вулканы сменяются потухшими — атоллами и, наконец, гайотами. Продолжением Гавайского архипелага служит Императорский хребет в северо-западной части океана, он состоит из линейного ряда гайотов. Возраст вулканических построек закономерно возрастает к северо-западу вдоль Гавайского архипелага до 42 млн лет (эоцен) и к северо-северо-западу вдоль Императорского хребта до 65 млн лет (граница мел/палеоген). Этот пример дал основание более 30 лет тому назад канадскому геофизику Дж.Т. Вилсону, поддержанному американцем У. Морганом, выдвинуть смелую гипотезу горячих точек — мантийных струй (плюмов от англ. plume). Суть этой гипотезы состоит в том, что поднимающаяся из глубин мантии горячая струя пронизывает литосферу, создавая на поверхности вулканические аппараты. Но так как литосфера движется, отодвигаясь от срединного хребта в процессе спрединга, а струя сохраняет свое положение, на поверхности литосферной плиты происходит смещение вулканических центров (рис. 4).

Однако кроме таких отчетливо выраженных в рельефе линейных архипелагов и подводных хребтов в океане существуют скопления примерно одновременно образованных атоллов и гайотов. Наиболее крупное подводное скопление наблюдается в центрально-западной части Тихого океана и имеет сред-

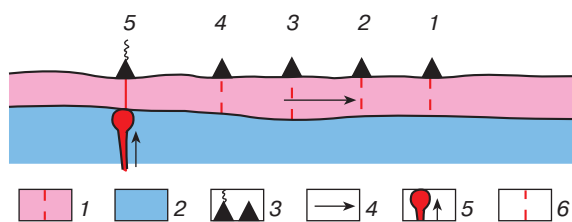


Рис. 4. Схема, поясняющая образование линейных вулканических архипелагов в связи с деятельностью горячих мантийных струй (плюмов): 1 – литосфера, 2 – астеносфера, 3 – вулканические постройки, 4 – направление движения плиты, 5 – мантийная струя, 6 – след мантийной струи

немеловой возраст. Г. Менард в свое время выделил здесь подводное поднятие Дарвина. Л.П. Зоненшайн и М.И. Кузьмин объяснили его возникновение образованием горячего пятна, а Р. Ларсон предположил, что оно было создано поднявшимся с границы мантии и ядра суперплюмом. По мнению Зоненшайна и Кузьмина, современной проекцией того же суперплюма может являться аналогичное скопление вулканических построек на юго-западе Тихого океана в Полинезии.

Но в океане среди его абиссальных равнин выступают и другие поднятия, происхождение которых менее очевидно. Часть из них имеет линейные очертания, например хребты Кокос, Карнеги, Теуантепек, Наска в Тихом океане. Другие же более изометричные, овально-округлые, как поднятия Бермудское, Сьерра-Леоне в Атлантическом океане, Крозе в Индийском и др. Особенно примечательны крупные подводные поднятия – плато Онтонг-Джава, поднятия Шатского, Хесса, Манихики в Тихом океане, Кергелен в Индийском с мощной корой (более 30 км). Эта кора по мощности сравнима с континентальной, но по строению является типично океанской. Ее резко увеличенная по сравнению с нормальной океанской мощность возникла за счет увеличения толщины всех трех слоев: осадочного, базальтового и габбрового (габбро-полнокристаллический аналог базальта – продукт остывания магматической камеры, из которой поднимались базальты). Увеличение толщины двух нижних слоев свидетельствует о том, что масштабы магматизма, создавшего эти поднятия, были более значительными по сравнению с магматизмом срединно-океанских хребтов. Современным аналогом таких структур является остров Исландия в Северной Атлантике.

Для всех хребтов, поднятий и отдельных вулканических построек, возвышающихся среди абиссальных равнин, характерен особый состав магматических пород, отличающийся повышенной щелочностью от своих аналогов в срединных хребтах. Родоначальная магма этих внутриплитных образований поступает с больших глубин, чем базальтовая магма срединных хребтов, что подтверждается

распространением подобных же пород в пределах континентов с их мощной корой. Поэтому представляется естественным предположение, что все внутриплитные поднятия как в океанах, так и в пределах континентов созданы деятельностью горячих мантийных струй – плюмов. Благодаря существованию внутриплитных поднятий абиссальные равнины распадаются на отдельные котловины.

ТИПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

С окраинами континентов абиссальные равнины сопрягаются тремя способами. Один из них – через континентальное подножие, полого опускающееся с глубин около 2,5 км, и континентальный склон, более крутой и примыкающий к почти плоскому шельфу – континентальной ступени, лежащей на глубине от 0 до 200 м. Подножие, склон и шельф образуют вместе так называемые пассивные окраины континентов. Шельф подстилается нормальной континентальной корой, а в пределах склона обычно развита кора переходная от континентальной к океанской, в зоне подножия замещаема уже нормальной океанской. Пассивные окраины характерны для Атлантического океана, для запада, юга и юго-востока Индийского океана и для Северного Ледовитого океана. Они формируются в процессе перехода от континентального рифтинга к океанскому и представляют разорванные и раздвинутые при спрединге плечи рифта.

Другой тип сочленения океана и континента, относительно более редкий, – сочленение через поперечный, трансформный разлом. Эти окраины схожи с пассивными, но отличаются узостью, крутым континентальным склоном, приуроченным к разлому. Таковы северная окраина Гвинейского залива и южная окраина Ньюфаундленда в Атлантике, крайний южный участок африканской окраины Индийского океана.

Третий тип сочленения континент – океан самый сложный. В этом типе абиссальные равнины (обычно через пологие краевые валы) сочленяются с глубоководными желобами, глубины которых составляют 7–11 км. Такие желоба почти со всех сторон, кроме южной, окаймляют Тихий океан, сопровождают Индийский океан на востоке (Зондский желоб) и на двух участках (против Анtilьской и Южно-Сандвичевой островных дуг) развиты в Атлантическом океане. Глубоководные желоба со стороны континента сопрягаются с вулканическими островными дугами. Между этими дугами и окраиной собственно континента, обычно довольно узкой, располагаются глубоководные котловины окраинных морей. В некоторых районах мира картина усложняется появлением дополнительных дуг и желобов, как в Филиппинском море или Меланезии, к востоку от Австралии.

Закономерная сопряженность желобов и вулканических дуг получила свое объяснение их приуро-

ченностью к зонам конвергенции, то есть схождения литосферных плит. В желобах происходят погружение и поглощение в мантии (так называемая субдукция) океанских плит, рожденных на осях спрединга срединных хребтов и перемещенных через абиссальные равнины (рис. 4). Зоны субдукции, прослеживаемые по расположению очагов землетрясений вглубь, местами до нижней мантии, наклонены под островные дуги или, как в случае западной окраины Южной Америки, непосредственно под континент, к которому примыкает глубоководный желоб. Достигнув глубины около 100 км, океанские плиты подвергаются частичному плавлению, из них удаляются флюиды — вода и другие летучие, они проникают в мантию всяческого крыла зон субдукции, порождая здесь магматические очаги. Подъем и излияние магмы на поверхность и создают вулканические дуги, а в их основании застывают тела гранитоидов. Примыкающие к желобу склоны дуг наращиваются осадочным материалом благодаря соскребыванию осадочного слоя океанской коры, эти осадки образуют тектонические чешуи, наклоненные к оси дуги. Так происходит разрастание коры континентального типа за счет субдукцируемой океанской коры.

В дальнем тылу зон субдукции раскрываются глубокие окраинные моря. По характеру коры и происхождению они представляют как бы мини-океаны, возникая над вторичными осями спрединга, вызванными подъемом разогретой, астеносферной мантии позади островных дуг. Цепочка таких морей простирается вдоль восточных краев Азии и Австралии, от Берингова до Тасманова. К этой же категории относится Карибское море, разделяющее Северную и Южную Америку. Сходное происхождение имеют такие внутренние моря, как Черное и Тирренское. На более ранней стадии развития, на которой еще не произошло полного разрушения континентальной коры и ее замещения океанской, находятся Эгейское и Адриатическое моря, а начальную стадию этого процесса можно видеть в Паннонской межгорной впадине, отделяющей Карпаты от Динарских цепей побережья Адриатики.

Окраины данного типа именуется активными, ибо они характеризуются не только интенсивным вулканизмом, но и не менее интенсивной сейсмичностью.

РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТОВ – ГОРНЫЕ ХРЕБТЫ

Как правило, горные хребты протягиваются по окраинам континентов, а равнины занимают их центральные части. Объясняется это тем, что ядра материков образуют древние платформы, которые характеризуются спокойным тектоническим режимом, а горные цепи, составляющие их обрамление, имеют более молодой возраст и тяготеют к окраинам литосферных плит.

Один из типов горных хребтов приурочен к активным окраинам континентов. К нему принадлежат Северо-Американские и Южно-Американские Кордильеры. Для этих горных хребтов характерно асимметричное строение и развитие в их осевой зоне или на океанской стороне цепей активных или недавно потухших вулканов.

Другой тип горных хребтов свойствен зонам столкновения континентальных плит, их коллизии. Такая коллизия наступает после того, как заканчивается поглощение в процессе субдукции океанской части литосферной плиты и в соприкосновение вступают континентальные блоки (рис. 5). К данному типу относятся горные сооружения широтного Альпийско-Гималайского пояса Евразии и Северо-Западной Африки (Магриба), в том числе Альпы, Карпаты, Большой и Малый Кавказ, Гималаи. Многие сооружения Альпийско-Гималайского пояса несут на себе молодые вулканические аппараты. Эти сооружения составляют две-три параллельные цепочки, разделенные межгорными впадинами, а со стороны смежных платформ их окаймляют предгорные прогибы. Тем и другим отвечают низменности, вдоль которых текут крупные реки.

Итак, первые два типа горных поясов оказываются непосредственно приуроченными к зонам конвергенции литосферных плит: первый к зонам субдукции, второй к зонам коллизии. Первые занимают окраинно-континентальное положение, вторые — межконтинентальное. Но существуют и внутриконтинентальные горные пояса, самым крупным из них является Центрально-Азиатский, включающий горные сооружения Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян, Прибайкалья, Станового хребта. На юге он непосредственно примыкает к восточной части Альпийско-Гималайского пояса, и история его формирования тесно связана с историей последнего. Это дает ключ к пониманию происхождения пояса — оно также оказывается связанным с коллизией континентальных плит, Индийской и Евразийской, но не прямо, а опосредованно; такие горные пояса могут быть названы телеколлизийными. Примеры подобных горных систем известны и в Северной и Южной Америке.

Тремя главными типами горных систем континентов не исчерпывается их разнообразие. Существуют еще горные системы, расположенные со стороны суши на пассивных окраинах континентов и другие, нарушающие однообразие континентальных равнин. К числу первых относятся Аппалачи, Скандинавские горы, горы Восточной Австралии, Сихотэ-Алинь. Происхождение этих горных систем так или иначе связано с напряжениями сжатия, исходящими от осей спрединга в океане или окраинном море. По высоте хребты намного уступают горным системам, относящимся к трем главным их типам. Есть еще относительно небольшие, невысокие и малопротяженные хребты, выступающие по-

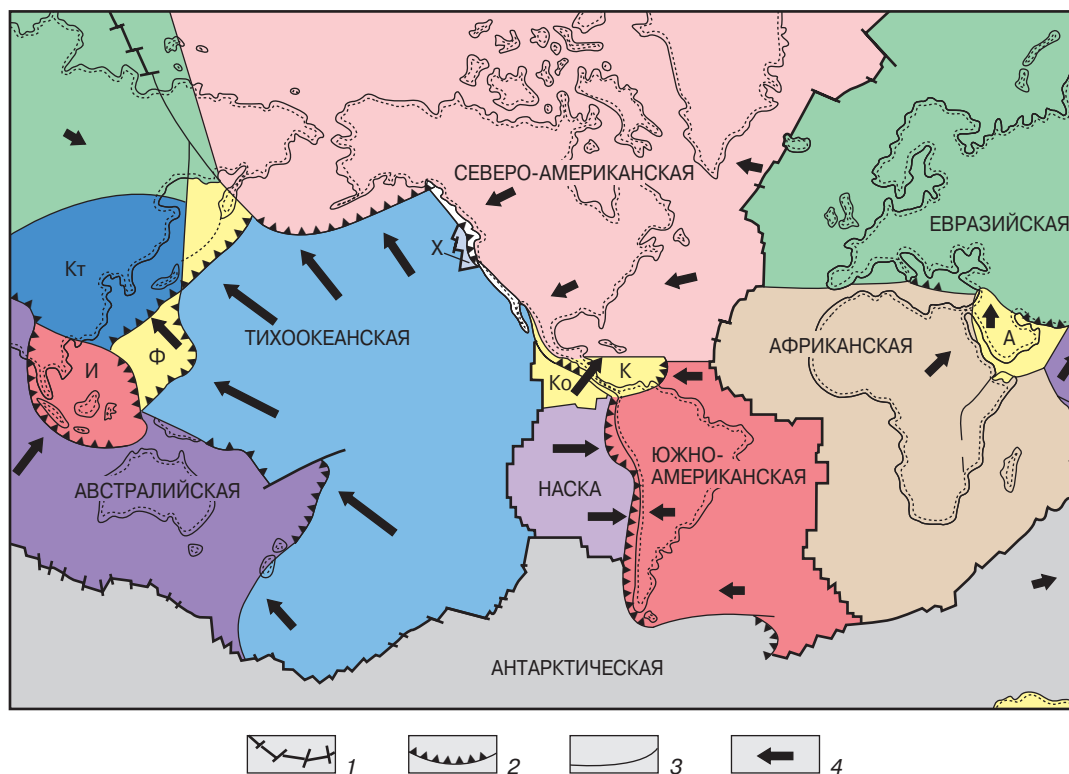


Рис. 5. Литосферные плиты Земли. Среди малых плит и микроплит: X – Хуан-де-Фука; Ко – Кокос; К – Карибская; А – Аравийская; Кт – Китайская; И – Индокитайская; Ф – Филиппинская; 1 – дивергентные границы плит (оси спрединга), 2 – конвергентные границы (зоны субдукции и коллизии), 3 – трансформные разломы и прочие границы, 4 – векторы “абсолютных” движений литосферных плит

среди платформенных равнин. Таковы Уральский хребет, Кельтиберийские горы на Пиренейском полуострове, Атласские горы в Северо-Западной Африке. Образование таких горных сооружений также обязано горизонтальным напряжениям сжатия, исходящим из коллизионных швов или осей спрединга.

Все перечисленные типы горных систем континентов имеют то общее, что они образуются в условиях горизонтального сжатия. Между тем существует еще один их тип, который возник в условиях не сжатия, а растяжения. Это горные поднятия в плечах рифтовых систем. Самая мощная молодая рифтовая система Земли – Восточно-Африканская сопровождается горными поднятиями на значительной части своей протяженности. Высоты до 2,5–3,5 км сопровождают Байкальскую рифтовую систему, горные массивы Вогез, Шварцвальда – Рейнскую.

Образование горных сооружений данного типа можно объяснить тем, что в процессе рифтинга под рифтовой впадиной происходит подъем выступа разогретой мантии (астеносферы). Он подвергается частичному плавлению, за счет которого проявляется вулканическая деятельность, а вершина астеносферного выступа расплывается в стороны, что и

вызывает подъем плечей рифта. Этот процесс вполне аналогичен тому, который происходит в океане при спрединге и приводит к образованию срединно-океанских хребтов.

РЕЛЬЕФ КОНТИНЕНТОВ – РАВНИНЫ

Равнины занимают остальную, причем большую часть площади континентов. В них можно выделить несколько ступеней. К первой относятся низменности – приморские и внутренние, они плавно переходят в мелкие эпиконтинентальные моря типа Белого, Балтийского, Северного с глубиной обычно не более 200 м (в отдельных понижениях до 400–500 м). Низменности и тем более эпиконтинентальные моря являются областями относительного опускания, в целом компенсируемого осадконакоплением. Самая крупная низменность в мире – Западно-Сибирская. Приморские низменности простираются вдоль арктической окраины Сибири, северного побережья Мексиканского залива и южного побережья Северного моря.

Денудационные равнины, лежащие в среднем на уровне 200–500 м, отвечают, в частности, шитам платформ; в их пределах на поверхность выходит фундамент этих платформ. Сюда относятся Балтий-

ский, Канадский, Западно-Австралийский щиты, Центральный Казахстан. Отдельные вершины могут превышать 1000 м.

Самую высокую ступень равнинного рельефа составляют плоскогорья, расположенные на высоте более 500 м и на некоторых участках поднимающиеся выше 1–1,5 км. Наиболее крупными являются Средне-Сибирское, Бразильское, Южно-Африканское плоскогорья.

На формирование рельефа равнинно-платформенных территорий влияют две категории факторов: внешние и внутренние. Первые – это напряжения сжатия, исходящие от осей спрединга, зон субдукции и коллизии. Вторые – это процессы конвекции и адвекции, происходящие в подлитосферной мантии, они получают наиболее яркое выражение в континентальных рифтовых системах и сопровождающих их горных поднятиях. А над древними континентальными рифтами возникают озерно-аллювиальные низменности и мелкие моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, главным фактором формирования рельефа земной поверхности является взаимодействие движущихся в горизонтальном направлении литосферных плит (см. рис. 3 и 5). В зонах раздвига плит, проходящих в океанах, происходит образование срединно-океанских хребтов. Рожденная на осях раздвига и разрастающаяся в процессе спрединга океанская кора, постепенно охлаждаясь по мере удаления от осей спрединга, испытывает погружение, создающее абиссальные равнины, но достигающее своей кульминации в периферических глубоководных желобах, где она затягивается в мантию в зонах субдукции. Эта кора подвергается частичному плавлению и удалению флюидов, за счет чего в вышележащей мантии образуются магматические очаги, питающие вулканизм островных дуг. На их склонах, обращенных к желобам, происходит наращивание этих дуг осадками, сорванными при субдукции с океанской коры, а в тылу дуг идет раздвиг литосферы с подъемом разогретой мантии, обуславливающий вторичный спрединг с образованием глубоких окраинных морей. Дальнейшая конвергенция океанских и континентальных плит в областях активных окраин континентов ведет к их наращива-

нию с образованием складчато-покровных горных сооружений. В других зонах конвергенции плит с окончанием поглощения океанской коры в ходе субдукции начинается коллизия континентальных плит, которая также приводит к формированию горных сооружений. Напряжения сжатия, накапливающиеся в зонах коллизии, часто распространяются далеко за пределы самих этих зон, вовлекая в горообразование обширные площади, ранее принадлежавшие равнинно-платформенным территориям (Центрально-Азиатский пояс), а также вызывают инверсию авлакогенов (палеорифтов), преобразуя их во внутриплатформенные горные системы, обычно невысокие. Особый тип внутриконтинентальных гор составляют горы, приуроченные к плечам континентальных рифтов, они являются аналогами срединно-океанских хребтов.

Равнинно-платформенные территории расчленены на бассейны эпиконтинентальных морей, низменные приморские и внутренние аккумулятивные равнины и плоскогорья. Первые два типа испытывают абсолютное или относительное погружение и, подобно своим древним аналогам – синеклизам, образуются обычно над отмершими рифтами, а вторые два являются областями слабых или умеренных поднятий; их происхождение, скорее всего, связано с подъемом разогретого мантийного вещества.

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
2. *Хаин В.Е.* Мегарельеф Земли и тектоника плит // Геоморфология. 1989. № 3. С. 3–15.
3. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 476 с.

* * *

Виктор Ефимович Хаин, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры динамической геологии МГУ, действительный член РАН. Лауреат государственных премий СССР и РФ. Область научных интересов – строение и развитие земной коры континентов и океанов. Автор более 30 монографий и учебников и более 700 научных статей.