

В. Е. ХАИН

МЕГАРЕЛЬЕФ ЗЕМЛИ И ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Тридцать лет назад Е. Е. Милановский и автор предприняли анализ основных черт рельефа Земли с точки зрения их соотношения с неотектоникой [1, 2]. С тех пор, как говорится, много воды утекло. В геологии, как и в других науках, совершилась научная революция, которая в особенности затронула представления о геологии и геоморфологии океанов и нашла свое наиболее яркое выражение в появлении тектоники литосферных плит, превратившейся в ведущую парадигму на данном этапе развития наук о Земле.

Надо отдать должное научной прозорливости и смелости Иннокентия Петровича Герасимова, который, в отличие от многих наших уважаемых географов и геологов, правильно оценил значение этой теории и в свете ее основных положений первым попытался разработать новую типизацию основных элементов рельефа Земли, ее мегарельефа — геотектур [3], как он их ранее [4] предложил называть. Но предпринятый И. П. Герасимовым опыт приложения к глобальной геоморфологии идей тектоники плит неизбежно оказался схематичным и не свободным от некоторых издержек. К ним я отношу, в частности, введение целого «букета» новых, довольно сложных и громоздких терминов, а также не вполне удачное районирование ложа океанов и отчасти переходных зон и материков. В несколько переработанном виде эта работа И. П. Герасимова вошла в посмертно изданный сборник его трудов по глобальной геоморфологии [5].

Ценным дополнением к статье И. П. Герасимова [3] явилась работа С. С. Коржуева [6], в которой важен акцент на ведущем значении зон сочленения литосферных плит, шовных зон, зон активного горообразования. При этом справедливо проводится разделение последних на два главных типа — окраинно-континентальный, или субдукционный и межконтинентальный, или коллизионный. Применительно к геосинклиналям об этих же двух типах писали Б. А. Натальин, Л. М. Парфенов [7] и автор [8]. Следует отметить еще работу А. А. Асеева [9], в которой предпринят опыт сопоставления классификации основных структурных элементов земной коры (геоструктур), предложенной автором этих строк, с классификацией геотектур И. П. Герасимова. Настоящая статья представляет по существу дальнейшее углубление такого сопоставления, попытку органического объединения тектонических и геоморфологических понятий.

Как ни странно, «плитотектонический бум», разразившийся в зарубежной геологии, мало сказался на геоморфологии. Наиболее приметным исключением является книга К-Оллиера «Тектоника и рельеф», изданная в русском переводе в 1984 г. [10] и кратко прокомментированная И. П. Герасимовым. От себя я бы заметил, что в этой книге отсутствует сколько-нибудь четкая иерархия элементов рельефа Земли, не выделена категория мегарельефа (геотектур) и вообще структура книги не отличается стройностью и последовательностью; это скорее очерки, чем цельное произведение. Кроме того, резко преувеличена роль гравитационного фактора в структуре- и рельефообразовании и высказаны необоснованные сомнения в возможности объяснения горообразования с позиций тектоники плит.

Наиболее близко к правильной трактовке этой последней проблемы подошли советские геологи Л. П. Зоненшайн и О. Г. Сорохтин в своем докладе на совещании «Типы гор и механизмы их образования», состоявшемся в Иркутске. Но содержание этого доклада опубликовано лишь в тезисной форме.

Таким образом, проблема, так своевременно поставленная и начатая разработкой И. П. Герасимовым и его соратниками, нуждается, на мой взгляд, в дальнейшем исследовании на более детальном уровне и в более конкретной форме. Причем, принимая во внимание пограничное положение геоморфологии между географией и геологией, исследование это должно вестись и географами и геологами.

Поэтому, как мне представляется, будет оправдана новая попытка анализа мегарельефа Земли с позиций тектоники литосферных плит. При этом следует сделать три вводных замечания. Во-первых, надо подчеркнуть практически полное соответствие, на уровне геотектур И. П. Герасимова, между рельефом и структурой, особенно в пределах океанского ложа, где геоморфологические термины получили хождение в качестве тектонических (срединные хребты, глубоководные желоба и пр.)¹. Во-вторых, учитывая это обстоятельство, я по возможности воздержусь от предложения новых терминов и вижу свою задачу скорее в том, чтобы наполнить тектоническим и геодинамическим содержанием

уже существующие геоморфологические понятия. В-третьих, сама категория мегарельефа нуждается в разделении на три ранга, к первому, высшему из которых относятся континенты, океаны и переходные между ними зоны (транзитали, по Л. И. Красному [11]).

Континенты, океаны, переходные зоны

Не вызывает сомнений, что континенты и океаны являются одновременно и крупнейшими элементами земного рельефа и важнейшими глобальными элементами структуры тектоносферы, имеющими весьма глубокие «корни». Это ясно не только из их гипсографической противоположности, но и из различия их коры по всем параметрам состава, строения и возраста, а также всей литосферы (мощность в океанах не более 100 км, под континентами местами до 150—200 км и более), а также различий в вязкости астеносферы, обуславливающих ее слабую «прощупываемость» сейсмическим и магнитотеллурическим зондированием. У петрологов и геохимиков имеются также серьезные основания считать, что входящая в состав литосферы часть верхней мантии материков отличается по составу от ее океанского аналога своей большей истощенностью так называемыми некогерентными элементами. Возможно, наконец, что и природа, и строение раздела Мохоровичича под континентами и океанами не тождественны.

Но в каком тогда отношении находится деление литосферы на континентальную и океанскую с ее делением на литосферные плиты, поскольку эти плиты включают (в своем большинстве) как континентальные, так и океанские блоки, а их границы лишь частично совпадают (активные окраины)? Напомним, что для Вегенера такой проблемы не существовало, поскольку у него гранитные континенты двигались вполне автономно по отношению к высланным базальтовым ложем океанам. Ее решение, как представляется, состоит в том, что мы здесь имеем дело с разными категориями понятий, в одном случае (континенты — океаны) геоморфологическими и собственно геологическими, а в другом (литосферные плиты) — реологическими. Различие это аналогично различию, существующему между понятиями кора — мантия и литосфера — астеносфера. По размерности литосферные плиты могут быть и крупнее континентов и океанов, и меньше их.

Переходные зоны располагаются в иерархической лестнице как бы на полступеньки ниже континентов и океанов. На рассматриваемом уровне я оставил бы лишь так называемые пассивные окраины континентов, состоящие обычно из триады — шельф, континентальный склон, континентальное подножие, вычленив эту триаду и из состава активных окраин, где она тоже обязательно присутствует (в андском подтипе в сильно редуцированном виде). Переходные зоны в данном понимании обладают, как теперь выяснилось, вполне специфичным типом коры, характеризующимся мощностью, существенно меньшей, чем мощность континентальной коры, и большей, чем мощность океанской коры, порядка 15—20 км. Скорости продольных сейсмических волн в общем отвечают скоростям, регистрируемым в низах континентальной коры и во втором-третьем слоях океанской коры, т. е. порядка 6,5—7,0 км/с. Данные бурения, правда, ограниченные, показывают, что по первичной природе это континентальная кора, насыщенная дайками основных магматитов, т. е. утоненная и преобразованная континентальная кора. Она развита в полосе шириной до 100—150 км главным образом под континентальным склоном, отчасти внешним шельфом и подножием. Консолидированная часть этой переходной (к ней лучше всего подходит название «субокеанская», предложенное И. П. Косминской [12]), коры вместе с низами осадочного слоя разбита на блоки — односторонние горсты и грабены листрическими разломами, а верхняя часть осадочного слоя перекрывает эту блоковую структуру с односторонним наклоном в сторону океана.

Выделение переходных зон в качестве *пассивных* окраин континентов должно пониматься лишь в относительной форме, ибо на границе различных по составу, мощности, реологическим свойствам блоков литосферы несомненно должна наблюдаться некоторая концентрация напряжений. Она приводит, в частности, к проявлениям сейсмической активности. Напомним о землетрясениях по окраинам Атлантического (катастрофическое Лиссабонское и Агадирское, недавнее Гвинейское, совсем недавнее Бразильское) и Индийского (Койна на западном побережье Индостана) океанов. По крайней мере частично они связаны с пересечением границы континент/океан магистральными трансформными разломами, но это не меняет существа дела. Видимо, целесообразно считать, что литосферные плиты, включающие континенты и прилегающие части океанов, состоят из двух субплит — континентальной и океанской с переходной зоной между ними.

Чтобы не возвращаться еще раз к переходным зонам, отметим здесь же, что к основным их элементам — шельфу, континентальному склону и подножию нередко добавляются еще некоторые. Это *краевые плато* — опущенные до 2—3 км блоки переходной коры, отчлененные от основного шельфа и нередко отделенные от него узкими прогибами. Такова ситуация с Квинслендским плато у восточного побережья Австралии, плато Натуралиста у юго-западного выступа Австралии, плато Поркьюпайн на подводной окраине Ирландии. Другие примеры краевых плато: Иберийское у одноименного полуострова, Эксмут на западной окраине Австралии, Новозеландское. Существуют все переходы между такими краевыми плато и *плато-микроконтинентами*, типа плато Роколл в Атлантике, Уоллоби к западу от Австралии, Мадагаскара. Знаменательно, что все достоверные микроконтиненты (ранее к ним необоснованно относили многие подводные возвышенности и плато с утолщенной океанской корой) расположены на небольшом удалении от континентов и отсутствуют в центральных частях океанов (кроме Северного Ледовитого). Это показывает, что краевые плато и микроконтиненты образуются в предспрединговую и раннюю спрединговую фазу и их формирование прекращается в стадию зрелого океанообразования.

Межплитные (шовные) подвижные пояса и их мегарельеф

Существует три типа границ литосферных плит — дивергентные, конвергентные, трансформные и пять типов приуроченного к ним мегарельефа; по два из них приходится на дивергентные и конвергентные границы и один — на трансформные. С дивергентными границами в океанах связано существование *срединно-океанских хребтов*, но среди них различается два подтипа, которые можно назвать атлантическим и тихоокеанским. Первый характеризуется относительной узостью (< 100 км) и, главное, развитием типичной осевой (менее 100 км) рифтовой долины; второй — большой шириной, менее изрезанным рельефом гребневой зоны и отсутствием рифтовой долины, вместо которой наблюдается осевое горстовое поднятие. Этот тихоокеанский тип свойствен не только тихоокеанским хребтам, где он, кстати, развит не повсеместно, но присущ также хребту Рейкьянес (северная часть) в Атлантике, Юго-Западному Индоокеанско-му и Австрало-Антарктическому хребтам. Эти примеры показывают, что причина морфологических отличий этих двух подтипов срединно-океанских хребтов лежит не только в разной скорости спрединга, большей в случае тихоокеанского типа, но скорее, в интенсивности вулканизма.

Второй тип дивергентных границ, менее распространенный, представлен межконтинентальными и внутриконтинентальными рифтовыми системами. К первым относятся рифты Красноморский, Калифорнийского залива, ко вторым — Западно-Аравийская (Левантийская) рифтовая система, продолжающая Красноморскую через залив Акаба, и рифтовая система моря Лаптевых — Момская, продолжающая океанский рифт хр. Гаккеля. Восточно-Африканскую систему также нередко рассматривают как границу плит — собственно Африканской и Сомалийской.

Если дивергентные границы плит относительно легко могут быть аппроксимированы, особенно в глобальном масштабе, линиями, совпадающими с рифтами или осевыми горстами, а зоны их непосредственного влияния на рельеф обычно составляют сотни, реже несколько более 1000 км, то конвергентные границы главных плит это целые пояса, шириной иногда много более 1000, местами до 3000 км. Это особенно хорошо видно на картах современной сейсмической активности по «размазанности» эпицентров землетрясений, между тем как именно их концентрация в определенных полосах являлась основным критерием проведения границ плит в классической тектонике плит. Таким образом, это в действительности *межплитные, или шовные* подвижные пояса, как их и определили И. П. Герасимов и С. С. Коржувев, а также автор [13]. Среди них можно различить два главных типа, отвечающих мобилгенам и орогенам И. П. Герасимова. Первый тип — это активные окраины континентов западно-тихоокеанского типа, за вычетом их «пассивных» участков, переходных зон, о которых говорилось выше, например шельфа Сунда в Южно-Китайском море или Восточно-Китайского моря, кроме трога Окинава. Многие геологи рассматривают этот тип в качестве современных геосинклинальных поясов. Как минимум он состоит из триады — окраинное море, островная дуга, глубоководный желоб, но нередко (Филиппинское море, Индонезия, Меланезия, Карибское море) обнаруживает гораздо более сложное строение. Оно выражается в увеличении числа островных дуг за счет появления «остаточных» вулканических и внешних, невулканических дуг, а также числа окраинных морей за счет междугузовых и преддугузовых бассейнов и, наконец, глубоководных желобов.

Второй тип конвергентных межплитных зон — это тип *коллизионных орогенов*, включающий и глубоководные котловины внутренних морей (Средиземное, Черное, южный Каспий). Мощный Афро-Евразийский пояс, простирающийся от Гибралтара до Юго-Восточной Азии, служит основным современным примером подобного орогенного пояса. Весь он развивается в условиях интенсивного сжатия, на фоне которого локально проявляются растяжения, создающие континентальные рифты (Байкальская система, система Сардинии — Тунисского пролива — Мальты — Пантеллерии в Средиземном море) и морские рифтогенные бассейны (Альборанское, Тирренское, Эгейское моря). Аналогичное происхождение, вероятно, имели другие, ранее образовавшиеся внутренние моря (Алжиро-Прованский бассейн, Черное море, южный Каспий), а также многочисленные межгорные впадины, из рифтовых превратившиеся в рамповые. Что касается горных сооружений, то с историко-геологической точки зрения среди них принято различать молодые, возрожденные и рекуррентные; первые были названы К. В. Боголеповым [14] протоорогенами, вторые и третьи — дейтероорогенами. Надо сказать, что с чисто геоморфологических позиций различия между ними не столь уж велики, а грани довольно зыбки. В общем наблюдаются все переходы от складчато-покровных сооружений, сложенных молодым, мезозойско-кайнозойским большей частью неметаморфизованным материалом (Копетдаг, восточная часть Большого Кавказа) через подобные же сооружения, сложенные несколько более измененным палеозоем (те и другие с более древними ядрами, затронутыми (Гиссаро-Алай, Северный Памир) или не затронутыми (Западный Саян) молодыми складчато-надвиговыми деформациями), до горных систем, практически целиком образованных древними кристаллическими комплексами (Восточный Саян). В рельефе это отражается следующим образом: чем моложе, чем менее метаморфизован субстрат и чем больше и непосредственнее действие горизонтального стресса, тем расчлененнее рельеф и тем ярче выражена складчато-покровная структура через литологическую разнородность осадочных и магматических формаций, их разную денудационную устойчивость. И напротив, чем древнее и сильнее метаморфизован субстрат и (или) меньше действие горизонтального стресса и отдаленнее его источник, тем «массивнее» горное сооружение, меньше его поперечная расчлененность и больше глыбовая составляющая морфоструктуры. Прежние формулы — молодые горы в основном складчатые, древние — сводово-глыбовые оказываются упрощенными. Южный Тянь-Шань, существенно переработанный альпийскими движениями [15], обладает рельефом, мало отличающимся от рельефа собственно альпийских горных сооружений. Альпийские Карпаты, судя по широкому развитию поверхностей выравнивания и характеру их деформаций, в плиоцене — квартере развивались как сводовое сооружение и т. п.

По периферии коллизионные орогены на значительном протяжении окаймляются зонами субдукции типа А по А. В. Балли [16], т. е. поддвига литосферы смежных континентальных платформ. При этом впереди них развиваются предгорные прогибы; они чаще наблюдаются перед прото-, чем дейтероорогенами, вероятно, в силу большего реологического контраста первых по сравнению с литосферой платформ.

Для коллизионных орогенов характерна дугообразная конфигурация в плане (дуги Апеннин — Альп — Карпат, Малого Кавказа, Памира). Палеомагнитные данные, в частности для Карпат и Памира [17, 18], показывают, что эта дугообразность вторична. Ее наиболее рациональное объяснение — воздействие выступов пододвигающейся плиты, играющих роль «инденторов» [19]. Вообще изначальная неровность контуров плит, взаимодействующих при конвергенции, особенно коллизии, оказывает большое влияние на очертания и сегментацию орогенов и островных дуг, в том числе вовлечение в зону субдукции океанских внутриплитных поднятий.

Особый тип конвергентных орогенов составляют *орогены андского типа*, приуроченные к активным континентальным окраинам одноименного типа. Помимо Южно-Американских Кордильер — Анд к ним частично относятся и Северо-Американские Кордильеры и небольшой северный отрезок Антарктиды. Орогены андского типа расположены на краю континентов; под них с одной стороны пододвигается океанская литосфера (субдукция типа Б), с другой — континентальная (субдукция типа А). В связи с первой горные сооружения оказываются надстроенными мощными вулканическими поясами с крупными стратовулканами, а в связи со второй возникают предгорные прогибы. Однако ни те, ни другие не образуют непрерывных зон — вулканические пояса прерываются в местах увеличения крутизны сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньюффа, предгорные прогибы — в местах подъема поверхности консолидированной коры. Вообще орогены андского типа более прямолинейны, чем коллизионные средиземноморского типа, но отличаются заметной сегментированностью. Границы сегментов лежат на продолжении магистральных трансформ

океанов. С континентальной стороны в них частично оказываются вторично вовлеченными окраины смежных древних платформ (плато Колорадо, Восточные Скалистые горы США) или их относительно древнего складчатого обрамления (Пуна, Восточная Кордильера Боливии). Своды этих орогенов, как правило, испытывают растяжение с образованием рифтовых, иногда полирифтовых (Большой бассейн США) впадин.

Рельеф, развитый в зонах трансформных границ плит в океанах, распространен в относительно узких полосах. В современную эпоху это граница Севере- и Южно-Американских плит (Гвинейский разлом) и Евразийской и Африканской плит (Азоро-Гибралтарский разлом) в Атлантике. На этих примерах видно, что вдоль трансформных границ развит грядовый рельеф, местами включающий вулканические архипелаги (Азорские острова, которые, однако, расположены на короткой оси спрединга, примыкающей к Срединно-Атлантическому рифту и переходящей восточнее в собственно трансформный разлом). В общем же рельеф трансформных границ сходен с рельефом внутриплитных магистральных трансформных разломов, рассматриваемых ниже.

Внутреннее устройство конвергентных межплитных поясов определяется тем, что они представляют собой сложную мозаику микроплит. Это их строение опять же следует из распределения очагов землетрясений, которые при более детальном анализе оказываются размещенными весьма неравномерно, сосредоточиваясь в определенных полосах и почти полностью отсутствуя на промежуточных площадях. Весьма характерны в этом смысле район пустыни Лут в восточном Иране и район Центрального Афганистана; они практически асейсмичны. Этим асейсмичным внутренним площадям микроплит соответствуют столовые нагорья — плато Колорадо, Иберийская Месета, Тибет и др., межгорные впадины — Ферганская, Джунгарская, Таримская, Цайдамская и др., впадины окраинных или внутренних морей — Охотоморская, Филиппинская, моря Фиджи; Черноморская и др., островные дуги, в частности Филиппинская, зажата между сейсмофокальными зонами желобов Манильского и Котубату на западе, Филиппинского на востоке. Но иногда границы микроплит проходят внутри окраинных морей, вдоль активных осей спрединга, например в Новогвинейском море, или посредине островных дуг, например Сахалина. Тогда сами микроплиты включают и часть островной дуги и часть окраинного моря. Конвергентные и сдвиговые границы микроплит сопровождаются горными хребтами; примеры конвергентных хребтов весьма многочисленны, а из сдвиговых яркими примерами являются хребты Ферганский и Алтынтаг в Центральной Азии и, очевидно, поперечные хребты южной Калифорнии.

Внутриплитные геотектуры континентов

Мегарельеф континентов не сводится к существованию денудационных и аккумулятивных равнин, поверхностей выравнивания. Он достаточно разнообразен и помимо равнин включает возвышенности и хребты различной морфологии и происхождения. Их в первую очередь и следует рассмотреть.

Один из типов внутриплитных хребтов — хребты, расположенные на периферии орогенов, но отделенные от них передовыми прогибами. Классический пример этих *периорогенных хребтов* — Юрские горы, отделенные от Альп Предальпийским прогибом. Другим примером являются хребты на крайнем северо-востоке европейской части СССР — гряды Чернышева, Чернова и др., расположенные с внешней стороны передовых прогибов Полярного Урала и Пай-Хоя. Внутренняя структура всех этих хребтов складчато-надвиговая, профиль обладает характерной асимметрией.

Внутриплитные хребты другого типа — надавлакогенные могут располагаться как вблизи орогенов и протягиваться параллельно им, так и в глубине плит и иметь простирание, отличное от простирания смежных орогенов и даже перпендикулярное им. Хребты Высокого и Сахарского Атласа протягиваются параллельно альпийскому орогену Тель-Атласа, но Средний Атлас под углом к последнему. Все они образованы складками, возникшими при сжатии осадоч-

ного выполнения юрско-раннепалеогеновых авлакогенов. Такое же происхождение имеют Иберийские (Кельтиберийские) цепи Пиренейского полуострова.

Следующий тип внутриплитных хребтов представляет продукт возрождения более древних складчатых сооружений, входивших в фундамент платформ. Хребты этого типа располагаются вдали от границ плит; среди них можно выделить два подтипа. Один из них простирается в глубине континентов; это Урал, Енисейский кряж, хребет Бырранга на юге Таймыра. Происхождение хребтов такого рода логичнее всего связывать с реализацией напряжений сжатия, повсеместно наблюдаемых внутри литосферных плит — реализацией вдоль древних ослабленных шовных зон, древних межплитных сутур. Другой, более распространенный подтип возрожденных внутриплитных хребтов протягивается по периферии континентов. Это или палеозойские складчатые системы — Аппалачи, Скандинавские каледониды, Большой Водораздельный хребет Австралии, или протерозойские пояса тектонотермальной переработки — Восточные Гаты на п-ове Индостан, горы п-ова Лабрадор, Сьерра-де-Манتيкейра в Бразилии и др. Происхождение этой группы хребтов представляется возможным объяснить концентрацией напряжений на границе континентальных и океанских субплит, — напряжений, обусловленных раздвигом ближайших срединно-океанских хребтов.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что возрождению горного рельефа подвергаются те участки молодых платформ, основание которыхлагается байкальскими, каледонскими, герцинскими складчатыми системами, в то время как на месте срединных массивов (микроконтинентов) образуются низменности или низкие плоскогорья. Но возрождение складчатых систем никогда не является полным, как об этом свидетельствуют примеры Урала, Аппалачей, восточной Австралии, — значительная часть соответствующих складчатых систем остается погребенной под осадочным чехлом в пределах равнин.

Четвертый тип внутриплитных хребтов — хребты, связанные с развитием континентальных рифтов. Классический пример *пририфтовых хребтов* — хребты, сопровождающие Восточно-Африканскую рифтовую систему на всем протяжении от Ливана до Мозамбика. К той же категории можно отнести Рейнские Сланцевые горы, Шварцвальд и Вогезы, Центральный Французский массив, обрамляющие Западно-Европейскую рифтовую систему. Характерная особенность всех этих горных сооружений — молодые вулканические постройки, с ними связанные. К этому же типу можно было бы отнести и хребты Прибайкалья, если бы они не были связаны с границей плит. Но по существу, как отмечалось выше, и рифтовые системы, подобные Восточно-Африканской, тоже образуют межплитные границы, например Красное море, а более южная часть этой системы нередко рассматривается как граница собственно Африканской и Сомалийской плит, но правильнее их, вероятно, считать субплитами крупной Африканской плиты.

Кроме хребтов, отличающихся четко выраженной линейностью, в пределах континентальных частей литосферных плит существуют более или менее изометричные горные массивы и возвышенности. Примеры их встречаются почти на всех континентах: Ахаггар, Тибести в Африке, Путорана в Сибири, Макдоннелл и Масгрейв в центре Австралии, Озарк и Льяно в Северной Америке, Гвианское нагорье в Южной. Первые два примера обнаруживают проявления молодого вулканизма; с горами центральной Австралии связана крупная положительная гравитационная аномалия, позволяющая предполагать выступ мантии. Ближайшей причиной возникновения этих горных массивов во всех случаях приходится считать наличие на глубине мантийного диапира — следа «горячей точки» или «мантийной струи» (*mantle plume*). Но причина локализации этих мантийных диапиров остается неясной; они могут являться порождением восходящих ветвей мелкочечистой конвекции в астеносфере (20).

Внутриплитные хребты и возвышенности, как правило, не превышают 2—3 км, обычно меньше, т. е. имеют вдвое меньшую высоту, чем межплитные горные сооружения; уступают они им и по ширине. Некоторое исключение составляет мощный Восточно-Африканский горный пояс, с высотами более 5 км

(пик Маргерита), даже не считая стратовулканов Кения и Килиманджаро. Остальную, большую по площади часть континентальных платформ занимают равнины и низкие плоскогорья. Как правило, они соответствуют в структурном отношении плитам, мегасинеклизам и синеклизам молодых платформ, зонам перикратонных опусканий. Таковы Польско-Германская, Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Туранская, Северо-Китайская равнины и низменности в Евразии, Мидконтинент и Галфкост в Северной Америке, Амазонская низменность, низменности Льянос, Бени, Чако, Пампа в Южной Америке, Большой Артезианский бассейн в Австралии и др.

Внутриплитные геотектуры океанов

В пределах той части ложа океанов, которая лежит вне срединно-океанских хребтов, также различаются линейные хребты, изометричные возвышенности и глубоководные котловины; кроме того, своеобразным рельефом отличаются зоны трансформных разломов.

Все положительные элементы рельефа океанских субплит имеют по существу вулканическое происхождение, только одни из них и в современную эпоху проявляют вулканическую активность, а другие проявляли ее в более раннее геологическое время, в палеогене и мелу. При этом более древние вулканогенные поднятия, испытавшие в соответствии с общим законом зависимости глубины дна от возраста океанской коры опускание и ныне выраженные лишь в подводном рельефе, обычно оказываются разбитыми сбросами на блоки, как это выявлено бурением и сейсмикой для возвышенностей Шатского, Хесса, Бермудского, Риу-Гранди, Китового. Особенно показателен последний пример — Китовый хребет в Атлантике, более древняя часть которого, расположенная ближе к Африканскому континенту, имеет блоковое строение, а более молодая, тяготеющая к Срединно-Атлантическому хребту, сохранила свою вулканогенную природу. Линейные хребты подчиняются той же закономерности; они нередко ограничены сбросами, вдоль которых развиваются глубоководные желоба особого типа (Мальдивский и Восточно-Индийский хребты в Индийском океане).

В современных океанах имеются многочисленные примеры линейных вулканических хребтов, выраженных архипелагами островов, одни из которых активные вулканы (о-в Гавайи, острова Коморского архипелага), а другие представляют атоллы, венчающие начавшие погружаться вулканические постройки. Возраст этих хребтов, как правило, кайнозойский, даже неогеново-четвертичный. Их прямыми, но более древними аналогами являются такие хребты, как Императорский и Восточно-Индийский, что непосредственно доказано бурением.

Точно так же среди изометричных возвышенностей можно видеть как молодые, частично сохраняющие вулканическую активность, — Мадейра, Канарские острова, о-ва Зеленого Мыса, так и немногочисленные более древние аналоги. Одним из доказательств сходства тех и других может служить обнаруженное бурением присутствие щелочных базальтов в верхах консолидированной коры подводных поднятий (например, возвышенности Хесса), — пород, столь характерных для «верхушек» океанских островов. Особый интерес представляют возвышенности — «близнецы», расположенные симметрично по обе стороны от оси срединного хребта. Таковы возвышенности Моррис Джессуп и Ермак в Северном Ледовитом океане, Демерара и Сьерра-Леоне, Риу-Гранди и Китовый хребет в Атлантике, Брокен и Кергелен в Индийском океане. Предполагается, что первоначально они составляли единое поднятие, сформированное, подобно Исландии, на оси срединного хребта, а затем расщепившееся в процессе спрединга с отодвиганием образовавшихся половин в противоположном направлении. Само возникновение поднятий типа Исландии или Азор логичнее всего связывать с интенсивным вулканизмом на пересечении осей спрединга срединно-океанских хребтов с крупными (магистральными), уходящими на большую глубину трансформными разломами.

Вдоль простирающихся самих таких трансформных разломов, в полосе в первые десятки км развивается своеобразный долинно-грядовый рельеф. На участках, где локально проявляется растяжение, образуются желоба глубиной до 6—8 км, на 1—2 км превышающей нормальную глубину котловин океанского ложа. Такие желоба были названы Г. Б. Удинцевым и др. [21] *трансформными желобами*; к ним относятся желоба Вима, Чейн, Романш и др. в Атлантике, Витязя и ряд других в Тихом океане. *Трансформные хребты и гряды* образованы либо продуктами вулканических извержений, либо протрузиями серпентинитов, иногда достигающими поверхности океана (о-в Сан-Паулу на одноименном разломе в Атлантике). К таким грядам относятся, в частности, хребты Меррей и Чейн в северо-западной части Индийского океана. По существу к зонам трансформных разломов приурочены и хребты Теуантепек и Наска в Тихом океане, а также, возможно, Восточно-Индийский и ряд других линейных вулканических хребтов.

Глубоководные котловины Мирового океана представляют остаточные, пассивные образования, возникшие вследствие погружения океанской литосферы по мере удаления от оси спрединга в связи с ее остыванием и уплотнением при заживлении трещин и пор продуктами гидротермальной деятельности. Существует определенная аналогия в способе их образования с внутриплитными депрессиями континентов, которые также возникают при охлаждении литосферы, но этому предшествуют ее разогрев и рифтообразование.

На границе глубоководных котловин и желобов развивается еще один тип геотектур — *краевые вали* — пологие поднятия высотой в сотни метров над смежными котловинами и шириной в сотни км. Образование их трактуется однозначно — сжатие океанской литосферы перед ее погружением в сейсмо-фокальную зону. Но сводообразный изгиб ведет к образованию сбросов на внешнем склоне желоба и ступенчатого рельефа этого склона вала.

Заканчивая на этом краткий обзор основных типов рельефа континентов и океанов, хочу еще раз подчеркнуть, что я подходил к построению их классификации (рисунок) как геолог, исходя из существования общего соответствия между крупными глубинными структурами и соразмерными геоструктурами. Но я отдаю себе отчет в том, что это соответствие не является полным; достаточно привести несколько примеров. Так, глубоководные желоба как структурные формы нередко имеют протяженность значительно большую, чем в качестве форм рельефа, вследствие того, что на некоторых участках они засыпаны осадками. Это касается, например, северных продолжений Зондского и Перуанско-Чилийского желобов, а также восточного продолжения Алеутского желоба. Другой пример — континентальные склоны; первично они в общем развиваются на границе континентальной (и переходной) и океанской коры. Но абразия может заставить склон отступить в сторону континента, а аккумуляция, наращивание осадков ведет к его продвижению (проградации) в сторону океана; в последнем случае он может оказаться расположенным уже на океанской коре. Горные хребты возрожденного типа, как отмечалось выше, обычно не отвечают по длине и по площади всему первичному орогену, а оказываются существенно короче и уже — Урал, Тянь-Шань, Аппалачи и мн. др. В некоторых случаях экзогенные процессы, напротив, содействуют более яркой выраженности в рельефе структурных или вулканических подводных поднятий, так как вершины этих поднятий оказываются выше зоны растворимости карбонатов и в зоне более интенсивного накопления органогенного материала. Что же касается впадин, как в океанах, так и на континентах, то аккумуляция осадков приводит к уменьшению их глубины, вплоть до полного выравнивания. На коре океанских котловин размещаются такие гигантские целиком экзогенные формы, как подводные конусы выноса Инда, Ганга-Брахмапутры, Амазонки и др.

Очевидно, изучение процесса моделирования крупных черт рельефа денудацией и аккумуляцией составляет уже задачу геоморфологов — «экзогенщиков», а не «эндогенщиков» и тем более тектонистов.

Геоморфологический и неотектонический этапы

Понятие о новейшем, неотектоническом этапе движений и деформаций земной коры начало складываться уже примерно 40 лет назад и давно стало общепринятым. Значительно позднее, в 1964 г. И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков [22] ввели понятие геоморфологического этапа в истории Земли, в дальнейшем вполне логично увязанное И. П. Герасимовым с теорией тектоники лито-сферных плит. Действительно, геоморфологический этап — это этап распада Пангеи, которому предшествовала выработка исходного континентального пенеппена и который привел в конечном счете к современному распределению континентов и океанов. Сейчас в свете данных глубоководного бурения, можно уточнить, что геоморфологический этап начался с юры, и весьма знаменательно, что во всех океанах наиболее древняя океанская кора, вскрытая бурением или датированная по линейным магнитным аномалиям, имеет юрский возраст. Правда, в Тихом океане в юре произошло, вероятно, не новообразование, а обновление коры, но примечательно, что оно началось здесь одновременно с «раскрытием» молодых океанов.

В геоморфологическом этапе И. П. Герасимов [23] предложил различать три цикла, но первый из них — цикл выработки исходного пенеппена по существу предшествует собственно геоморфологическому этапу, а объем последнего — плиоцен-квартер — на мой взгляд, должен быть расширен и совмещен с неотектоническим этапом, который можно рассматривать как последний подэтап геоморфологического этапа. Неотектонический этап это не только этап новейшего горообразования, как он первоначально определялся. Это этап окончательного становления главных черт современного лика Земли — континентов и океанов, срединно-океанских хребтов, горных поясов и равнин. Наиболее правильно считать началом этого этапа олигоцен, когда разделились Южная Америка и Антарктида. Антарктида отделилась от Австралии еще в сеноне и с этого времени стала самостоятельным континентом. Субконтинент Индостан соединился с Евразией также к олигоцену. Гренландия отделилась от Евразии в палеоцене. Остальные континенты и крупные острова получили самостоятельность еще до олигоцена — Европа и Африка отделились от Северной и Южной Америки к началу позднего мела, Мадагаскар от Африки — еще в конце юры; Индостан от Мадагаскара — в самом начале палеогена, а от Австралии — в начале мела. На средний олигоцен приходится наиболее резкое падение уровня Мирового океана за весь мезозой и кайнозой. Примерно в это время в связи с возникновением Циркумантарктического течения начинается оледенение Антарктиды.

Вместе с тем есть известный резон и в обособлении плиоцена-квартера если не в самостоятельный этап или подэтап, то хотя бы в самостоятельную стадию неотектонического подэтапа. В конце миоцена произошли крупные события в ряде регионов, особенно в Средиземноморском поясе. В плиоцене и особенно квартере резко усилился темп поднятия суши и особенно горных стран; одновременно широко развивалось покровное и горное оледенение. Уровень Мирового океана испытывал в этот интервал геологического времени наиболее резкие колебания в связи с чередованием ледниковых и межледниковых эпох. И. П. Герасимов определяет данный цикл как цикл образования речных террас и террасовых равнин.

В целом я должен констатировать, что в замечательных работах И. П. Герасимова впервые в мировой литературе намечена четкая перспектива увязки глобальной геоморфологии (удачное название!) с глобальной же тектоникой литосферных плит. Остается выразить надежду, что это важное научное направление не заглухнет у нас с кончиной его основоположника.

1. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. I. Типы мегарельефа материковых массивов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. Вып. 3. С. 3—36.
2. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. II. Типы мегарельефа переходных областей и океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1956. Т. 31. Вып. 4. С. 3—27.
3. Герасимов И. П. Современные аспекты общей теории образования рельефа земной поверхности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 5. С. 11 — 17.
4. Герасимов И. П. Структурный анализ рельефа и его содержание // Методы геоморфологических исследований. Т. I. Новосибирск, 1967. С. 7—15.
5. Герасимов И. П. Проблемы глобальной геоморфологии. Современная геоморфология и теория мобилизма в геологической истории Земли. М.: Наука, 1986. 208 с.
6. Коржуев С. С. Глобальная геоморфология и современный мобилизм. Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 6. С. 43—50.
7. Nstal'in B. A. a. Parfenov L. M. Accretional and collisional eugeosynclinal folded systems of the Northwestern Pacific Rim. // Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions. Tokyo: Terra Sci. Publ. Co. 1983. P. 59—68.
8. Хаин В. Е. Краинно-континентальные и межконтинентальные геосинклинальные пояса: сопоставление особенностей развития // 27-й МК, Тектоника. Секция С. 07. Доклады. Т. 7. 1984. С. 60—63.
9. Асеев А. А. О планетарных геоморфологических системах // Геоморфология. 1984. № 2. С. 3—14.
10. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
11. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков М.: Недра, 1984. 224 с.
12. Косминская И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Вып. 5. С. 8—17.
13. Хаин В. Е. Проблемы внутриплитной и межплитной тектоники // Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука, 1986. С. 7—15.
14. Боголепов К. В. О двух типах орогенеза // Геология и геофизика. 1968. № 8, С. 15—26.
15. Яблонская Н. А. Роль альпийских складчато-надвиговых деформаций в формировании тектонической структуры Южного Тянь-Шаня: Автореф. дне. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1985. 18 с.
16. Bally A. W. Thoughts on the tectonics of folded belts // Thrust and nappe tectonics: Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 9. 1981. № 9. P. 13—32.
17. Баженов М. Л., Буртман В. С. О природе северной дуги Карпат // Докл. АН СССР. 1980. Т. 22. № 3. С. 681—685.
18. Баженов М. Л., Буртман В. С. Кинематика Памирской дуги // Геотектоника. 1982. № 4. С. 54—71.
19. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effect of continental collision // Science. 1975. V. 189. № 4201. P. 419—426.
20. Тычков С. А. Конвекция в мантии и динамике платформенных областей, Новосибирск: Наука, 1984. 95 с.
21. Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я- и др. Новые данные о желобах-разломах юго-западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. № 2. С. 3—14.

22. *Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А.* Геоморфологический этап в развитии Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 6. С. 3—12.
23. *Герасимов И. П.* Три главные цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19—27.

Геологический факультет МГУ,
Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию
17.VIII.S987