

УДК 551.4

О. К. ЛЕОНТЬЕВ

**ТИПЫ ПЛАНЕТАРНЫХ МОРФОСТРУКТУР ЗЕМЛИ  
И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ИХ ДИНАМИКИ В КАЙНОЗОЕ \***

Дается определение планетарных морфоструктур и их классификация, основанная на различиях строения земной коры, которая заключается в разделении планетарных морфоструктур на материковые платформы, талассократоны, геосинклинальные области и рифтогенали. Рассматриваются случаи распространения рифтогеналей в пределы материковых платформ и делается вывод, что так называемая неотектоническая активизация платформ является результатом наложения рифтогенального процесса на платформенные структуры. Отмечается, что этот тектонический процесс наряду с геосинклинальным следует рассматривать как одну из основных особенностей кайнозойского этапа развития планетарных морфоструктур. Другой важной особенностью этого этапа является прогибание дна океана, которое, по оценке автора, составило за кайнозой величину около 900—1000 м. Однако, имея в виду среднюю глубину океанов (около 4000 м), приходится признать, что процесс углубления океанов начался еще задолго до кайнозоя. В заключение делается вывод о преобладании на поверхности Земли областей, испытывающих отрицательные вертикальные движения, что в целом не подтверждает представлений о «расширяющейся Земле».

**О терминах «морфоструктура» и «геотектура».** Как известно, термин «морфоструктура» был введен в геоморфологию И. П. Герасимовым (1946) около 25 лет назад. За это время в определение этого термина неоднократно вносились уточнения. Наиболее удачным, на наш взгляд, является определение, данное Ю. М. Мещеряковым, согласно которому морфоструктуры — это «преимущественно крупные черты рельефа поверхности Земли, представляющие собой выраженные в рельефе геологические структуры» (Мещеряков, 1963).

И. П. Герасимов предложил также термин «геотектура». Этим термином он обозначил наиболее крупные элементы земной поверхности — материковые выступы и океанические впадины, представляющие собой «геоморфологические проявления космических явлений» (1946). Морфоструктурами же он назвал «проявление эндогенных (геологических) явлений» в рельефе. Однако в настоящее время мало кем оспаривается «земное», эндогенное происхождение материков и океанов, и лишь некоторые исследователи, например Р. Дитц (Ditz, 1964), полагают, что океаны могли возникнуть благодаря воздействию на Землю космических факторов. Из этого следует, что термин «геотектура» по существу лишний, и правильнее говорить, даже если иметь в виду материки и океаны, также о морфоструктурах, но самого высокого таксономического порядка. Такие морфоструктуры мы будем называть планетарными морфоструктурами. Нами уже отмечалось в других работах (Леонтьев, 1965, 1967), что типы планетарных морфоструктур не ограничиваются только материками и океанами или, точнее, материковыми платформами и ложем океана.

**Проблема классификации планетарных морфоструктур.** Поскольку планетарные морфоструктуры — это крупные формы рельефа, являющи-

\* Доклад на Ломоносовских чтениях, 1970 г.

еся более или менее, прямым отражением важнейших черт геологической структуры Земли, то совершенно ясно, что вопрос их классификации неразрывно связан с классификацией тектонических форм земной коры или геоструктур. Еще 20 лет назад тектонические классификации, как и геотектонические гипотезы, строились преимущественно на основе данных геологического изучения суши, а о геологии дна Мирового океана существовали лишь умозрительные представления. В то время выделялось всего два типа геоструктур высшего порядка — платформы и геосинклинальные области (Архангельский, 1953; Мазарович, 1952, и др.). В основу такого разделения были положены различия в строении земной коры и тектоническом режиме платформ и геосинклинальных областей.

Быстрое развитие морской геологии и геофизики в последующие годы показало, что на пространствах дна океана, недоступных раньше для геологического изучения, можно встретить и другие типы тектонических структур высшего порядка и что разделение последних только на платформы и геосинклинальные области является неполным, не отражает всего разнообразия строения земной коры.

Очевидно, выделение других геоструктур высшего порядка (кроме материковых платформ и геосинклинальных областей) целесообразно проводить, основываясь на том же принципе, — по коренным различиям строения, характера и степени подвижности земной коры. Таким образом, классификация планетарных геоструктур должна, по существу, строиться на основе классификации типов земной коры.

Дж. Уорзелем и Г. Шербетом (Worzel a, Shurbet, 1955) было дано теоретическое обоснование «стандартных колонок» двух типов земной коры — материкового и океанического. Но уже в этой работе отмечаются, например, существенные отличия строения коры в глубоководных желобах от океанической и материковой кор. Позднее, в известной коллективной монографии «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану» (1964) было предложено выделять кроме океанического и материкового типов также субокеанический и субматериковый типы земной коры. Материковый (континентальный) тип характеризуется наличием трех слоев (осадочного, гранитного и базальтового), океанический — двух (маломощного осадочного и базальтового). Субматериковый тип, свойственный, например, южной части Курильских островов, отличается повышенной мощностью осадочного слоя и отсутствием четко выраженной дифференциации на базальтовый и гранитный слои. Субокеанический тип (свойственный, например, дну глубоководной котловины Охотского моря) отличается значительным возрастанием мощности осадочного слоя.

Обе разновидности земной коры — субматериковая и субокеаническая присущи геосинклинальным областям, но в пределах этих областей могут быть и участки типичной материковой коры (например, земная кора Японских островов), а в отдельных случаях — и типичные океанические участки (например, дно Западно-Марианской и Филиппинской котловин в Тихом океане). Следовательно, наиболее заметной чертой земной коры геосинклинальных областей или переходных зон является прежде всего мозаичность ее строения, присутствие в непосредственном соседстве участков материковой, океанической и переходных между ними разновидностей земной коры — субматериковой и субокеанической. Кроме того, как отмечает В. Е. Хаин (1964), земной коре геосинклинальных областей свойственно также линейное расположение структурных элементов, тогда как участкам с океаническим и материковым типами земной коры свойственны преимущественно изометрические очертания. Таким образом, геосинклинальные области в целом характеризуются особым типом строения земной коры, специфика которого заключается в том, что они здесь представляют собой сложную мозаику из фраг-

ментов материковой, океанической, субокеанической и субматериковой кор, имеющих более или менее ясно выраженную линейность распределения.

Наконец, важнейшей особенностью земной коры в геосинклинальных областях является ее мобильность и резко выраженный дифференцированный характер движений. Это существенно отличает ее от земной коры материкового и океанического типов, которые значительно менее подвижны и сами движения которых имеют сравнительно слабо выраженную дифференцированность.

Наряду с геосинклинальным типом земной коры целесообразно выделение еще и четвертого типа, который можно назвать, используя терминологию, предложенную Г. Б. Удинцевым (1965), тафрогенальным или рифтогенальным. Речь идет об особенностях строения земной коры, слагающей так называемые срединные океанические хребты, которые как самостоятельный структурный элемент земной коры были выделены Б. Хезеном и соавторами (Heezen, Ewing, Tharp, 1959), поставившими этот элемент в один таксономический ряд вместе с подводной окраиной материка (т. е. с материковыми платформами) и с ложем океана. Ими же было показано, что земной коре под срединными хребтами присущи повышенные скорости распространения упругих волн — порядка 7,3—7,8 км/сек, т. е. имеющие промежуточное значение между скоростями, характеризующими базальтовый слой и материал верхней мантии. Выказанное Д. и М. Юингами предположение, что «эта промежуточная скорость есть результат физической смеси пород океанической коры и мантии», было подтверждено результатами последующих исследований, в частности советских (Удинцев, 1965; Чернышева, 1969). Авторы указанной монографии считали, что эта смесь связана с магматическими процессами. Более поздние исследования показали, что, вероятно, более типичным является внедрение жестких блоков мантийного материала (Удинцев, 1965) и что рифтогенный тип земной коры можно рассматривать как преобразованную океаническую кору, «нашпигованную» жесткими блоками ультраосновных пород. Следует заметить, что подобный характер внедрения ультраосновных пород верхней мантии отмечается и для геосинклинальных областей (Книппер, 1969).

Рифтогенному типу земной коры также свойственна высокая подвижность, сейсмичность, вулканические проявления. Это сближает данный тип коры с геосинклинальным, но есть и весьма существенные отличия, которые, в частности, заключаются в ином типе вулканизма, в отсутствии глубокофокусных землетрясений, в характере дислокаций и др.

Таким образом, можно различать следующие типы земной коры, совокупность которых охватывает все возможные различия в ее строении (рис. 1):

1. Платформенный тип, характеризующийся большой мощностью (до 70—80 км, в среднем — 35 км) и сложностью строения земной коры, а также относительной стабильностью. Сложность строения коры этого типа заключается, в частности, в том, что в ее вертикальном разрезе выделяется осадочный, «гранитный» (со скоростями прохождения упругих волн около 6 км/сек) и «базальтовый» (скорость 6,5—7,0 км/сек) слои.

2. Океанический тип — земная кора этого типа имеет небольшую мощность (в среднем 7—10 км) и более простое строение: осадочный слой залегает на «базальтовом», тогда как «гранитный» отсутствует. Этот тип земной коры также отличается относительной стабильностью, но в меньшей степени, чем платформенный.

3. Геосинклинальный тип характеризуется фрагментарностью строения, резкими колебаниями мощности и высокой степенью подвижности. Под фрагментарностью строения мы имеем в виду то, что земная кора

здесь представляет собой как бы мозаику из участков коры океанического и материкового типов, а также близких по строению к океаническому или материковому, нередко выделяемых как субокеанический и субматериковый подтипы земной коры.

Высокая степень подвижности геосинклинальной коры выражается в интенсивных проявлениях землетрясений, в большом размахе и скоростях вертикальных движений земной коры, в их резкой дифференциации, в подверженности как пликативным, так и дизъюнктивным дислокациям.

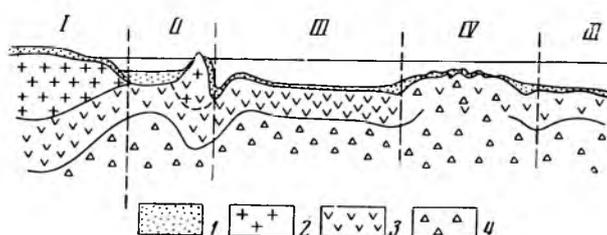


Рис. 1. Схема строения различных типов земной коры I— материковый; II— геосинклинальный; III— океанический; IV— рифтогенный тип. 1— осадочный и вулканогенно-осадочный слой коры; 2— гранитный слой; 3— базальтовый слой; 4— верхняя мантия. Сочетанием знаков 2 и 3— показана слабо дифференцированная формирующаяся материковая кора под островной дугой; 3 и 4— рифтогенная кора (смесь базальтового слоя и материала мантии)

4. Тафрогенный или рифтогенный тип характеризуется отсутствием резкого перехода от базальтового слоя к верхней мантии, общей высокой плотностью коры (скорости распространения упругих волн порядка 7,3—7,8 км/сек), большой подвижностью, сейсмичностью и вулканизмом. Высокая плотность коры в данном случае объясняется внедрением мантии в базальтовую кору и происходящим при формировании земной коры этого типа смешением мантийного и базальтового материала. Эта гипотеза получила свое подтверждение в результатах драгирования коренных пород в рифтах срединно-океанических хребтов— здесь были подняты многочисленные образцы как базальтов, так и ультраосновных пород, свойственных верхней мантии.

Очевидно, наиболее объективной классификацией тектонических структур первого порядка (планетарных тектонических структур) будет такая, которая основывается на имеющихся различиях типов земной коры. При этом нужно иметь в виду как различия в вертикальном разрезе, так и степень и характер подвижности земной коры. В этой классификации платформенному или материковому типу земной коры соответствует материковая платформа, океаническому— океаническая или талассократон, геосинклинальному типу— геосинклинальная область. Геотектонические особенности названных трех структур высшего порядка общеизвестны и нет необходимости в том, чтобы здесь их перечислять.

Рифтогенному типу земной коры соответствуют рифтогены— подвижные зоны или пояса в океанах, которым свойственны своеобразные вертикальные движения земной коры, обуславливающие ее вспучивание в виде гигантского вала, сопровождающееся растрескиванием в своде и формированием здесь рифтовой структуры. Морфологически эти подвижные пояса выражены в рельефе дна океана в виде огромных линейно-ориентированных поднятий, получивших наименование срединно-океанических хребтов.

Впервые мнение о срединных хребтах как о системе поднятий планетарного масштаба было высказано около 15 лет назад (Леонтьев, 1955; Heezen и др., 1959). С тех пор ежегодно появляются все новые данные о их строении и становится все более ясным, что они представляют собой орогенные зоны, принципиально отличные как по строению коры, так и

по характеру горообразовательного процесса от геосинклинальных областей. Очевидно, существует два принципиально различных механизма горообразования — геосинклинальный и рифтогенальный<sup>1</sup>. Если первый тип горообразования, как это следует из классической геосинклинальной теории, связан со сжатием земной коры, то второй тип характеризуется расширением, вспучиванием коры.

Очень важным открытием явилось установление факта распространения рифтогенеза на материковые платформы (Menard, 1964; Леонтьев, 1967; Грачев и др., 1970). Оживление рельефа и геотектонической активности бывших платформенных структур восточной Африки, западной части Северной Америки, Северо-Востока СССР, вызванное распространением рифтогенального процесса на эти материковые платформенные области, наводит на мысль, что и другие отмечаемые факты так называемой «активизации» материковых платформ в основе имеют ту же причину. Можно представить, что процессы, протекающие в верхней мантии и ведущие к образованию рифтогеналей, могут проектироваться снизу не только на участки, сложенные океанической корой, но и на те участки земной коры, которые имеют большую мощность и сложное строение, свойственное материковым платформам. Относительно тонкая и просто построенная океаническая кора реагирует на эти процессы вспучиванием и дизъюнктивными дислокациями в сводовой части образующегося вала, тогда как материковая кора этими процессами взламывается и в дальнейшем реагирует блоковыми движениями, имеющими дифференцированный характер (Леонтьев, 1967).

Хотя эта гипотеза может быть выражена пока в очень общем виде, все же она имеет то преимущество, что ею можно объяснить в какой-то мере такие неотектонические явления, как «активизацию» платформ, новообразование гор на месте древних платформ, проявление вулканизма и сейсмичность в областях «активизации» и т. д. Приводимые в классических работах по неотектонике объяснения причин неотектонических движений (см., например, Николаев, 1962) сводятся к перечислению причин тектонических движений вообще и не отвечают на вопрос — почему эти движения проявляются именно в данном месте или в данной зоне, а не где-либо в других местах или зонах, и какая причина вызвала «активизацию» платформ, в иных случаях стабильных со времени протерозоя.

Возвращаясь к вопросу о классификации морфоструктур высшего порядка, мы можем теперь сказать, что приведенным выше тектоническим структурам отвечают следующие морфоструктуры: 1) материковые платформы, 2) ложе океана, 3) зоны перехода от океана к материкам или геосинклинальные области, 4) срединно-океанические хребты. Последние формируются на океанической коре, если же зона рифтогенных процессов проектируется снизу на материковые платформы, возникают так называемые «активизированные» платформы (рис. 2).

**Основные черты динамики материковых платформ в кайнозое.** Как указывает Н. И. Николаев (1969), «материковые платформы представляют области слабого проявления новейших тектонических движений с малыми градиентами скоростей, с преобладанием общих поднятий». Вместе с тем, в работах, посвященных неотектонике, в том числе и в работах Николаева, обычно подчеркивается, что неотектонический этап развития Земли характеризуется в ряде случаев значительными скоростями вертикальных движений платформенных морфоструктур.

Действительно, могут быть выделены весьма крупные по площади районы платформ, испытавших в кайнозое и продолжающих испытывать в настоящее время значительные по скорости и резко дифференцирован-

<sup>1</sup> Н. И. Николаев (1969) отмечает, что им рифтовый тип орогенеза выделяется впервые. В действительности на это указывалось раньше, в частности, в работах автора этой статьи (1965, 1967).

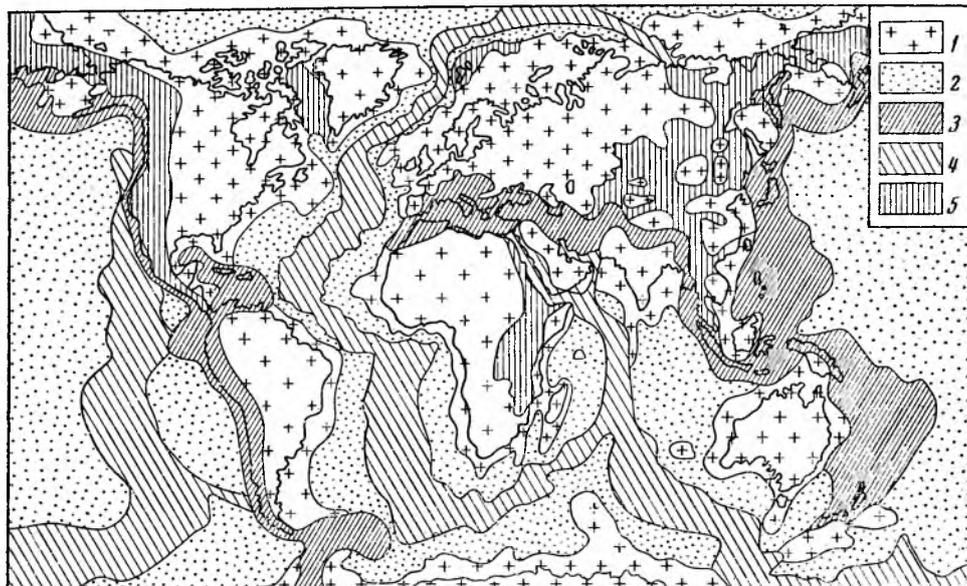


Рис. 2. Типы планетарных морфоструктур.

1 — материковые платформы; 2 — ложе океана; 3 — переходные области; 4 — срединно-океанические хребты; 5 — зоны распространения рифтогенеза на материковых платформах

ные глыбовые или блоковые движения, приводящие к полному преобразованию рельефа. Как упоминалось выше, большинство таких аномалий в развитии рельефа платформ связано с рифтогенезом, и по существу области с подобными аномалиями уже утратили или утрачивают характерные черты платформ. Другой тип также повышенной новейшей тектонической активности платформ, точнее таких структурных подразделений платформ, как щитов, связан с изостатическими явлениями. Эти факты общеизвестны, и нет необходимости их здесь излагать. Отметим только, что после работ Кяэрийянена (Kääriäinen, 1953), убедительно показавшего быстрое затухание скорости поднятия Балтийского щита за последние тысячелетия, по-видимому, нет оснований сомневаться в решающей роли ликвидации ледниковой нагрузки в этом явлении.

Еще одним проявлением тектонической активности значительных по величине регионов материковых платформ в кайнозое является также образование краевых прогибов на периферии альпийских горных сооружений (например, Предкавказского прогиба), а также прогибание подводных окраин материков. Это последнее проявление подвижности краевых зон материковых платформ доказывается тем, что граница шельфа далеко не всегда совпадает с уровнем наинизшего стояния уровня океана в четвертичное время и, таким образом, лишь верхняя прибрежная часть шельфа могла стать морским дном в результате затопления окраин суши в ходе послеледниковой трансгрессии. Очевидно, что например, большая часть дна Охотского моря, имеющая материковую структуру, как и многие регионы шельфов, находящиеся на больших глубинах (в некоторых случаях до 1000 м и более), могли оказаться под водами Мирового океана лишь в результате недавних погружений окраин материковых платформ.

Нетрудно видеть, что последние особенности поведения краевых зон материковых платформ в кайнозое представляют собой результат влияния процессов, протекающих в смежных, более подвижных, чем материковые платформы, структурах — в геосинклинальных сооружениях и в пределах ложа океана. Краевые прогибы, по-видимому, являются свое-

образными компенсационными формами, которые возникают как реакция на воздымание геосинклинальных сооружений, а погружение подводных окраин материковых платформ связано с прогрессирующим прогибанием дна океана, о чем более подробно будет сказано ниже. Очевидно также, что сам факт погружения окраин платформенных морфоструктур, которым в целом свойственны слабые положительные движения, является свидетельством большей активности ложа океана по сравнению с соседними материковыми платформами.

Подытоживая этот краткий обзор некоторых особенностей динамики материковых платформ в кайнозое, мы приходим к выводу, что все проявления повышенной тектонической активности платформ могут быть сведены к следующим причинам: а) изостатическая компенсация, связанная либо с ликвидацией ледниковой нагрузки (Балтийский, Канадский щиты), либо с наличием таковой (Антарктида); б) влияние процессов, протекающих в геосинклинальных областях (образование краевых прогибов); в) влияние прогибания дна океанов (погружение окраин материковых платформ).

Особо стоят так называемые «молодые» и «активизированные» платформы. Первые из них, представляющие в большинстве случаев мезозойские геосинклинальные сооружения, переживают постгеосинклинальные процессы; это, собственно, еще «недооформившиеся платформы». Интенсивность же проявлений неотектонических движений в пределах вторых есть результат преобразования платформ рифтогенными процессами, т. е. это, по существу, уже «бывшие платформы», качественно преобразующиеся в иные морфоструктуры. Если рифтогенным процессом охватываются участки материковой коры нормальной мощности, то могут образоваться рифтовые структуры, морфологически сходные с таковыми в океане (Красное море, Байкал, восточно-африканские рифты). Если же кора имеет повышенную мощность, происходит ее взламывание по древним разломам, которое также имеет результатом образование горного рельефа (Тянь-Шаня, Скалистые горы).

**Переходные (геосинклинальные) области в кайнозое.** Развитие геосинклинальных областей в кайнозое — это история развития альпийских геосинклиналей, освещенная в огромном числе работ, переложение которых в этом кратком очерке совершенно нецелесообразно.

Мы ограничимся лишь кратким перечнем важнейших результатов геосинклинальных процессов в кайнозое. Прежде всего это замыкание системы геосинклинальных областей океана Тетис и полная ликвидация морского режима, «континентализация» на большей части площади этого бывшего океана. Затем это дальнейшее развитие таких окраинных геосинклинальных областей, как Восточно-Тихоокеанская, Западно-Тихоокеанский пояс (включающий в себя Алеутскую, Курило-Камчатскую, Японскую, Нансейскую геосинклинальные области), Индонезийско-Филиппинская, Карибская, Южно-Антильская, и заложение новых — таких, как Марианская, Тонга-Кермадекская. Геоморфологический результат этих тектонических процессов — возникновение крупнейших горных сооружений альпийского и окраинного тихоокеанского горных поясов, новых островных дуг и системы сопровождающих их глубоководных желобов, а также образование котловин окраинных морей.

Одним из интереснейших и вместе с тем наиболее слабо изученных сторон развития геосинклинальных областей представляется процесс «зарастания» глубоководных морских котловин переходных областей складчатыми сооружениями, что ведет в конечном счете к формированию субматериковой коры в этих районах, примером чего могут служить, вероятно, возвышенность Ямато в Японском море, новейшие антиклинальные хребты в Южно-Каспийской впадине.

**Рифтогенез — одна из основных особенностей кайнозойского этапа развития планетарных морфоструктур.** Мы не знаем, был ли рифтоге-

нальный тип горообразования присущ земной коре в докезойское время. По представлениям Менарда (Menard, 1964), в конце мезозоя в Тихом океане существовало поднятие типа срединно-океанического хребта, т. е. имеющее тафрогенальное происхождение, названное этим автором поднятием Дарвина. Современная система срединно-океанических хребтов, по-видимому, образовалась в палеогене и неогене и продолжает формироваться в наше время. Можно считать, что наряду с продолжающимся развитием альпийского орогенеза рифтогенальный процесс горообразования составляет важнейшую черту неотектонической истории формирования рельефа земной поверхности.

В ранее опубликованной работе автора (Леонтьев, 1967) обоснованию этого положения было уделено достаточно много внимания. В до-

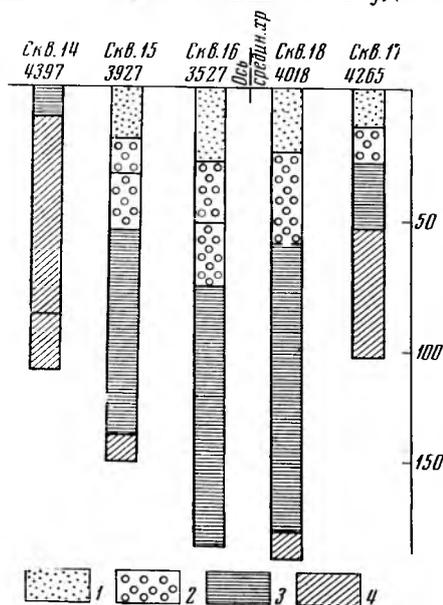


Рис. 3. Увеличение мощности новейших отложений на флангах срединно-атлантического хребта (по данным глубоководного бурения, Maxwell и др., 1970). 1 — четвертичные отложения; 2 — плиоцен; 3 — миоцен; 4 — олигоцен

полнение к тому, что говорилось в этой работе, следует заметить, что, судя по данным глубоководного бурения в южной части Атлантического океана (Maxwell и др., 1970), заложение срединного хребта сопровождается образованием окраинных прогибов океанической коры, на что указывает резкое возрастание мощностей миоценовых и более поздних отложений на его флангах (рис. 3). Это подтверждает высказанную ранее рядом исследователей гипотезу об образовании срединных хребтов как результата «подтока» материала верхней мантии к рифтовой зоне. Такой «подток» должен вызвать дефицит масс на флангах и образование прогибов, которые затем, по мере заполнения их молодыми осадками, также втягиваются в зону восходящих движений.

Большая площадь, охватываемая в океанах рифтогенезом и сопутствующим ему воздыманием океанической коры, высокая интенсивность движений, о чем можно, в частности, судить по размаху рельефа в зонах рифтогенеза (до 4—5 км по вертикали), по большим значениям теплового потока, по интенсивному вулканизму, присущему этим областям, и приуроченности к ним сейсмических центров, свидетельствуют о принципиальной разнотипности рифтогенного и геосинклинального орогенических процессов, которые, собственно, и создали крупнейшие неровности земной поверхности в течение кайнозоя.

Одновременно происходило и происходит распространение рифтогенального процесса на прилегающие к океану платформенные морфоструктуры. Выше уже упоминались крупные регионы «активизации» материковых платформ, которые правильнее было бы называть регионами преобразования материковых платформ в подвижные орогенные морфоструктуры. В высшей степени соблазнительно объяснить «активизацию» широкой зоны горной Азии от Памира до Верхоянья также влиянием тафрогенного процесса; на возможность этого косвенно указывают такие факты, как переход рифтовых структур хребта Гакжеля на севере и хребта Меррея на юге этой зоны в разломные структуры материка (системы линейментов Верхоянья и зоны разломов на сопряжении Белуджистана и Индостанской платформы).

**Прогибание дна и изменение уровня океана в мезокайнозой.** Анализ возможного хода изменений уровня Мирового океана в течение мезозоя — кайнозоя позволяет установить еще одну важную черту неотектонического этапа, а именно тенденцию к углублению Мирового океана и соответственно к снижению его уровня в кайнозойское время, несмотря на продолжающееся увеличение массы гидросферы, которое обуславливается дифференциацией материала мантии (Виноградов, 1967).

На положение уровня Мирового океана влияют следующие факторы: 1) поступление воды в гидросферу за счет дифференциации вещества мантии; 2) накопление толщи осадков, а также вулканогенного материала на дне океана; 3) воздымание горных хребтов на дне океана; 4) сокращение площади Мирового океана в связи с «замыканием» геосинклинальных бассейнов; 5) прогибание дна океана. Первые четыре причины обуславливают повышение уровня Мирового океана, а последняя — его понижение.

Примем вместе с Менардом, что скорость поступления воды в океаны может быть охарактеризована скоростью повышения уровня океана за 1000 лет на 1 мм, скорость подъема уровня за счет накопления осадков и вулканогенного материала по тому же источнику составит 0,4 мм и за счет воздымания подводных хребтов — 3 мм за 1000 лет. При продолжительности мезозойской эры в 173 млн. лет уровень океана должен повыситься за счет первого фактора на 173 м, благодаря накоплению осадков и вулканогенных продуктов — на 95 м и благодаря воздыманию поднятия Дарвина — на 128 м, что в сумме, должно привести к повышению уровня Мирового океана<sup>2</sup> за мезозой примерно на 400 м.

Неизвестно, насколько в мезозое должен был бы опуститься уровень океана вследствие прогибания его дна, так же как неизвестно, насколько его уровень должен был повыситься за счет сокращения площади океана в результате «замыкания» мезозойских геосинклинальных бассейнов. По косвенным данным можно, однако, предполагать, что прогибание дна океана в мезозое не было значительным и не компенсировало действие факторов, обуславливающих повышение уровня воды в океане. Об этом можно судить по очень широкому распространению шельфовых морей в юрское и меловое время, причем данные исторической геологии свидетельствуют о нарастании трансгрессий (максимальная была в поздне-меловое время). Наверное, не будет большой ошибкой считать, что оба действовавшие в противоположном направлении фактора — прогибания дна и сокращение площади океана — в мезозое взаимно компенсировали друг друга. При таком допущении мы приходим к выводу, что за мезозойское время уровень океана по сравнению с его положением в конце пермского периода повысился примерно на 400 м.

Совершенно другой характер изменения уровня океана отмечается для кайнозойской эры. Исходя в основном из тех же средних величин, которые учитывались нами при анализе изменений уровня в мезозое, и учитывая продолжительность кайнозоя (без четвертичного периода) в 65,5 млн. лет, получаем повышение уровня за счет: поступления воды из материала мантии на 65,5 м; накопления осадков и вулканогенных продуктов на дне океана на 40 м; роста срединно-океанических хребтов на 196 м; «замыкания» кайнозойских геосинклинальных бассейнов на 65 м. Если бы действовали только перечисленные факторы, то в итоге уровень океана к началу четвертичного времени повысился бы еще примерно на 370 м.

Однако для кайнозойского времени можно дать оценку фактора прогибания дна океана. Наиболее надежный материал для такой оценки мы

---

<sup>2</sup> Детальные расчеты приведенных здесь величин даны в другой работе автора (Леонтьев, 1970).

получаем из данных о мощности коралловых известняков, слагающих современные атоллы в Тихом океане. Бурение на атоллах Бикини и Эниветок показало, что средняя мощность коралловых отложений здесь составляет около 1300 м. Как известно, рифообразующие кораллы могут жить на глубинах не более 50 м. Возраст самых нижних слоев коралловых отложений был определен как палеоценовый. Следовательно, за палеоген-неоген основание коралловых атоллов испытало погружение на  $1300 - 50 = 1250$  м. Из этой величины следует вычесть 370 м (суммарный эффект действия факторов повышения уровня). Кроме того, следует к ней прибавить 60 м: это та величина понижения уровня океана, которая обусловлена образованием ледникового покрова Антарктиды, сформировавшегося, согласно К. К. Маркову и И. А. Суетовой (1964), в плиоцене. В результате получаем, что уровень океана к началу четвертичного времени понизился на 940 м по сравнению с его положением в конце позднего мела, причем основная часть этой величины обусловлена прогибанием дна океана.

Таким образом, если для мезозоя характерным было повышение уровня океана, то для кайнозойского времени отмечается тенденция к понижению уровня преимущественно за счет прогибания дна океана. Отрицательные движения дна океана в кайнозое — это еще одна характерная черта неотектонического этапа развития рельефа земной поверхности.

В задачу данной работы не входит анализ изменений уровня океана за четвертичное время. Однако для дальнейших выводов полезно знать, каково было наинизшее положение уровня океана в плейстоцене. Вероятно, оно должно характеризовать тот отрезок времени, который соответствовал максимальному развитию плейстоценового оледенения. По данным К. К. Маркова и И. А. Суетовой (1964), максимальное развитие ледников в плейстоцене должно было понизить уровень океана на 100 м по сравнению с его современным положением. В четвертичное время, конечно, продолжали действовать и другие факторы, влияющие на положение уровня Мирового океана, но вследствие малой продолжительности плейстоцена (1,5 млн. лет) суммарный эффект их действия весьма невелик. В уже упоминавшейся работе автора (Леонтьев, 1970) показано, что этот суммарный эффект составит величину в 10 м. Следовательно, в эпоху максимального оледенения уровень океана был на 110 м ниже современного.

Теперь имеется возможность выразить высоты уровня Мирового океана в рассмотренные здесь геологические эпохи в абсолютных отметках. В результате получаем: современный уровень 0 м; уровень в эпоху максимального оледенения —110 м; уровень на рубеже плиоцена и плейстоцена +10 м; уровень на рубеже мела и палеогена +940 м.

**Заключение.** 1. В работе предложена классификация морфоструктур высшего порядка (планетарных морфоструктур). Она построена на основе признания коренных различий строения земной коры и определяемых ими геоструктур. Схематическое сопоставление типов земной коры, геоструктур и морфоструктур может быть представлено в следующем виде:

Тип земной коры	Геоструктуры высшего порядка	Морфоструктуры высшего порядка
Материковый Геосинклинальный	Материковые платформы Геосинклинальные области	Материковые платформы Переходные или геосинклинальные области
Океанический Рифтогенный	Талассократоны Рифтогенали	Ложе океана Срединно-океанические хребты

2. Приведенная классификация основывается на представлении о генетических связях между названными морфоструктурами. Материковые платформы образуются в результате переработки более примитивной океанической коры в материковую кору — эта переработка осуществляется в переходной зоне, т. е. в геосинклинальных областях. Рифтогенали формируются также на основе океанической коры, в результате ее изменения под воздействием внедрения мантии в океаническую кору.

3. Рифтогенный процесс может проектироваться снизу и на материковую кору. При этом происходит качественное изменение платформ. Они приобретают несвойственную платформам подвижность, что морфологически проявляется в образовании резко дифференцированного горного рельефа на месте бывших выровненных поверхностей, а при благоприятных условиях — также и в образовании крупных рифтовых долин и сопровождающих их рифтовых хребтов.

4. Основное содержание неотектонического (кайнозойского) этапа развития рельефа Земли заключается в дальнейшем развитии альпийского орогенеза в геосинклинальных областях и на «молодых платформах» и в формировании краевых прогибов на месте окраин платформ с заполнением их осадками; в прогибании подводных окраин материков; в усиленном прогибании дна океанов, подчиняющем своему влиянию и подводные материковые окраины; в интенсивном развитии рифтогенного орогенического процесса, ведущего к формированию срединно-океанических хребтов на океанической коре и к преобразованию материковых платформ в рифтогенные орогенические пояса.

5. Существенной особенностью четвертичного этапа развития Земли, в связи с интенсивным прогибанием дна океана, является то, что плейстоцен-голоцен характеризуется наименьшим положением уровня океана не только за весь мезозой-кайнозой, но и за более продолжительный отрезок геологической истории. Вместе с тем углубление океана не следует относить целиком к кайнозою, как это предполагалось некоторыми исследователями. При средней глубине океана, равной 4 км, только 1 км приходится на долю кайнозоя, т. е. уже мезозойский океан имел значительную глубину (в среднем около 3 км).

6. Отрицательные вертикальные движения, по-видимому, охватывают большую часть земной поверхности, включая прежде всего океанические котловины, затем значительные участки котловин окраинных морей и глубоководные желоба геосинклинальных областей, краевые прогибы и подводные окраины материковых платформ. К этому надо добавить также межгорные впадины, рифтовые долины, наконец, синеклизы платформ, характеризующиеся хотя и слабыми, но в целом отрицательными движениями. При самом грубом подсчете, площади земной поверхности, испытывающие прогибание, должны составить в сумме не менее 300 млн. км<sup>2</sup>, что со всей очевидностью свидетельствует о том, что на кайнозойском этапе развития Земли ей свойственна тенденция к некоторому сжатию, а не к расширению.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Избранные труды, т. 2. М., Изд. АН СССР, 1953.  
Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.  
Герасимов И. П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана.— Вопросы географии, сб. 1, М., 1946.  
Грачев А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение.— Геоморфология, 1970, № 1.  
Дитц Р. Океанические впадины обусловлены падением астероидов (новая гипотеза).— В сб.: Рельеф и геология дна морей и океанов. М., «Прогресс», 1964.  
Книппер А. Л. Породы мантии на поверхности Земли.— Природа, 1969, № 1.  
Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М., Изд-во МГУ, 1955.  
Леонтьев О. К. Земля под океаном.— Природа, 1965, № 5.  
Леонтьев О. К. Срединно-океанические хребты и неотектоника.— Вестн. Моск. ун-та, 1967, № 6.

- Леонтьев О. К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое-кайнозое.— Океанология, 1970, № 2.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков, ч. 2. Изд-во МГУ, 1952.
- Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. В сб.: Современные проблемы географии. М., «Наука», 1964.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура платформенных равнин. М., «Наука», 1963.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н. И. О легенде международных карт новейшей тектоники Европы, мира и составлении атласа неотектонических карт Европы.— В сб.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Под ред. Е. Н. Гальперина и И. П. Косминской. М., «Наука», 1964.
- Удинцев Г. Б. Новые данные о строении дна Индийского океана.— Океанология, 1965, № 6.
- Чернышева В. И. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводных хребтов.— Океанология, 1969, № 4.
- Heezen B. C., Ewing M. The Mid-Oceanic-Ridge and Arctic Basin. Geol. of the Arctic. Toronto Univ. Press., 1961.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The Floors of the Oceans. I.— North Atlantic.— Geol. Soc. Amer. spec. paper, N 65, 1959.
- Kääriäinen E. On the recent uplift of the Earth's Crust. Fennia, N 77, 1953.
- Maxwell A. E., Herzen R. P., Jingsha Hsü K., Andrews I. E., Saito T., Percival S. F., Milow J., Boyce R. E. Deep Sea Drilling in the South Atlantic. Science, 168, 1970.
- Menard H. Marine geology of Pacific. New York — London, 1964.
- Worzel J. L., Shurbet G. L. Gravity interpretation from standart oceanic and continental crustal section.— geol. Soc. Amer., spec. paper, 62, 1955.

Географический факультет  
МГУ

Поступила в редакцию  
15.II.1971

## TYPES OF PLANETARY MORPHOSTRUCTURES

O. K. LEONTIEV

### Summary

A classification of planetary morphostructures must be based on the main differences of the structure of the earth's crust. Proceeding from this principle, the following planetary morphostructures may be singled out: continent platforms, the ocean's bed, geosyncline and transition areas, and middle seamounts. The Cenozoic time is characterized by the further development of former and the formation of new geosynclines, by an intensive deflection of the oceanic floor and the development of groove genesis resulting in the formation of middle ridges. The deflection of the continent platforms' margins in the Cenozoic era is conditioned either by the influence of the processes in geosyncline areas, or by the effects of the deflecting oceanic floor. Differentiated intensive vertical movements of the so-called activated platforms and the formation of mountain structures in the place of ancient platforms is, probably, associated with the spreading of the groove genesis onto the continental earth crust and with the latter's conversion.

The greater part of the earth's surface (more than 700 mln sq. km) at the present time is undergoing negative vertical movements indicating a contraction, rather than an enlargement of the Earth in the recent geological epoch.