

УДК 551.4

© 1996 г.

В.М. ЛИТВИН

**ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ
В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ**

Успехи в изучении дна океана в последние десятилетия, разработка концепции тектоники литосферных плит, новая интерпретация материалов по геологической структуре континентов, морфоструктурный аспект геоморфологических, геологических и геофизических исследований позволяют по-новому рассмотреть проблему формирования и развития глобального рельефа Земли [1]. Морфоструктурный план земной поверхности, как известно, – результат длительного геологического развития планеты, начиная с архея, когда закладывались ядра континентов. При этом, согласно палеомагнитным, палеоклиматическим и геологическим данным, развитие литосферы было цикличным, что обусловлено, по-видимому, периодическими перестройками конвективных течений в мантии Земли. В течение каждого мегацикла, длившегося несколько сот миллионов лет, литосферные плиты, включая континенты и дно океана, то сходились, образуя единый суперконтинент Пангею и оставляя на остальном пространстве Земли суперокеан Панталассу, то расходились, вызывая появление новых океанов и разделенных ими континентов. Вдоль границ расхождения плит формировались рифтовые зоны срединно-океанических хребтов, а вдоль границ схождения – островные дуги с глубокоководными желобами и складчатые пояса на континентах и их окраинах. На основе плитотектонического анализа различные авторы выделяют от трех до пяти эпох интеграции континентальных плит в Пангею, которые перемежаются с эпохами дезинтеграции ее на отдельные континенты, микроконтиненты и блоки [2–4].

Последняя эпоха интеграции началась перед каледонским орогенезом около 450 млн. лет назад. Во время герцинского орогенеза формирование Пангеи продолжалось и завершилось в позднем карбоне. Однако в конце триасового периода около 200 млн. лет назад Пангея снова начала распадаться на отдельные континенты, вначале на Лавразию и Гондвану, разделенные мезозойским океаном Тетис, затем на современные континенты с образованием существующих донныне Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и сокращением площади Тихого океана. Начиная с этого распада Пангеи и возникновения современных океанов происходит формирование существующего сейчас морфоструктурного плана Земли, поэтому указанный период времени обычно объединяется в геоморфологический этап развития планеты [5].

Длительное существование Пангеи в условиях относительного тектонического покоя в конце палеозоя и начале мезозоя привело к выработке глобальных поверхностей выравнивания. Этому способствовали в дальнейшем трансгрессии океана в среднем и позднем мезозое. В результате в пределах Пангеи и затем Лавразии и Гондваны в течение мезозоя произошло значительное выравнивание рельефа, создание на месте складчатых поясов цокольных равнин, формирование молодых платформ и накопление покрова мезозойских отложений. Глобальная мезозойская

поверхность выравнивания явилась в дальнейшем основным денудационным уровнем, на котором создавался современный рельеф континентов. Образование более молодых поверхностей выравнивания во время трансгрессий океана в эоцене, миоцене и плиоцене привело к появлению лестниц денудационных уровней при поднятии молодых и возрожденных горных сооружений, массивов и плато [6–8]. В то же время на дне океана формирование рельефа шло по другому пути. В процессе раздвижения литосферных плит происходило практически непрерывное наращивание океанического фундамента, формирующегося в рифтовых зонах, и накопление осадочного чехла, мощность которого постепенно возрастала по мере удаления от осей раздвижения. Поэтому существовавшие ранее формы рельефа на дне океана, как и их фундамент, были в дальнейшем поглощены в зонах субдукции или переработаны при столкновении континентальных плит, и вместо них создавались новые морфоструктуры [9].

На основе анализа имеющихся материалов историю развития морфоструктуры Земли в мезозое и кайнозое можно разделить на ряд отдельных этапов, обусловленных особенностями движения литосферных плит, причем границы между ними, естественно, достаточно условны: 1) начало распада Пангеи, выделение Лавразии и Гондваны и возникновение разделяющего их океана Тетис (поздний триас – ранняя юра); 2) распад Гондваны, раскрытие Атлантического и Индийского океанов, максимальное развитие и начало сокращения океана Тетис (средняя и поздняя юра – ранний мел); 3) распад Лавразии, формирование мезозойских складчатых сооружений по периферии тихоокеанских окраин континентов, активное сокращение океана Тетис, оформление Атлантического и Индийского океанов и раскрытие Северного Ледовитого океана, создание системы основных морфоструктур океанического ложа (поздний мел – ранний палеоген); 4) неотектонический этап – формирование молодых и возрожденных горных сооружений на континентах, активизация колебательных движений на платформах, создание существующей системы срединно-океанических хребтов, котловин и переходных зон, экзогенное моделирование глобального рельефа (поздний палеоген – современный период). Проследим более детально ход событий на этих этапах.

1. В триасе суперконтинент Пангея занимал Атлантическо-Индийский сегмент земной поверхности, тогда как Тихоокеанский сегмент представлял собой огромный океан Панталасса [9–11]. О морфоструктуре этого океана конкретных сведений почти не сохранилось, так как в процессе дальнейшего развития его древнее дно было поглощено в зонах поддвига по западной и восточной перифериям. На Пангее происходила интенсивная пепеленизация поверхности, которая наиболее эффективно проявилась на древних платформах и в зонах каледонской складчатости, тогда как в поясах герцинской складчатости еще продолжались, хотя и в ослабленном виде, позднеорогенные движения, сопровождающиеся местами базальтовым вулканизмом.

В конце триаса начался распад Пангеи на Лавразию и Гондвану, разделенные океаном Тетис, причем его восточная часть, по мнению ряда исследователей, оказалась унаследованной с позднего палеозоя. В юре этот океан протягивался на месте будущего Альпийско-Гималайского пояса, включая современное Средиземноморье и район Карибского моря, поэтому на востоке и западе Тетис свободно сообщался с океаном Панталасса. Область распространения Тетиса в пределах современной суши фиксируется по офиолитовым комплексам, причем различия в их строении указывают, очевидно, на то, что этот океан состоял из нескольких разнородных бассейнов. Система срединно-океанических хребтов, от оси которых происходило раздвижение дна океана, состояла из нескольких ветвей, между которыми располагались отдельные микроплиты и блоки. На востоке ветви хребта сливались вместе и соединялись со срединно-океаническим хребтом будущего Тихого океана, находившегося, по расчетам, значительно западнее современного Восточно-Тихоокеанского поднятия [12].

В раннеюрское время в результате движения Северо-Американской плиты относительно Африканской и Южно-Американской к северо-западу произошло раскрытие

центральной части будущего Атлантического океана, где вдоль узкого бассейна начала формироваться рифтовая зона, а периферийные части бассейна образовались вследствие погружения раздвинувшихся континентальных окраин, что вызвало внедрение гранитоидных интрузий. Одновременно началось раздвижение в области Карибского моря, и здесь в середине юры сформировались два субширотных прогиба – в районах Мексиканского залива и Карибского моря. В районе между Австралией и Индокитаем, судя по широкому распространению на островах Зондского архипелага мезозойских морских отложений, в юре существовал глубоководный бассейн, промежуточный между Тетисом и Тихим океаном [13].

Как показывают палеомагнитные данные, в конце триаса и начале юры Лавразия полностью находилась в северном полушарии, океан Тетис занимал экваториальную зону, а большая часть Гондваны располагалась в умеренных широтах южного полушария. Это подтверждается широким распространением триасовых известняков в Средиземноморье и вдоль Альпийско-Гималайского пояса, красноцветов и эвапоритов в Средней и Восточной Европе, зон угленакопления в Южной Америке, Африке и Антарктиде. На большей части поверхности Лавразии и Гондваны существовал выровненный рельеф, но в зонах герцинской складчатости местами проявились раннекиммерийские тектонические движения, что выразилось, в частности, в рифтообразовании в Западной Европе, образовании грабен-прогибов на Тянь-Шане, начале формирования киммерийских геосинклиналей в Монголо-Охотской области. На тихоокеанских окраинах вследствие процессов поддвига океанических плит создавались вулкано-тектонические морфоструктуры прибрежных горных цепей и островных дуг [3, 14].

2. В поздней юре началось раскрытие восточной и южной частей Индийского океана в результате отделения Африканской и Индийской плит от Антарктиды и Австралии, а в начале мела произошло раскрытие Южной Атлантики и затем позже – Экваториальной Атлантики, после чего здесь образовался единый, хотя и узкий океанический бассейн. После процессов растяжения континентальной коры, образования грабенов и разрыва коры на их дне происходил активный океанический рифтогенез и спрединг. Такая ситуация, кстати, наблюдается в настоящее время в Красном море. В дальнейшем в процессе раздвижения осевая зона рифтогенеза погружалась до уровня современных глубин около 2,6 км, и здесь устанавливалось изостатическое равновесие между поднимающимся мантийным диапиром и генерируемой океанической корой. После этого ось раздвижения и рифтовая зона продолжали оставаться на одном уровне, не считая местных колебаний, а раздвигающиеся фланги срединно-океанических хребтов в результате охлаждения и уплотнения пород погружались, перекрываясь затем осадочным чехлом и переходя в океанические котловины. Такая последовательность развития рельефа дна океанов от первичного раскола континентальных плит до возникновения океанических бассейнов со срединно-океаническими хребтами и котловинами сохранялась и в дальнейшем в мезозое и кайнозое [9].

В результате раздвижения Атлантический океан к середине мела имел ширину от 750 до 2800 км, за исключением самой северной части, которая еще не раскрылась, а глубины в котловинах достигали более 4 км. Ширина Индийского океана была меньше – от 370 км между Африкой и Антарктидой до 1800 км на северо-востоке. Океан Тетис достиг наибольшей ширины на востоке, между Индокитаем и Австралией – до 3700 км, а на западе, между Африкой и Западной Европой, он был уже, не более 900 км. При этом Индокитайская плита, бывшая ранее самостоятельной, соединилась с Азией и в результате столкновения активизировался пояс раннекиммерийской складчатости, возникший на рубеже триаса и юры. В Тихом океане система рифтовых зон и осей раздвижения, находившаяся тогда примерно посредине океана, разделила его дно на четыре плиты: Кула, Фаралон, Западно-Тихоокеанскую и Феникс. Размеры океана в поздней юре, по плитодинамическим реконструкциям, заметно превышали современные: по длине – на 3000 км, по широте – на 1000 км, а глубины в котловинах достигали более 5 км. Однако в мелу в связи с раскрытием Атланти-

ческого и Индийского океанов и движением Северной и Южной Америки на запад и Евразии на восток площадь Тихого океана стала сокращаться, что продолжается до сих пор [11, 14].

По обеим сторонам Тихого океана действовали зоны поглощения с образованием глубоководных желобов, островных дуг и активных континентальных окраин. Следы последних вдоль бывших побережий Азии видны сейчас в вулcano-плутонических поясах юго-востока Китая и в Монголо-Охотской зоне магматизма. Вдоль западной периферии Северной Америки сформировался пояс невадийской складчатости, а существовавшие здесь ранее островные дуги были поглощены. Появился вытянутый от Аляски до Калифорнии континентальный массив с горным рельефом, отделенный от континента Северной Америки глубоким прогибом. Впоследствии этот прогиб был вовлечен в поднятие и сохранился в виде так называемого Рва Скалистых гор. Вдоль западной окраины Южной Америки происходили орогенные движения позднекеммерийской складчатости, которые наиболее активно проявились в Центральных Андах. В раннем мелу поднятия на значительном пространстве сменились погружениями, охватив периферийные части горных сооружений, и они превратились в цепи островов [13].

Вдоль южной окраины Евразийской плиты, на границе с океаном Тетис, сформировались геосинклинальные прогибы, ограниченные островными дугами. В прогибах накапливались морские отложения, которые сейчас прослеживаются в структуре Альп и других молодых горных сооружений. Микроплиты в пределах Тетиса перемещались к северу, сталкиваясь с континентом, что привело к формированию покровных структур. В восточной части в раннем мелу в результате столкновения Афганской и Тибетской плит произошло закрытие морского бассейна, скупивание пластов земной коры и образование крупного массива горного рельефа [12].

Во второй половине юры началась обширная трансгрессия океана, продолжавшаяся и в раннем мелу. Это способствовало активной пенепленизации континентов, включая древние и молодые платформы, области каледонской и герцинской складчатости. Началось также денудационное выравнивание горного рельефа зон раннекеммерийской складчатости в Центральной и Юго-Восточной Азии и стали проявляться орогенные движения в зонах позднекеммерийской складчатости в Верхояно-Чукотской области. Относительно активные движения происходили также на востоке Австралийской плиты, где уже в позднем мелу от нее отделился Новозеландский микроконтинент [14].

3. В позднем мелу – эоцене в основном сформировался морфоструктурный план дна Мирового океана, существующий в настоящее время. Расширили свои размеры, приобретя близкие к современному очертания, Атлантический и Индийский океаны, раскрылся Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана, сократился Тихий океан, восточная часть океана Тетис полностью исчезла, а западная часть сохранилась лишь в виде Средиземноморских бассейнов. Сложилась близкая к современной система срединно-океанических хребтов и оформилось Тихоокеанское кольцо зон поглощения в виде активных континентальных окраин и островных дуг с глубоководными желобами. На континентах завершается геосинклинальное развитие в зонах будущей кайнозойской складчатости в результате столкновения литосферных плит. Позднемеловая эпоха была временем наиболее интенсивного движения плит, скорости перемещения которых почти везде достигали максимальных значений, но в палеогене они повсеместно стали уменьшаться, сохраняя эту тенденцию до современного периода.

В конце мелового периода ось раздвижения и рифтогенез в северной части Атлантического океана внедрились между Северной Америкой и Гренландией, отделив последнюю от континента. В палеогене ось раздвижения переместилась восточнее, между Гренландией и Европой, в результате чего произошло раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна, а затем и Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, завершив таким образом распад Лавразии [15].

В районах Карибского моря, а позже и моря Скотия, поздний мел и ранний палеоген были временем активного развития Антильской и Южно-Антильской островных дуг. Период погружений сменился орогенезом со складкообразованием, надвигами и вулканизмом. Дно котловин продолжало погружаться с одновременным раздвижением континентальных плит к северу и югу, расширяя бассейны, и перемещением микроплит дна морей к востоку, навстречу движению дна Атлантического океана. Это привело к образованию зон поддвига и появлению глубоководных желобов. В эоцене ширина Атлантического океана в результате раздвижения составляла от 2000 до 5000 км, а глубины в котловинах стали превышать 4500–5000 м.

В Индийском океане началось раскрытие его западной части и отделение Индийской плиты от Африканской. Произошла перестройка океанических рифтовых зон и возникли новые оси раздвижения между Индийской плитой и Мадагаскаром, который отделился от Африки глубоким прогибом, и между Австралией и Антарктидой, которые до этого были соединены. Индийская плита при этом двигалась к северу быстрее Австралийской и к концу эоцена удалась от Антарктиды на 6500 км. Индийский океан в целом приобрел близкие к современным очертания. Глубины в котловинах составляли 4000–4500 м, а вблизи континентальных окраин Африки и Антарктиды – до 5000 м.

Океан Тетис последовательно сокращал свои размеры. С севера его обрамляли зоны поглощения в виде активных континентальных окраин, островных дуг и глубоководных желобов, следы которых прослеживаются сейчас по полям распространения вулканогенных пород от Южной Европы до Гималаев. С юга Тетис обрамляли континентальные окраины Африки и Индостана, где накапливались мощные толщи осадков. В конце эоцена ширина Тетиса севернее Индостана составляла около 1000 км, в районе Ирана – не более 450 км, а западная его часть превратилась в цепь котловин с многочисленными микроконтинентами. Большинство последних соединились затем с Евразией, а некоторые сохранились в виде островов, таких, как Кипр, Сицилия, Корсика и др.

Тихий океан также продолжал сокращаться вследствие надвигания на него континентов. В позднем мелу размеры плиты Кула на севере океана были еще значительны, поэтому основная Тихоокеанская плита находилась южнее своего современного положения. Например, возвышенность Шатского, по данным бурения [16], располагалась тогда на 15° с.ш. против 40° с.ш. в настоящее время. В дальнейшем плита Кула постепенно поглощалась под Чукотским и Аляскинским блоками и к концу эоцена сохранилась лишь в Аляскинском заливе и Беринговом море. Плита Фаралон двигалась на восток, поглощаясь под плитами Северной и Южной Америки, в результате чего срединно-океанический хребет Тихого океана постепенно сместился со своего прежнего положения к континентальным окраинам этих материков. Вследствие высоких скоростей раздвижения дна океана, превышавших современные примерно в 2 раза, темпы погружения дна котловин были меньше, поэтому их глубины в основном не превышали 4500 м, и только в западной части океана, на более древней коре, они достигали 5000 м.

Сложные процессы происходили в структурах обрамления Тихого океана. В позднем мелу в результате встречного движения произошло столкновение Чукотского и Аляскинского блоков, что вызвало появление позднекиммерийских складчатых сооружений. Вдоль восточной окраины Азии формировались активные континентальные окраины, следы которых видны в вулcano-тектонических поясах в районе Охотского моря, в Корее и Китае, а известково-щелочные комплексы Камчатки и Хоккайдо свидетельствуют о существовании островных дуг. Вдоль восточного обрамления океана в позднемеловое время существовали активные континентальные окраины, поглотившие прежние островные дуги, что отмечается вулканическими поясами и гранитоидными интрузиями [13].

В позднем мелу на континентах после кратковременной австрийской тектономагматической фазы наступила новая, более обширная трансгрессия океана, охва-

тившая значительную часть Европы, Западную Сибирь и Среднюю Азию, Ближний Восток и Северную Африку, западные части Северной и Южной Америки, кроме береговых Кордильер, краевые части Австралии и Северо-Восточной Азии. Эта талассократическая эпоха явилась заключительным этапом формирования глобального мезозойского пенеплена. В раннем палеогене в связи с некоторыми поднятиями на суше и особенно углублением океанических впадин трансгрессия сменилась регрессией. Наиболее контрастно движения происходили вдоль южной окраины Евразии, взаимодействовавшей с поддвигающимся дном океана Тетис. Здесь во внешних зонах геосинклинальных поясов продолжались процессы погружения и накопления отложений, а во внутренних начались поднятия, сопровождавшиеся складкообразованием, надвигами и вулканизмом, например в Альпах, Карпато-Балканском районе, на Кавказе, в Гималаях, где сформировался мощный Трансгималайский вулканоплутонический пояс [17].

В платформенных областях континентов в позднем мелу почти повсеместно происходило денудационное выравнивание, а в раннем палеогене местами проявились предвестники кайнозойских движений, которые привели к началу поднятий отдельных массивов, плато и плоскогорий (например, Восточно-Сибирского плоскогорья), появлению краевых поднятий и прогибов, обрамлявших Африку, Австралию, Индостан и Гренландию. В палеогене возникла Рейнско-Ронская рифтовая зона, раздробившая массив Западной Европы, а в конце эоцена начала формироваться Байкальская рифтовая зона [18]. Однако все эти движения были лишь предвестниками тектонических процессов, развернувшихся на неотектоническом этапе развития поверхности Земли.

4. На последнем этапе окончательно был создан современный морфоструктурный план континентов и дна океанов, хотя его основы заложились на предыдущем этапе. Неотектонические движения, как правило, являлись унаследованными от более древних, что подчеркивает последовательность формирования и развития глобального рельефа в течение мезозойско-кайнозойского цикла раздвижения и взаимодействия литосферных плит. В неогене происходит окончательное создание и моделирование современного рельефа континентов, включая низменные и поднятые равнины, плато и плоскогорья, складчатые и глыбовые горные сооружения. Продолжается дальнейшее расширение и углубление дна Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, а также некоторое сокращение площади Тихого океана, оформление существующих в настоящее время зон наращивания и поглощения литосферных плит – срединно-океанических хребтов, активных континентальных окраин и островных дуг с глубоководными желобами.

В Северном Ледовитом океане завершилось формирование Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов со срединно-океаническими хребтами и котловинами. В юго-восточной части Евразийского бассейна океаническая рифтовая зона перешла на сушу и продолжилась далее по Момскому континентальному рифту в сторону Охотского моря. Атлантический океан развивался в позднем палеогене и неогене без существенных тектонических перестроек. По мере раздвижения его дна поверхность фундамента в котловинах постепенно погружалась, но на этот процесс накладывалось формирование осадочного чехла, что ограничивало пределы увеличения глубин. Судя по составу кайнозойских отложений в скважинах глубоководного бурения, большинство котловин в олигоцене и неогене пересекло рубеж критической глубины растворения карбонатов и достигло глубин 5000–5500 м [16].

В районах Анtilьской и Южно-Анtilьской островных дуг проявились активные вертикальные движения, приведшие к их воздыманию, особенно в конце миоцена и в плиоцене, что сопровождалось интенсивным вулканизмом. В тылу Карибской плиты образовался Панамский перешеек, отделивший ее от Тихого океана, тогда как в пределы моря Скотия произошло вторжение двигавшейся к востоку части дна Тихого океана – плиты Алука, и здесь перешейка не было создано.

В области Индийского океана произошло энергичное столкновение Индийской плиты с Евразией, в результате чего Центральная Азия снова раскололась на несколько микроплит с формированием по их границам молодых складчатых и возрожденных складчато-глыбовых горных сооружений. Австралия и Новая Гвинея вошли в тесное соприкосновение с Зондской островной дугой с формированием неогеновых складчатых и надвиговых деформаций. Началось раздвижение Аденского залива и затем Красного моря с образованием рифтовых зон соответственно в миоцене и плиоцене, а Аравийская плита соединилась с Евразией. В Индийском океане установилась трех-звенная система расходящихся от Центрального массива срединно-океанических хребтов. Большинство океанических котловин в олигоцене пересекло рубеж критической глубины растворения карбонатов, и их глубины стали превышать 5000 м.

Океан Тетис в олигоцене прекратил свое существование. Его восточная часть закрылась полностью, а западная превратилась в Средиземноморскую область субокеанических котловин, разделенных островами и подводными порогами. В конце олигодена небольшой глубоководный океанический бассейн сохранялся лишь в Восточном Средиземноморье, где под давлением Африканской плиты дно его постепенно поглощалось под Крито-Родосской островной дугой.

В Тихом океане северная ветвь срединно-океанического хребта в позднем олигоцене стала поглощаться под континентом Северной Америки, а в миоцене была перекрыта почти полностью, сохранившись лишь в виде небольших хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Плита Кула исчезла, за исключением ее реликта в Беринговом море. На Восточно-Тихоокеанском поднятии в олигоцене возникли две тройственные точки сочленения плит, от которых протянулись соответственно на восток и юго-восток Галапагосская и Чилийская рифтовые зоны. Плита Фаралон на севере была полностью поглощена под континентом Северной Америки, а на юге сохранилась в виде небольших плит Кокос и Наска, разделенных Галапагосским рифтом. На юге Тихого океана срединно-океанический хребет на неотектоническом этапе практически не претерпел перестроек, продолжая активно развиваться до сих пор. Так как скорости раздвижения дна Тихого океана в целом замедлились, то погружение котловин происходило более интенсивно, а компенсационное выравнивание за счет осадконакопления по сравнению с другими океанами было заметно меньше вследствие огромных размеров океанического ложа и барьерного эффекта островных дуг и глубоководных желобов, поэтому глубины дна котловин достигли 5000–5500 м, а в северо-западной части океана – более 6000 м.

На неотектоническом этапе окончательно сформировалась современная система островных дуг и активных континентальных окраин Тихого океана. В олигоцене были заложены дуги Алеутская, Курило-Камчатская, Нампо, Марианская, полностью сложились дуги Японская и Филиппинская, продолжали развиваться заложенные ранее дуги Меланезии, Тонга и Кермадек. Вдоль побережья Северной Америки создавалась сложная система континентальных окраин, где чередовались зоны наращивания и поглощения, что обусловлено частичным перекрытием континентом оси раздвижения плит. Вдоль побережья Южной Америки, напротив, действовали и продолжают действовать до сих пор только зоны поглощения, что обусловило формирование активных континентальных окраин и глубоководных желобов.

На континентах в связи с активизацией рифтогенных процессов на дне океана, воздыманием островных дуг и некоторым ослаблением вертикальных движений на суше в первой половине олигодена произошла последняя крупная трансгрессия, которая в целом была менее значительной, чем в позднем мелу. В конце олигодена наступила общая регрессия, которая продолжалась в неогене, прерываясь кратковременными и небольшими краевыми трансгрессиями. Наиболее значительной регрессия была в середине плиоцена, что привело к осушению и субаэральному эрозионному расчленению континентальных шельфов.

На неотектоническом этапе активные тектонические движения проявились в горных сооружениях Альпийско-Гималайского пояса. В западной части пояса в

олигоцене и частично в Эоцене (в разных морфоструктурах в разное время) завершилась стадия геосинклинального развития и во внутренних зонах началось сводовое поднятие с гранитоидными интрузиями и вулканизмом. Во внешних зонах происходило интенсивное сжатие с образованием надвигов. Во второй половине миоцена и в плиоцене во всех структурах усилилось сводово-глыбовое воздымание, приведшее к формированию современного горного рельефа. Амплитуды новейших поднятий составили, например, в Пиренеях и Карпатах – до 2–3 км, в Альпах – от 2 до 4 км, на Балканах и Понтидах – 1–2 км, на Кавказе – до 5 км, в горах Загроса и на Иранском нагорье – 2–4 км [19].

Сложная картина движений и складчато-надвиговых деформаций наблюдается в горных сооружениях Центральной Азии. Столкновение Индийской плиты с Евразией привело к образованию Афгано-Памирской и Памиро-Каракорумской сдвиговых систем, отодвиганию Афганского блока к западу и Тибетского блока к востоку. Эти движения продолжают до сих пор, о чем свидетельствуют многочисленные землетрясения. В результате сформировался очень контрастный горный рельеф с большими амплитудами поднятий и крутыми ступенчатыми склонами. Амплитуды новейших поднятий составляют в горах Белуджистана более 3 км, на Памире – 5–7 км, в Каракоруме – до 8 км, на Тибете – 4–6 км. Гималаи при этом испытывали наиболее значительные складчато-сдвиговые деформации с внедрением гранитных батолитов. Поднятия в конце плиоцена и в плейстоцене обусловили современную высоту горных хребтов с амплитудами воздымания от 3 до 8 км [17].

В Индокитае усиление движений в олигоцене и миоцене привело к формированию трех континентальных рифтовых зон, впоследствии отмерших и заполненных континентальными и морскими отложениями. В настоящее время они заняты крупными речными долинами. В Индонезийском архипелаге олигоцен был периодом накопления в основном морских отложений, но в миоцене наступила стадия активного развития, приведшая к созданию сложной системы островных дуг и разделяющих их котловин морей Флорес, Банда, Сулавеси и Сулу. Амплитуды новейших поднятий здесь составили 1–2 км, а погружений в прогибах и впадинах – до 4–5 км [20].

Интенсивные неотектонические движения, обусловившие создание современного рельефа, происходили в системе омоложенных и возрожденных горных сооружений Центральной и Северо-Восточной Азии. Начало поднятий относится к позднему олигоцену или миоцену, но наиболее активно они проявились в плиоцене и плейстоцене. Амплитуды новейших поднятий составили на Тянь-Шане 4–6 км, в Алтае-Саянской области – 2–3 км, в Верхояно-Чукотской области – до 2 км. Менее активно происходили сводово-глыбовые поднятия в зонах каледонид на северо-западе Европы и в Восточной Гренландии, а также на Урале и Новой Земле в зоне герцинской складчатости. Амплитуды новейших поднятий здесь составляли 1–2 км.

В платформенных областях Евразии в неогене происходили слабые колебательные движения, преимущественно поднятия, чередующиеся с прогибами. Наиболее активно поднятия проявились в Восточной Сибири, тогда как в Западной Сибири преобладали погружения. На Восточно-Европейской платформе амплитуды движений были невелики, а на Западно-Европейской – несколько выше, особенно на крупных массивах, таких, как Центральный Французский и Армориканский. Сложные дифференцированные движения происходили на Китайской платформе, где в западной части преобладало поднятие с амплитудами до 2 км, а на востоке – частичное погружение с образованием низменностей, обрамленных вдоль побережья поднятиями Корейского щита и горами Южного Китая.

На огромной Африканской платформе также наблюдались колебательные движения в начале олигоцена и, после фазы относительного покоя и денудационного выравнивания, в миоцене. Наиболее значительные поднятия произошли на востоке, включая о-в Мадагаскар, тогда как остальная часть территории испытала погружение, особенно во впадине Конго. Трещинные излияния на сводах молодых поднятий в Эфиопии и Кении предшествовали появлению здесь системы Восточно-Африканских

рифтов. В плиоцене наступила заключительная фаза тектонических движений и вулканизма, что привело к окончательному созданию рифтовой системы, поднятию массивов Ахаггар, Тибести и других морфоструктур. Амплитуды новейших движений составили 0,5–2 км, а на отдельных массивах – до 3 км [19].

В Австралии также с олигоцена началось общее поднятие платформы. Этот процесс усилился в позднем миоцене, что привело к воздыманию ряда массивов и осушению краевых бассейнов. В Восточной Австралии в зоне складчатых структур проявились сводово-глыбовые движения с амплитудами более 1 км, осложненные разломами и излияниями лав. В Антарктиде на фоне дифференцированных движений особую роль сыграла ледниковая нагрузка, вызвавшая прогибание внутренних частей платформы и компенсационное поднятие краевых глыбовых структур. Новейшие движения особенно активно проявились в складчатой зоне Западной Антарктиды.

В Северной Америке в пределах платформы продолжались медленные восходящие движения на Канадском щите и в Гренландии, а также колебательные движения на территории Великих равнин. В плиоцене область Великих равнин оказалась вовлеченной в поднятие, вызванное воздыманием Скалистых гор, и здесь образовалась наклонная равнина. Новейшее поднятие с амплитудами до 1 км испытала система Аппалачей, что привело к созданию возрожденного горного рельефа. В североамериканских Кордильерах на неотектоническом этапе произошло общее воздымание, а вдоль побережья господствовали складчато-надвиговые процессы, продолжающиеся до настоящего времени. Скорость поднятий последовательно нарастала, достигнув максимума в конце миоцена – начале плиоцена и в конце плиоцена – начале плейстоцена. Поднятия сопровождались проявлениями вулканизма, особенно на Колумбийском плато, в Мексике и Никарагуа. Амплитуды новейших поднятий составляли 2–3 км, местами больше [13, 19].

В Южной Америке к началу неотектонического этапа в основном завершилось формирование горного сооружения Анд. В миоцене море было вытеснено из прогибов в северной и южной частях. Новейшие движения происходили в несколько фаз, выражаясь в виде широких складок, разрывов и надвигов. В плиоцене поднятия резко усилились и приобрели глыбовый характер, а вулканическая деятельность достигла своей кульминации. Амплитуды новейших поднятий составляли 1–2 км в южной, 2–4 км в северной и 4–5 км в центральной частях Анд [19]. На платформе области Гвианского и Бразильского щитов испытывали слабое поднятие, а Амазонская синеклиза и другие прогибы – погружение.

Таким образом, в результате горизонтальных и вертикальных тектонических движений, разрывных и складчато-надвиговых деформаций, вулканизма и воздействия экзогенных факторов к концу плиоцена и началу плейстоцена было создано все многообразие форм глобального рельефа Земли. В течение четвертичного периода практически никаких перестроек общего морфоструктурного плана, за исключением генерации новой океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и поглощения ее в зонах островных дуг и активных континентальных окраин, не происходило. Более или менее существенные изменения рельефа наблюдались в зонах молодых горных сооружений и районах вулканической деятельности на континентах, островах и дне океана. В то же время на континентах повсеместно действуют денудационные факторы, в той или иной мере моделирующие структурные формы рельефа. На ложе океана происходит в основном непрерывное накопление осадочного материала, которое ведет к последовательному аккумулятивному выравниванию поверхности раздвигающихся литосферных плит по мере их удаления от осей раздвижения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Litvin V.M. The main stages of the development of the earth morphostructure in Late Mesozoic and Cenozoic // Third Internat. Geomorphol. confer. Abstract. Hamilton, 1993. P. 186.

2. *Le Pichon X., Francheteau S., Bonnin J.* Plate Tectonics. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Comp., 1973. 237 p.
3. *Зонениайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
4. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
5. *Герасимов И.П.* Проблемы глобальной геоморфологии: современная геоморфология и теория мобилизма в геологической истории Земли. М.: Наука, 1986. 207 с.
6. *Борисевич Д.В.* История развития рельефа материков – фрагментов Гондваны. М.: Наука, 1985. 117 с.
7. *Литвин В.М.* Оценка роли процессов денудации и аккумуляции в формировании глобального рельефа Земли // Геоморфология. 1994. № 3. С. 22–28.
8. *Уфимцев Г.Ф.* Пояса возрожденных гор континентов // Геоморфология. 1990. № 1. С. 20–32.
9. *Литвин В.М.* Морфоструктура дна океанов. Л.: Недра, 1987. 275 с.
10. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
11. *Зонениайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
12. История океана Тетис. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. 155 с.
13. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.; Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.; Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.; Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
14. *Barson E.J., Harrison C.G.A., Sloan I.J.L., Hay W.* Paleogeography 180 million years ago to the present // *Ecolog. geol. helv.* 1981. № 2. P. 441–470.
15. *Ziegler P.A.* Evolution of the Arctic – North Atlantic and the Western Tethys // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1988. V. 43. 198 p.
16. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: US Govt. Print. Office, 1969–1983. V. 1–71.
17. *Pecher A., Mascle G., Le Fort P.* Kinematics of the Himalayan deformation since the collision up to present // *Geochronique.* 1989. № 30. P. 63.
18. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.
19. Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники мира м-ба 1:150000000. М., Недра. 1984. 111 с.
20. Geodynamics of the Western Pacific – Indonesian Region. Washington: Amer. Geophys. Univ., 1983. 457 p.

Калининградский государственный
университет

Поступила в редакцию
21.03.95

MAIN DEVELOPMENT STAGES OF THE EARTH MORPHOSTRUCTURE DURING THE MESOZOIC AND CENOZOIC

V.M. LITVIN

S u m m a r y

The interpretation and generalisation of the results of the geomorphological, geological and geophysical investigations in the light of the plate tectonics make it possible to distinguish four main stages in the development of the Earth morphostructure in Mesozoic and Cenozoic: 1) the Pangea disintegration, Laurasia, Gondwana and the Tethys ocean formation (Late Triassic – Early Jurassic); 2) the Gondwana disintegration, the Atlantic and Indian oceans opening, Tethys maximum development and beginning of reduction (Middle and Late Jurassic – Early Cretaceous); 3) the Laurasia disintegration, Mesozoic folding structure formation on the Pacific continental margins, Atlantic and Indian oceans formation and the Arctic ocean opening, the main ocean morphostructure system formation (Late Cretaceous – Early Paleogene); 4) neotectonic stage – young and rejuvenated mountain systems formation on continents, active oscillation movements on platforms, the modern mid-oceanic ridge system, ocean basins and transition zones formation, the denudation modelling of the global relief (Late Paleogene – recent time).