

УДК 551.462(5)

© 1999 г.

С.М. АЛЕКСАНДРОВ, А.С. ИОНИН

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОНТРАСТНОСТЬ ПОДВОДНЫХ ОКРАИН АЗИИ¹

Основные черты геоморфологии окраин Азии, отличающихся особой контрастностью, рассмотрены на базе как предыдущих многолетних исследований авторов, так и анализа карты Азии м-ба 1:8000000 (гл. ред. Д.А. Тимофеев). В статье сделан акцент на подводные окраины и островные дуги, классификация которых предложена в новейших работах [1, 2].

Морфотектонические различия между впадинами Северного Ледовитого и Тихого океанов определяются глубинными факторами (рис. 1).

Северный Ледовитый океан имеет в поперечнике 3000 км. Он молодой ("зародышевый"), относительно просто устроенный, заложен в олигоцене (около 30 млн. л.н.), благодаря распространению рифтового процесса из Атлантики в Арктический бассейн [3, 4]. Рифтовая система разделила этот бассейн на котловины Амундсена и Макарова, возраст которых омолаживается с запада на восток. Возраст флангов (склонов) срединно-океанического хребта олигоцен-миоцен, осевой части хребта плиоцен-плейстоцен, для нее характерно сочетание сейсмичности и высокого теплового потока, обусловленного современным вулканизмом в рифтовой впадине.

Тихий океан – наиболее крупный в поперечнике (до 15000 км) и одновременно наиболее древний океан планеты. Он чрезвычайно сложно построен и в целом Тихоокеанский сегмент Земли противопоставляется по морфотектоническому развитию Индо-Атлантическому сегменту [5]. Современный срединно-океанический хребет смещен к востоку (Восточно-Тихоокеанское поднятие, отличающееся ускоренным спредингом), а вблизи Азии к системам глубоководных желобов подходят более древние плиты мелового, юрского и местами триасового возраста (норийский век), а также наиболее древнее поднятие Дарвина, возраст которого более 200 млн. лет [6].

Сейчас общепринято разделение континентальных окраин на три типа: 1 – конвергентные, или активные, приуроченные к зонам субдукции, 2 – дивергентные, или пассивные, приуроченные к перифериям зон спрединга, 3 – трансформные, приуроченные к системам поперечных глубинных разломов [7]. Их распространение иллюстрирует рис. 2.

Тихоокеанские конвергентные, или активные окраины имеют узкие глыбовые шельфы и сложно построенные переходные зоны – комплекс краевых валов, зон субдукции или сейсмофокальных плоскостей, фронтальных дуг, активных окраинных бассейнов, или котловин, остаточных, или тыловых дуг, малоактивных окраинных бассейнов (рис. 3). Характерен широкий диапазон возраста: от позднемезозойского возраста Сахалина до плейстоценового возраста Курильской дуги и желоба.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: 96-05-65673 и РФФИ-ГФЕИ: 96-05-00017.

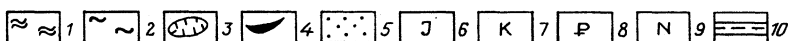
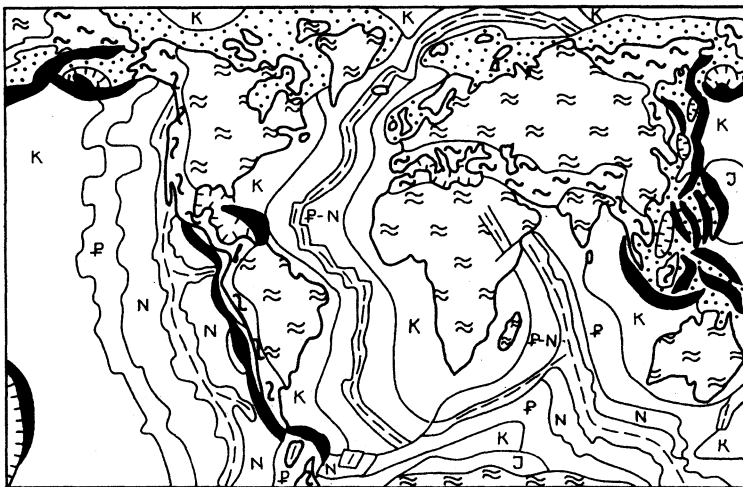


Рис. 1. Основные морфотектонические элементы земной поверхности (тип, морфологический облик, возраст) 1 – лавразийские и гондванские континентальные горы и равнины на домезозойском складчатом фундаменте; 2 – циркумтихоокеанские окраинно-континентальные и средиземноморские горы на мезозойско-кайнозойском основании; 3 – деструктивные глубоководные окраинно-континентальные котловины позднекайнозойского возраста; 4 – субдукционные комплексы островных дуг позднекайнозойского возраста и глубоководных желобов современного возраста; 5 – изостатически уравнившиеся шельфы позднекайнозойского возраста; океанические плиты: 6 – юрского возраста, 7 – мелового возраста, 8 – палеогенового возраста, 9 – неогенового возраста (фланговые зоны срединно-океанических хребтов); 10 – осевые зоны срединно-океанических хребтов современного возраста

Арктические дивергентные, или пассивные окраины имеют экстремально широкие флексурные шельфы с крупнейшими надводными и подводными дельтами, сочленяющиеся через относительно простой материковый склон и материковое подножие с ложом океанических котловин. Местами прослеживается непосредственная связь срединно-океанического хребта с внутриматериковыми рифтами (Момская зона), но это скорее исключение из правил. В целом арктические окраины в их современном облике формировались в позднем кайнозое под влиянием изостатических опусканий на флангах срединно-океанического хребта. Характерной чертой пассивных окраин в отличие от тихоокеанских активных является повышенная мощность осадков, а также, что тепловой поток, сейсмичность, вулканизм отсутствуют или спорадичны. Котловины характеризуются современным опусканием.

Наиболее существенная черта отличия двух типов материковых окраин – характер перехода от глубоководных котловин к шельфу. В Арктике глыбово-флексурный континентальный склон с уклоном до 4° четко совпадает с границей между океанической мало мощной и континентальной земной корой. Возраст склона определяется как неогеновый в нижней части и позднелайстоценовый в верхней. Ширина склона колеблется в пределах 20–100 км.

В Тихом океане переход от океанических котловин с мало мощной земной корой к Азиатскому континенту происходит через сложно построенную переходную зону, шириной в сотни километров с типичным морфоструктурным ансамблем: краевые океанические валы, обусловленные корблением надвигающейся Тихоокеанской плиты; глубоководные желоба, обусловленные субдукцией; аккреционные островные дуги; деструкционные окраинные впадины (рис. 3, 4). Колебания мощности коры значительны: от 12–15 км в котловинах до 30–35 км в древних островных дугах. Окраинные валы, глубоководные желоба и молодые островные дуги (Курильская, Алеутская) от-

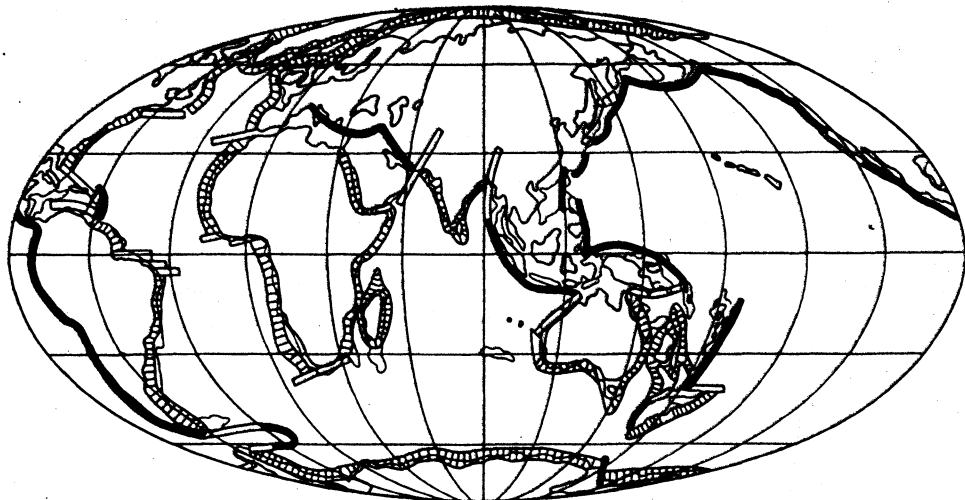


Рис. 2. Распространение континентальных окраин (по Эмери [7])

1 – активные (конвергентные), 2 – пассивные (дивергентные), 3 – трансформные

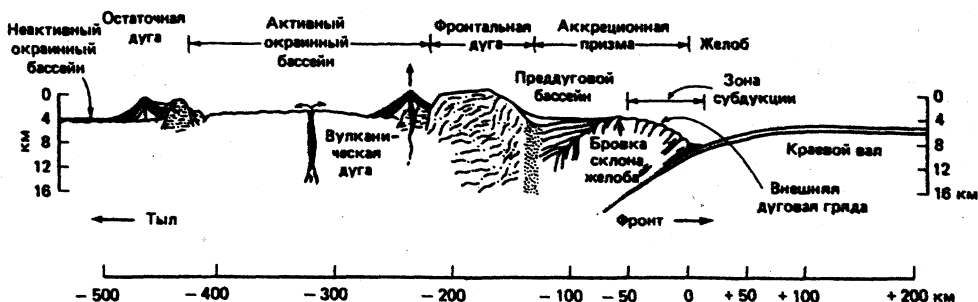


Рис. 3. Поперечный разрез типичной активной островодужной окраины на западе Тихого океана, по Каригу [12]

Разрез может быть интерпретирован применительно к Курильскому желобу, Курильской дуге, Курильской глубоководной котловине (активный окраинный бассейн), о. Сахалину (остаточная дуга), малоактивному окраинному бассейну Татарского пролива

носятся к современной геосинклинальной области, древние островные дуги (Хоккайдо-Сахалинская, Камчатская) – к области кайнозойской складчатости. Тепловой поток резко повышен в областях с мало мощной корой (окаинные впадины) и вулканических островных дугах. Высокая сейсмичность приурочена к зонам субдукции (сейсмофокальным плоскостям) и закономерно убывает от океана к континенту.

Островные дуги 1-го рода (молодые Курильская и Алеутская) отличаются правильной выпуклой формой, имеют значительную протяженность (1200, 1700 км), состоят из нескольких десятков островов различной площади. Наиболее древние крупные острова находятся на флангах дуг, где они постепенно переходят в дуги 2-го рода. Общая площадь островов: 15,6 тыс. км² (Курильская), 37,8 тыс. км² (Алеутская). На кайнозойском складчатом фундаменте находятся вулканы центрального типа, местами объединяющиеся в вулканические хребты, осложненные кальдерами. Существует про-

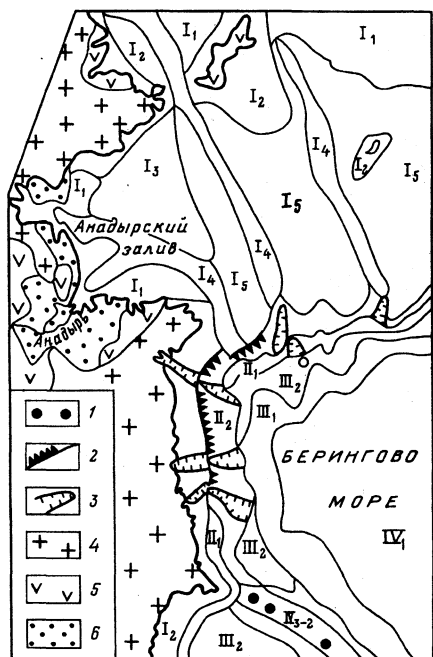


Рис. 4. Типы морфоструктур переходной зоны от материка к океану

I – шельф: I_1 – аккумулятивные равнины, I_2 – цокольные равнины, I_3 – структурные возвышенности, I_4 – аккумулятивные прогибы (долины), I_5 – аккумулятивно-денудационные равнины. **II – материковый склон:** II_1 – сбросово-обвальные уступы, II_2 – оползневые равнины и плато. **III – материковое подножие:** III_1 – денудационно-аккумулятивные равнины и плато, III_2 – аккумулятивные впадины. **IV – глубокоководные котловины:** IV_1 – аккумулятивные равнины, IV_2 – структурные возвышенности, IV_3 – вулканические хребты.

Элементы морфоструктуры. Акватории: 1 – горы, вулканы, купола; 2 – сбросовые уступы; 3 – каньоны, рифты, пороги. **Суша:** 4 – складчато-глыбовые горы; 5 – складчатые предгорья; 6 – аккумулятивные прогибы

порциональная зависимость между площадью островов и высотой, сложенных лавами и туфами, вулканов (до 2300–2800 м). Острова подвергаются эрозии и абразии, наиболее интенсивным на участках выходов туфов. Характерны максимальные проявления сейсмичности и высокий тепловой поток, а также аномалии силы тяжести.

Островные (полуостровные) дуги 2-го рода (относительно древние Хоккайдо-Сахалинская и Камчатская) отличаются менее правильной многоугольной формой, сильно изрезанной береговой линией, имеют протяженность (1500, 1250 км), свидетельствующую о генетической близости всех дуг, хотя площадь более древних дуг 2-го рода на порядок больше: 150 тыс. км² (Хоккайдо-Сахалинская), 370 тыс. км² (Камчатская). Выделяется три типа морфоструктур: палеозойские глыбовые горы, мезо-кайнозойские складчатые горы, четвертичные вулканы и лавовые плато с кальдерами. Высоты вулканов также пропорциональны площади дуг: 2300 м – Хоккайдо, 1600 м – Сахалин, 4800 м – Камчатка. Глыбовые хребты сложены метаморфическими сланцами нижнего структурного этажа, складчатые горы – вулканогенно-осадочными комплексами промежуточного этажа, вулканический чехол сложен лавами, туфами и пеплами. Высокая разноточинная сейсмичность вблизи непосредственного контакта с океанической плитой, особенно на востоке Камчатки, постепенно затухает с приближением к материку, однако благодаря неглубокому положению очагов землетрясений, проявления сейсмичности на поверхности могут быть интенсивными (север Сахалина).

Со стороны материка внутренней границей переходной зоны можно считать протяженную пограничную морфоструктуру – мезозойско-кайнозойский вулканический пояс, протягивающийся в общем параллельно системе глубокоководных желобов и островных дуг, состоящий из двух звеньев: Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алиньского. Рельеф вулканического пояса представлен сильно расчлененными горами и плато с высотами, меньшими, чем в островных дугах (2500 м), но образующими главный водораздел между Тихим и Северным Ледовитым океанами в пределах Охотско-Чукотского звена.

Морфоструктурная эволюция подвижных поясов включает несколько этапов. Активные палеозойские континентальные окраины Палео-Пацифики могут быть названы лишь морфоструктурным прообразом современных островодужных поясов, поскольку были сильно изменены в процессе мезозойско-кайнозойского развития. Общей осо-

бенностью раннего этапа геоморфологического развития активных окраин было преобладание в палеозойское и раннемезозойское время глубоководных океанических бассейнов с подчиненной ролью островодужных систем. Эти бассейны зафиксированы офиолитовыми поясами, занимающими ограниченную площадь (восточные периферии островных дуг). К ним приурочены глыбовые горы с хаотическим слабоупорядоченным рельефом, не согласующимся в плане с современными морфоструктурами, что в ряде случаев свидетельствует о формировании "террейнов" или "коллажей" в процессе латерального наращивания материка.

Принципиально новая тенденция в развитии началась в позднем мезозое. Ее главной особенностью была миграция глубоководных бассейнов и регенерация относительно мелководных прогибов Пацифики на западной периферии островных дуг. Наиболее существенные различия геотектур и морфоструктур подвижных поясов обусловлены различным возрастом формирования (аккреции) континентальной коры именно в течение позднемезозойского-раннекайнозойского переходного этапа.

В тыловой части островодужного пояса консолидированная континентальная кора сформировалась в результате ларамийского тектогенеза, причем роль аллохтонного механизма горообразования возрастала с запада на восток. В результате к западным перифериям островных дуг приурочены складчато-глыбовые морфоструктуры с упорядоченным рельефом; к восточным – глыбовые поднятия со значительной ролью надвиговых и сдвиговых деформаций. Во фронтальной части пояса, включающей Камчатку и Курильскую дугу, консолидированная кора сформировалась в миоценовый этап островодужного тектогенеза, причем значительное пространство фронтальной части вообще не имеет гранитно-метаморфического слоя (центральная часть Курильской дуги, глубоководная Курильская котловина, глубоководный желоб), что находит отражение в морфоструктуре фронтальной зоны благодаря отмеченным выше аномалиям возраста рельефа (контакт наиболее молодой дуги с наиболее древними плитами).

Хотя позднекайнозойский этап проявился в разнотипных подвижных поясах несинхронно и с различной интенсивностью, несомненно, что с конца олигоцена – миоцена наступил принципиально новый период геоморфологического развития. Наиболее яркой особенностью его было интенсивное горообразование внутри континента и образование впадин окраинных морей по его периферии, определившие высокую контрастность рельефа поясов. Новейшие данные по геологии океанов показывают глобальный характер позднекайнозойской перестройки, поскольку по тефрохронологической летописи максимум кайнозойских вулканических проявлений приурочен к эоцену, т.е. предшествует активным процессам горообразования. Это подтверждается также запаздыванием проявления вулканизма на периферии Тихого океана по сравнению с центральной спрединговой зоной.

Итак, на основе анализа основных этапов эволюции выявляется тенденция трансформации океанических прогибов в шельфовые, островных дуг – в складчатые поднятия. Во второй половине кайнозойского этапа (олигоцен-плейстоцен) наряду с этой конструктивной тенденцией проявляется деструктивная. Особая роль позднемезозойско-кайнозойского этапа в развитии рельефа подтверждается данными при изучении магнитных аномалий, драгировании и глубоководном бурении.

Развитие Палео-Арктического бассейна рассматривается Н.А. Богдановым [3] как стадийный процесс причленения разновозрастных плит к Сибирскому кратону на протяжении перми-мела (270–70 млн. лет) и полное закрытие глубоководных впадин к эоцену (45 млн. лет). В олигоцене (30 млн. лет) начался рифтовый процесс, приведший бассейн к современному облику – срединно-океанический хребет, глубоководные котловины, материковое подножие, материковый склон и экстремально широкие шельфы пассивных окраин материка.

Рассмотрим наиболее общие черты морфоструктуры и морфоскульптуры обоих типов окраин.

Анализ сочленения океанических морфоструктур с континентальными позволяет

выделить два типа шельфа: так называемый нормальный шельф, представляющий непосредственное продолжение материковых морфоструктур под уровнем моря, и погруженный шельф с глубинами более 200 м, относящийся к переходной зоне, особенно широко развитый в Охотском море. При характеристике возраста шельфа, который, по новейшим данным, не является полностью самостоятельным морфоструктурным образованием [8], нужно четко различать возраст его фундамента и возраст шельфовых равнин. Фундамент шельфов образуют структуры древних (Русская) и молодых (Западно-Сибирская) платформ, палеозойских (Таймыр, Новая Земля), мезозойских складчатых систем (Северо-Восток), древних островных дуг (Сахалин, Камчатка). При общем континентальном характере земной коры шельфа мощность ее уменьшается от более древних морфоструктур в сторону Тихого океана, его новейшая тектоника отличается слабыми малоcontrastными опусканиями с локальными поднятиями на простирании складчатых морфоструктур. Поверхность шельфа почти повсеместно имеет позднеплейстоценовый-голоценовый возраст, что несколько подробнее рассмотрено при обзоре морфоскульптур.

Можно выделить две категории морфоскульптур: 1 — морфоскульптуры, различия которых обусловлены гипсометрическим положением, 2 — морфоскульптуры, связанные с зональными гидроклиматическими факторами и трансгрессиями — регрессиями. К первой категории относятся: а) комплексы форм рельефа глубоководных желобов и рифтовых зон с импульсной аккумуляцией, осложняемой деструктивными разнонаправленными тектоническими процессами в зонах субдукции и спрединга (глубоководные конусы выноса на днищах, оползни и обвалы на склонах); б) комплекс форм рельефа ложа глубоководных котловин с преобладанием стационарной аккумуляции взвесей, обуславливающей формирование нижнего аквального уровня выравнивания (пологие конусы и плоские вееры, связанные с автокинетическими потоками суспензионного типа); в) комплекс форм рельефа материкового подножия с доминированием пульсационной мощной аккумуляции (долинно-веерные системы с крутыми уклонами и подводными конусами, сопоставимыми по площади с крупными дельтами рек); г) комплекс форм рельефа материкового склона с преобладанием нестационарных деструктивных гравитационных процессов (подводные каньоны, долины, овраги, ступени, уступы, оползневые и обвальные тела, конусы выноса турбидных и мутьевых потоков); д) комплекс форм рельефа шельфа, образуемых течениями, и береговой зоны с преобладанием абразионно-аккумулятивных процессов, обуславливающих формирование верхнего аквального уровня выравнивания (погруженные и поднятые террасы, береговые валы, абразионные ниши).

Абразионно-аккумулятивную морфоскульптуру относят к азональной, однако именно в пределах шельфов прослеживается распространение форм рельефа, связанных с климатическими факторами и трансгрессиями. Основное различие заключается в том, что на тихоокеанских окраинах преобладают поднятые террасы и поверхности выравнивания, а на арктической окраине — погруженные террасы и поверхности выравнивания. В целом, основная ритмичность трансгрессивно-регрессивных циклов квазисинхронна, однако определенные отличия существуют.

Анализ стратиграфических комплексов и основных геоморфологических уровней позволяет выделить три основные эпохи в циклическом развитии материковых окраин: позднемиоценово-раннеплиоценовую (трансгрессивную), позднеплиоценово-раннеплейстоценовую (регрессивную) и среднеплейстоценово-голоценовую, различающиеся по их роли в формировании рельефа подводных окраин. Трансгрессивная позднемиоценово-раннеплиоценовая эпоха была наиболее протяженной (12–4 млн. лет).

Позднеплиоценово-раннеплейстоценовая эпоха восходящих движений, орогенических дислокаций, вулканических проявлений в интервале 4–1,5 млн. лет, образования наиболее крупных форм рельефа в условиях преобладающей регрессии прослеживается почти повсеместно после преобладания опусканий в позднем миоцене — раннем плиоцене, зафиксированных морскими осадками различной мощности, вскрытыми многочисленными скважинами на арктическом шельфе и наблюдаемыми в разрезах

тихоокеанских окраин (корфская свита в Корякии, кавранская серия на Камчатке, окобыкайская свита на Сахалине). Середина и конец плиоцена, как об этом свидетельствует молассоидный характер отложений апуксной свиты Корякии, алнейской серии Камчатки, нutowской и маурымской свит Сахалина, формации сетана Хоккайдо, галечно-песчаных осадков палеodelьт арктического шельфа, характеризовались регрессивными условиями осадконакопления и рельефообразования. Большую роль на этом этапе играло образование дельт, которые были выдвинуты далеко в сторону океана. Внешняя дельта Амура располагалась на территории Северного Сахалина, где повсеместно распространены лигниты, прослои галечников и песков. Объединенная внешняя гигантская дельта Оби и Енисея была далеко выдвинута в Карское море, дельта Лены объединялась с дельтами Хатанги и Яны, дельта Колымы и Индигирки была выдвинута в Восточно-Сибирское море, дельта Юкона располагалась на внешней кромке шельфа Берингова моря, причем все дельты зафиксированы как грубообломочными осадками, так и формами рельефа (древние береговые валы и ложбины). С регрессией связаны палеоврезы на 200–300 м, зафиксированные в долинах Оби, Енисея, Колымы. В островных дугах поднятия сопровождались проявлениями вулканизма, приуроченными к зонам глубинных разломов, продолжающихся на шельфе (платобазальты Сахалина, Хоккайдо, Курило-Камчатской дуги). Многочисленные данные свидетельствуют также об осушении части "погруженного" шельфа Охотского моря; о соединении Сахалина, Хоккайдо, с одной стороны, Хонсю и Корейского п-ва – с другой, замкнувших бассейн Японского моря; о соединении Курильско-Камчатской и Алеутской дуг, отчленявших Охотскую и Беринговоморскую котловины. Таким образом, конец плиоцена и ранний плейстоцен характеризовались преобладающими поднятиями, денудацией суши, вулканизмом на островных дугах и их эрозией, накоплением мощных толщ аллювиального, пролювиального и дельтового генезиса, значительным расширением ареалов суши [9].

Среднеплейстоценовая-голоценовая эпоха колебательных движений и формирования рельефа в условиях значительных изменений уровня моря была менее продолжительной, но оставившей существенные следы: погруженные береговые линии на арктическом шельфе и террасы в островных дугах. Наиболее обширная трансгрессия приурочена к среднему плейстоцену; накопление морских осадков происходило преимущественно в межледниковых климатических условиях и лишь самые верхние части разрезов формировались в условиях начальной стадии похолодания. Это свидетельствует об эвстатическом характере трансгрессии, зафиксированной морскими осадками на шельфе арктических морей, морскими террасами циклов Кусиро и Тама на побережьях дальневосточных морей. После кратковременной регрессии в эпоху оптимума последнего межледниковья (125 тыс. лет) происходит новая трансгрессия, отразившаяся на арктическом шельфе в виде микулинских и казанцевских осадков [10] и сформировавшая наиболее широко распространенную в Японии террасу Симосуи. Конец плейстоцена знаменуется установлением континентальных условий осадконакопления, происходившего на фоне последнего оледенения и регрессии. Снижение уровня Мирового океана в конце позднего плейстоцена (гримальдийская регрессия арктического шельфа, регрессия Тоттабецу, Татикава, Мусасино тихоокеанского шельфа) установлено на основании подводных террас 120, 40 и 20 м, переуглубления речных долин на 50–100 м, находок субаэральной флоры и фауны, наличия промежуточных дельт на шельфе. Последледниковая трансгрессия, начавшаяся 16–18 тыс. лет назад, развивалась в начальный период весьма стремительно (9–14 м в тысячелетие). Менее, чем за 10 тыс. лет уровень моря достиг отметок, близких к современным, после чего произошло резкое замедление трансгрессии (фландрская трансгрессия, или цикл дзёмон). Замедление трансгрессии, а, возможно, и некоторое понижение уровня, обусловившие развитие современных аккумулятивных форм, чему способствовали интенсивная абразия в процессе голоценовой трансгрессии и поступление обломочных масс в береговую зону. В последние десятилетия темпы абразии вновь резко усилились.

Современное поднятие уровня океана [11] резко активизирует процессы абразии на низменных побережьях, которая особенно быстро протекает в многолетнемерзлых породах. Процессы термоабразии характерны для всего арктического шельфа, но спорадически проявляются и на тихоокеанских побережьях (Анадырский залив, Западная Камчатка, Северный Сахалин), благодаря большей энергетической мощности волнения.

Новейшие исследования арктических шельфов, проведенные специалистами-мерзлотоведами Якутии, результаты которых доложены на международном совещании "Криолитосфера Земли" (Пущино, апрель 1998 г.), показывают, что аномально широкие подводные шельфовые платформы в значительной мере объясняются палеотермоабразией, современные темпы которой оцениваются на некоторых участках до десятков метров в год.

Выводы

Рассмотрение геоморфологической контрастности материковых окраин Азии, проведенное нами по результатам составления геоморфологической карты совместно с географами КНР, имеет не только региональное, но и общее теоретическое значение, дополняя ранее установленные закономерности [1, 2, 12]. Восточно-Азиатская и Северо-Азиатская материковые окраины, являясь антагонистами как в морфоструктурном, так и в морфоклиматическом аспектах, представляют наиболее контрастные элементы всего земного спектра материковых окраин, основные типы которых представлены на рис. 1–4.

К самому молодому "эмбриональному" Северному Ледовитому океану Азия обращена дивергентными (расходящимися) окраинами палеогенового заложения и по этому типу развивающимися и ныне. К наиболее древнему и крупнейшему Тихому океану материк Азия переходит через сложно построенную систему конвергентных (сходящихся) окраин, которые, согласно приведенным выше данным, развивались как активные окраины в течение как минимум 3 этапов: палеозойско-раннемезозойского, позднемезозойского-раннекайнозойского, позднекайнозойского. Эволюция рельефа от океанических к материковым элементам на протяжении этих этапов не изменила главные черты окраин (наличие систем вулканических островных дуг, глубоководных котловин и желобов) и привела к направленному наращиванию (аккреции) Азиатского материка в противоположность палеогеновому рифтогенезу на севере Азии.

Наиболее характерными современными чертами конвергентных активных окраин в геоморфологическом отношении являются мезозойско-кайнозойские горные пояса, а также современные островодужные комплексы и ряд других признаков: гористые и террасированные побережья, узкие шельфы, сбросовые материковые склоны; в геодинамическом отношении – вулканические, сейсмогравитационные проявления. Для дивергентных пассивных окраин в условиях относительной тектонической стабильности чрезвычайно характерно широчайшее развитие шельфа, что в высоких широтах усугублялось фактором оледенений, особенно в Арктическом бассейне. Асимметрия речных бассейнов, в результате которой в море поступало много осадочного материала, обусловлена преобладанием аккумулятивных шельфов и флексурных материковых склонов.

Помимо Азии во всех материках, прилегающих к Тихому океану (Америка, Австралия), отчетливо прослеживается резкая асимметрия горных сооружений, круто спускающихся к береговой линии, и водоразделов, также приближенных к берегу океана. На региональном уровне подобная асимметрия наблюдается в пределах восточных хребтов Камчатки и Сахалина. Эти черты морфоструктуры отражают именно активное взаимодействие тектонических плит, пластин, покровов, основные импульсы которого на нижних этажах литосферы направлены от океана в сторону материка (субдукция). Одновременно на верхних этажах земной коры развивается противоположно направленный процесс "расползания" горных сооружений и деструкции окраинных впадин (крупномасштабный морфолитодинамический кругооборот [13]).

Выделение различных типов окраин имеет большой смысл также при анализе экзодинамических процессов, определяющих экстремальные экологогеоморфологические ситуации. Резкое различие факторов: контрастности рельефа, морфотектонической активности обуславливает антагонизм современных рельефообразующих процессов. Несомненно, что глобальная абразия, связанная с повышением уровня Мирового океана, проявляется повсеместно. Однако на активных окраинах она нелинейно усиливается благодаря эффекту периодических цунами, нарастанию уклонов, сейсмотектонической вибрации, что приводит к формированию крутых, но узких мозаичных шельфов. С другой стороны, широкое развитие многолетнемерзлых пород на арктических окраинах приводит к широкому проявлению термоабразии, развивающейся по всему фронту и формирующей исключительно широкие, но пологие однообразно построенные шельфы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимофеев Д.А., Бронгулеев В.В., Александров С.М. и др. Принципы построения легенды геоморфологической карты Азии // Геоморфология. 1995. № 4. С. 3–12.
2. Александров С.М. Нелинейность рельефообразующих процессов и экстремальные ситуации. М.: РФИ, ИГРАН, 1996. 112 с.
3. Кеннет Дж.П. Морская геология. Т. 1. М.: Мир, 1987. 400 с.
4. Короткий А.М. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое. Владивосток: ДВО РАН, 1996. 58 с.
5. Богданов Н.А. Проблемы тектоники Арктики. Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 57–58.
6. Мусатов Е.Е. Позднемезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Северного Ледовитого океана и его континентальных окраин // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 50–53.
7. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты Земли: геодинамика и тектоническое развитие // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 45–48.
8. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Поднятие Дарвина: новые данные о геологическом строении и истории развития в мезокайнозое // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 305–307.
9. Emery K.O. Continental Margins-Classification and Petroleum Prospects // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. V. 64. 1980. P. 297–315.
10. Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. 400 с.
11. Короткий А.М. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое. Владивосток: ДВО РАН, 1996. 58 с.
12. Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Геоморфология и палеогеография области арктического шельфа Евразии в эпоху последнего межледниковья (Часть I. Запад) // Геоморфология. 1997. № 2. С. 20–28.
13. Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана. М.: МГУ, 1997. 306 с.
14. Karig D.E. Subduction and Accretion in the Trenches // Geol. Soc. Am. Bull. 86. 1975. P. 377–389.
15. Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Э. Аргана // Геотектоника. 1997. № 6. С. 3–15.

Ин-т географии РАН,
Ин-т океанологии РАН

Поступила в редакцию
13.01.98

GEOMORPHOLOGICAL CONTRAST OF THE SUBMARINE CONTINENTAL MARGINS OF ASIA

S.M. ALEXANDROV, A.S. IONIN

Summary

The comparative geomorphologic analysis of the passive (Arctic) and active (Pacific) continental margins of Asia was performed. Morphostructure and evolution of both types of margins are characterized. An approach to classification of continent-ocean transition zones is described.