

УДК 551.242

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ (ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ) ОСТРОВОДУЖНОГО И АЛЬТЕРНАТИВНОГО ТИПОВ

П. Н. Куприн

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 21.01.13

Группа континентальных окраин (переходных зон) островодужного и альтернативного типа по всем параметрам принципиально отличается от континентальных окраин рифтогенной группы. Основными геоморфологическими и тектоническими элементами здесь являются классическая, квази, шовно-глыбовая и редуцированная островодужные системы (ОДС). Они распространены в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах как по периферии, так и в открытом океане. Орographic, геоморфологические и тектонические особенности строения таких ОДС положены в основу их классификации.

Ключевые слова: классическая, квази, шовно-глыбовая, редуцированная островодужная система, континентальные окраины — переходные зоны.

Классическая континентальная окраина (переходная зона) островодужной группы охватывает северную и западную периферию Тихого океана. Редуцированная форма этой группы свойственна полосе сочленения Тихого океана с Центральной и Южной Америкой. Иную связь и тектоническую структуру имеет западная континентальная окраина — переходная зона Северной Америки и южное окончание Южной Америки. В виде двух коротких островодужных систем эта группа осложняет континентальную окраину в центральном и южном сегментах Атлантического океана. Протяженная Зондская островодужная система находится в северо-восточной части Индийского океана. Островодужные системы пока не выявлены в Антарктиде.

Главными тектоническими элементами континентальных окраин (переходных зон) являются современные островодужные системы (ОДС), а также редуцированные ОДС, уже прошедшие этап превращения в горно-складчатые сооружения и вошедшие в структуру смежных континентов.

В настоящей статье кратко описаны структурные формы, образующие единый тектонический элемент, который в одном случае выступает как классическая островодужная система, в других — в качестве редуцированной, шовно-глыбовой или квази ОДС. Структурные формы представлены разновеликими линейными дугами надводных и/или подводных островов с вулканами или без них, глубоководными океанскими желобами, геологически и геоморфологически похожими на них внутриконтинентальными желобами, желобами-трогами, трогами, окраинными депрессионными зонами, а также впадинами задуговых (тыловых) морей и альтернативных сооружений. Характер

сочетаний таких структур, масштабы, специфические особенности строения в пределах определенной части континентальной окраины (переходной зоны) позволяют осуществить их районирование, выделить разные их группы и типы и назвать островодужными системами.

Островодужные системы северной и западной периферии Тихого океана, а также близкая по строению ОДС Тонга-Кермадек в самом общем виде имеют похожее геоморфологическое и геотектоническое строение. На профилях от континента к океану выделяются впадины задуговых морей, одна, две, а то и три линии надводных и/или подводных вулканических островов и теснейшим образом с ними связанные глубоководные океанские желоба. Однако по линии своего простираения с севера на юг в пределах этой западной планетарной зоны можно выделить три группы ОДС, отличающиеся строением входящих в них региональных систем.

К **первой группе** (рис. 1, I) относятся ОДС Азиатского сегмента Тихого океана: Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Идзу-Бонинская, Южно-Японская (Нанкей-трог), Рюкю-Кюсю (Нансей-Сайто), Манильская, Филиппинская, Марианская, Яп и Палауская. Эти ОДС¹ обладают большим радиусом искривления, а вершины дуг островов и глубоководных океанских желобов обращены к океану; для них характерны четковидное или близкое к таковому сочленение указанных ОДС по простираению, значительная протяженность и выдержанность простираций на очень больших расстояниях; в большинстве ОДС выделяются две, а в Марианской — три линии вулканических островов. В геоморфологическом и тектоническом

¹ Подробные сведения о рельефе и геологической структуре ОДС Азиатского сегмента приведены в многочисленных отечественных и зарубежных изданиях, поэтому здесь изложены самые краткие и необходимые для дальнейшего понимания сведения.

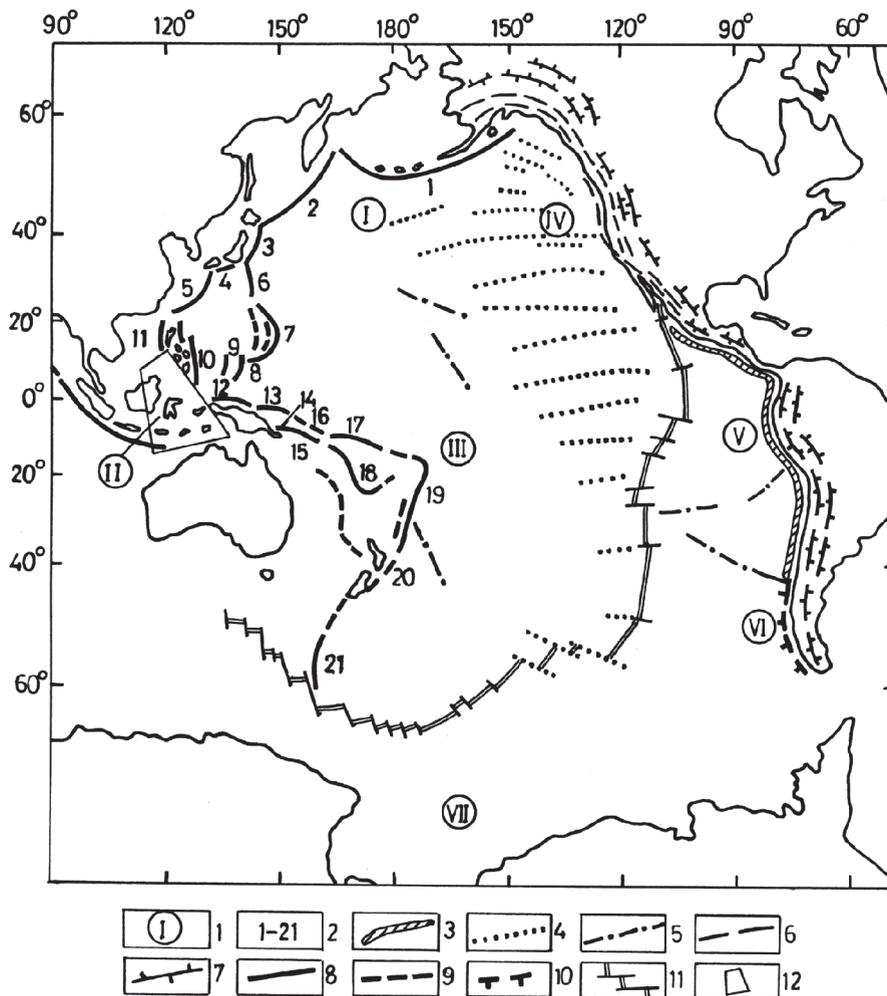


Рис. 1. Обзорная карта континентальных окраин (КО) островодужного (ОДС) и альтернативного типа (Атлас..., 1974, 1993; Jolivet et al., 1989):

1 — классические ОДС в структуре континентальных окраин в Алеутском и Азиатском сегментах Тихого океана (I—VII — группа); 2 — ОДС в структуре КО всего западного сегмента Тихого океана: 1—11 — азиатские ОДС: 1 — Алеутская, 2 — Курило-Камчатская, 3 — Японская, 4 — Южно-Японская (Нанкей-трог), 5 — Рюкю-Кюсю (Нанкей-Сайто), 6 — Идзу-Бонинская, 7 — Марианская, 8 — Яп, 9 — Палау, 10 — Филиппинская, 11 — Манильская; 12—21 — континентальные окраины Австралийского сегмента, названия шовно-глыбовых ОДС: 12 — Новогвинейская, 13 — Маттаас-Табарская, 14 — Новобританская, 15 — о-вов Соломонова архипелага, 16 — Шуазель-Малаитская депрессионная зона, 17 — океанский глубоководный желоб Витязь, 18 — Новогейбридская, 19 — Тонга-Кермадек (классическая), 20 — депрессионная зона Хикуранги, 21 — океанский глубоководный желоб Хьерт; 3 — океанские глубоководные желоба в группе редуцированных ОДС; 4 — широтные и субширотные океанские магистральные глубоководные трансформные разломы; 5 — некоторые современные и погребенные зоны дробления (асейсмичные и активные подводно-надводные хребты); 6 — глубинные разломы в горно-складчатых сооружениях прибрежной полосы Северной Америки; 7 — оси хребтов, осложненных глубинными разломами в Скалистых горах и Андах; 8 — оси океанских глубоководных желобов (элементы ОДС); 9 — трог в некоторых впадинах задуговых морей и на продолжениях глубоководных желобов; 10 — структурные элементы континентальной окраины на южном окончании Южной Америки; 11 — Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия — аналоги срединных хребтов; 12 — область сочленения Азии и Австралии

строении впадин задуговых морей можно отметить такие черты, как асимметричный профиль дна за счет появления так называемых суббассейнов — прогибов с земной корой субокеанского типа, находящихся в ближайшем соседстве с тыловой частью вулканических островов; преобладание площади шельфов над площадью этих суббассейнов; преимущественно северо-восточная — юго-западная ориентировка самих впадин морей (исключение — впадина Берингова моря); наличие между суббассейнами локальных поднятий или хребтов, таких, например, как хр. Ширшова, хр. Бауэр-

са, поднятий Ямато, Института Океанологии, о. Наньша и др.

Глубоководные океанские желоба обладают исключительно большими глубинами, имеют близкое строение склонов и днищ, большинство из них с внешней стороны ограничены океанским валом. Склоны вулканических островов являются одновременно и склонами рядом расположенных со стороны океана глубоководных океанских желобов (Международный..., 2003; Белоусов, 1982; Фейрбридж, 1974; Хаин, 1985, 2001; Хосино, 1986; и др.).

Квазиостроводужные системы Азиатско-Австралийского сегмента Тихого океана

Эта группа (рис. 2, II—VI) тектонических и геоморфологических элементов континентальной окраины (переходной зоны) располагается между Азией и Ав-

стралией. Отнесение составляющих ее крупных форм рельефа и контролирующих их фрагментов горноскладчатых сооружений к островодужным системам в значительной мере условно. Далеко не все исследователи выделяют здесь островодужные системы. Объясняется это тем, что линейные размеры, ориентировка,

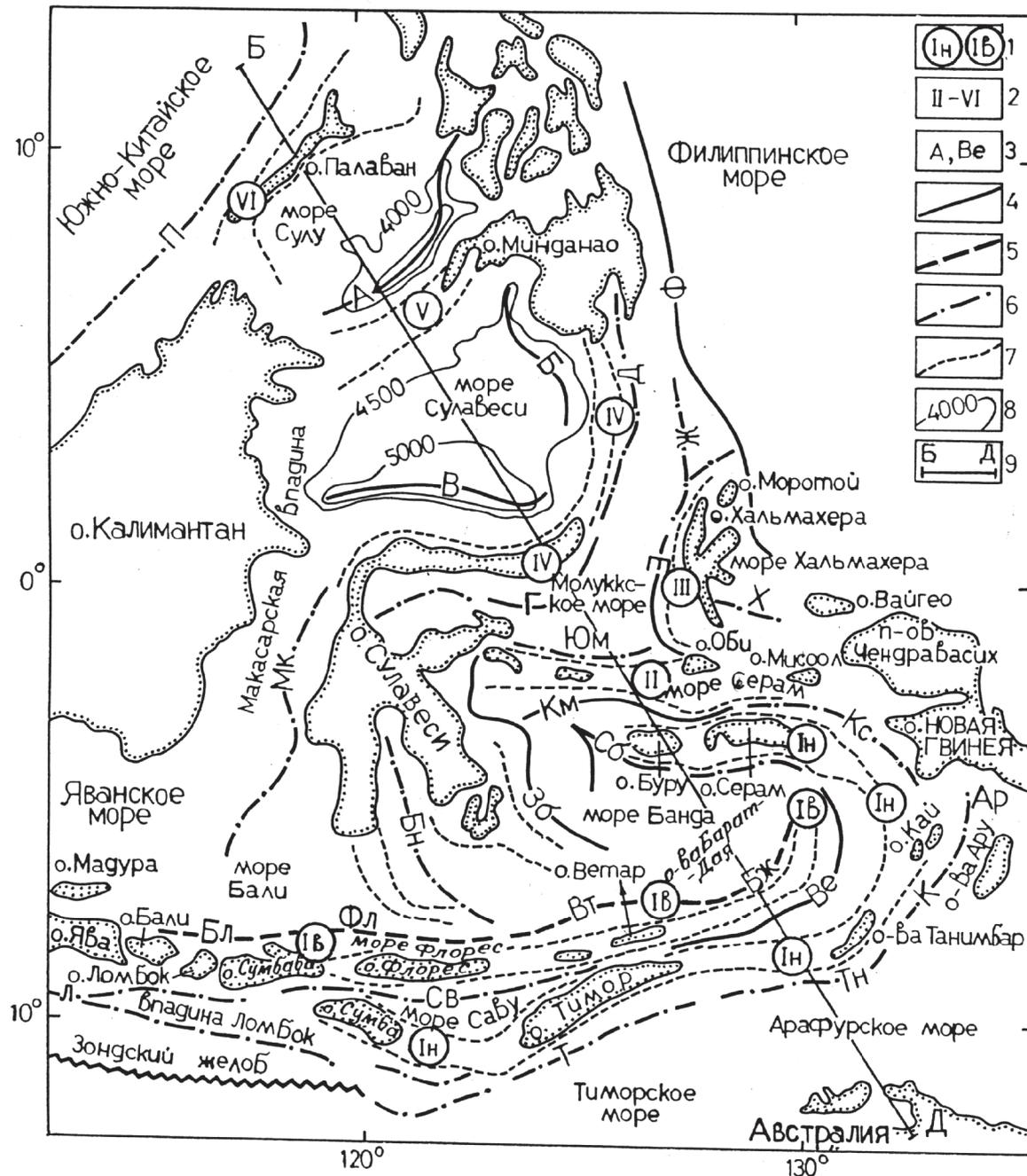


Рис. 2. Квазиостроводужные системы (КОДС) и другие крупные структурные элементы континентальной окраины — переходной зоны в Азиатско-Австралийском сегменте Тихого океана (Атлас..., 1974; Одли-Чарлз, 1977; Океанографическая..., 1974):

1 — ОДС Малой Зондской дуги (Ia — внешняя островная линия, Ib — внутренняя островная линия); 2 — квазиостроводужные системы и другие крупные элементы: II — структурный блок — шпора Сула, III — Молуккская, IV — Минахаса-Сангихе, V — Сулу-Басилан, VI — Палаван-Крокер КОДС; 3 — желоба, желоба-троги; глубокие депрессии: П — Палаванский, А — Сулу, Б — Котабана, В — Северо-Сулавесский, Г — Томини, Д — Давао, Е — Бочан-Тернаите, Ж — Моратай, Юм — Южно-Молуккский, Км — Серам, Кс — юго-восточное продолжение желоба-трога Серам, Ве — Банда (Вебер), Зб — западный Банда, Бн — Боне, Мк — Макасарский, Ба — Бали, Фл — Flores, Вт — Ветар, Бж — Барат-Дая, Л — Ломбок, Св — Ломбок-Саву, Т — Тиморский, Тн — Танимбарский, К — Кай, Ар — Ару; 4 — оси желобов-трогов, депрессий; 5 — оси суббассейна во впадине моря Банда и глубоких депрессий во впадинах морей Бали, Flores, Ветар; 6 — оси трогов и депрессий переменной морфологии и глубины; 7 — границы архипелагов и надводно-подводных хребтов; 8 — изобаты, м; 9 — линии батиметрического и геофизического разреза Б—Д

простирающиеся надводных и подводных хребтов, а вслед за этим и формы, условия развития, выраженность типов геологических структур, контуры, глубина, размеры, строение впадин морей и архипелагов островов не могут быть сопоставлены в полном объеме с азиатскими и австралийскими ОДС. Однако по ряду важнейших особенностей строения и по форме островодужные системы азиатско-австралийской переходной зоны все же очень похожи на ОДС классического азиатского типа. Вот некоторые из этих особенностей.

Так, впадины десяти расположенных здесь морей разделяются протяженными линиями надводных и подводных хребтов и линейно вытянутыми архипелагами островов, у подножий которых располагаются узкие и глубокие желоба-троги и желобообразные депрессии (рис. 2). Большая часть хребтов и архипелагов имеет антиклинорное строение, осложнена действующими и отмершими вулканами, зонами дробления и характеризуется исключительно высокой сейсмичностью (Espinosa et al., 1981). Профили дна морских впадин по форме почти такие же, как и профили впадин задуговых морей в азиатских классических ОДС. Днища желобов и депрессий слагаются обычно недислоцированными осадками, а профиль таких отрицательных форм рельефа асимметричный: крутым является склон, смежный со склонами хребтов и с цоколями архипелагов. В желобах-трогах и депрессиях отмечены участки с земной корой субокеанского типа. Линии хребтов и депрессий изгибаются вершинами как в сторону океана, так и в сторону континента. Наблюдаются кулисообразные, четковидные и торцовые сочленения хребтов, архипелагов, желобов-трогов, депрессий.

Учитывая эти черты строения, размеры и пространственное расположение, данные структурные элементы можно объединить в сложные, ограниченные практически со всех сторон морями тектонические формы и назвать их квазиостроводужными (т.е. почти островодужными) системами.

В Азиатско-Австралийском сегменте Тихого океана особое положение занимает Малая Зондская островная дуга (рис. 2). Это внутриконтинентальная структурная линия простирается с запада на восток на расстояние 2400—2500 км, следуя параллельно побережьям Австралии и о. Новая Гвинея. Малая Зондская ОДС состоит из внешней и внутренней линий надводных и подводных островов, разделенных линейно вытянутым трогом. Внешняя (южная) линия простирается от о. Сумба на западе до о. Буру на северо-восточном окончании дуги (General..., 1984). Кроме указанных в пределах этой линии находятся о-ва Саву, Роти, Тимор, Лети, Бабар, Танимбар, Кай и Серам. С южной стороны внешняя линия ограничена центриклиналью Зондского глубоководного океанского желоба, Тиморским желобом — трогом (2300—3100 м), Танимбарским трогом (1000—1500 м) и трогом Кай (2000—3650 м). С северной стороны протягивается

желоб-трог Серам (5280 м) и его более мелководное (1000—1500 м) юго-восточное продолжение, почти достигающее трога Кай.

С противоположной стороны внешняя островная линия ограничена межлинейноостровным трогом, частями которого являются на западе впадина моря Саву (3475 м), локальное понижение Ветар (3315 м), а на востоке — глубокий внутриконтинентальный желоб Банда (7440 м) и другие маловыразительные депрессии.

Внутренняя (северная) линия Малой Зондской островной дуги (рис. 2, Iв) включает с запада на восток о-ва Бали, Ломбок, Сумбава, Сангеанг, Флорес, Солор, Комба, Ломблек, Пантар, Алор, много других мелких островов, которые вместе с о. Банда располагаются на ее северной оконечности (Атлас..., 1993). Структура ОДС Малой Зондской дуги отличается от классических ОДС своим тектоническим положением внутри блоков с корой континентального типа и еще тем, что входящий в ее систему очень глубокий желоб Банда находится между линиями островов и никакого отношения к границе континент—океан не имеет. А желоба-троги и трогом между этой ОДС и Австралией имеют близкую к ней структуру земной коры (Фейрбридж, 1974; Хаин, 1985; Espinosa et al., 1981).

К северу от желоба-трога Серам выделяется морфоструктурный элемент, называемый **шпорой Сула** (рис. 2, III). Он объединяет (с запада на восток) архипелаг Бангай с главным о. Пеленг, о-ва Сула (Талиабу, Манголе и Санана), о-ва Оби и Мисоол, окруженные множеством атоллов и мелких островков. Все вместе — архипелаги и отдельные острова — образуют достаточно широкую широтную полосу, протягивающуюся от Восточного п-ова о. Сулавеси на западе к п-ову Чендравасих (Вогелкоп) о. Новая Гвинея на востоке. С северной стороны шпора Сула ограничена широтно ориентированными узкими локальными депрессиями впадины Молуккского моря с глубиной от 3000 до 4100 м. На границе с впадиной моря Хальмахера морское дно осложнено многими неровностями.

С южной стороны шпора Сула соседствует с глубокой впадиной залива Толо (более 2500 м), переходящей к востоку в неширокую локальную впадину глубиной 4000—5500 м в северной области моря Банда (General..., 1984).

Таким образом, шпора Сула в рельефе рассматриваемого океанского сегмента выступает в виде высоко приподнятого над смежными морскими впадинами широтного надводно-подводного хребта антиклинорного строения с превышениями до 7—8 км наивысших отметок поверхности островов над наиболее глубокими участками донного рельефа.

Молуккская квазиостроводужная система (КОДС) (рис. 2, III). Эта система свое название получила по одноименному морю, занимающему северо-восточную часть рассматриваемого сегмента к югу от о. Минданао (Филиппины). Молуккская КОДС включает о. Моратай на севере и о-ва Хальмахера (возможно,

что и о. Оби) на юге, многочисленные линейно вытянутые более мелкие острова и островки. Все вместе эти острова составляют надводную субмеридионально ориентированную линейную островную дугу. С западной стороны у подножия цоколя этой дуги располагаются также линейно вытянутые с юга на север узкие трог Бочан и Тернаите, которые вместе с трогом Моратай могут быть названы Молуккским желобом-трогом. Море Хальмахера представляет собой задуговый (тыловой) бассейн этой КОДС. Та часть впадины этого моря, которая с восточной стороны соседствует с островной линией Моратай—Хальмахера, является суббассейном задугового моря Хальмахера.

Таким образом, названные структурные элементы, а именно линия надводных Моратай—Хальмахера островов, Молуккский желоб-трог и впадина моря Хальмахера образуют Молуккскую КОДС. Вершина дуги этой КОДС ориентирована на запад, в противоположную сторону от Тихого океана. Это, а также расположение желоба-трога не с океанической стороны, а внутри впадины Молуккского моря, другие специфические черты строения этой дуги подчеркивают отличие ее от классических ОДС и однозначно указывают на идентичность ее структуры с квазиостроводужным типом. Поверхности островов и полуостровов здесь гористые, причем нередко господствующими формами рельефа служат вулканические постройки. Современные вулканы приурочены к линейной полосе с островами Макиан и Тернаите и находятся на западной прибрежной полосе о. Хальмахера (Влодавек, 1973).

Включенные в Молуккскую КОДС морфоструктурные элементы образуют крупный дугообразной формы литосферный блок с четко обозначенными структурными границами и существенно утолщенной корой субконтинентального типа. В орографическом и геоморфологическом плане этот блок является самостоятельной единицей, близкой по своему облику морфоструктурам на смежном о. Вайгео и п-ове Чендравасих.

Квазиостроводужная система Минахаса-Сангихе. Впадина моря Сулавеси, западная часть впадины Молуккского моря и разделяющий их надводно-подводный хребет образуют Минахаса-Сангихе КОДС (рис. 2, IV). Она объединяет родственные морфоструктурные и тектонические элементы северного полуострова о. Сулавеси по названию Минахаса и архипелага Сангихе, продолжающего в море этот полуостров до небольшого архипелага Сарангани и вместе с последним утыкается в южную оконечность о. Минданао на Филиппинах. Морфоструктуры п-ова Минахаса и хр. Сангихе являются стержнем островной вулканической дуги. В пределах п-ова Минахаса с запада на восток прослеживаются две горные гряды. Северная гряда выклинивается еще в широтном отрезке полуострова, южная гряда тянется по всему полуострову до его окончания. На п-ове Минахаса выявлено шесть действующих вулканов и пять объектов в сольфатарной

стадии. На южной оконечности о. Минданао, куда с юга близко подходит хр. Сангихе, навстречу ему простирается горный кряж высотой более 2500 м. Впадина моря Сулавеси находится в тылу вулканической линии Минахаса-Сангихе и является частью КОДС. Во впадине выделяются два суббассейна желобообразной формы. Южный суббассейн называется Северо-Сулавесским (более 5520 м), а северо-восточный — Котабаты (5914 м). Оба они прижаты соответственно к цоколю п-ова Минахаса и архипелагов Сангихе и Сарангани (рис. 3). Со стороны Молуккского моря КОДС Минахаса-Сангихе ограничена на севере впадиной Давао, а на юго-востоке — широтно ориентированной впадиной Томини. Вместе они образуют желоб-трог Давао-Томини. Молуккский и Давао-Томини желоба-троги разделены меридиональным подводным поднятием, осложненным на своей вершине во впадине Молуккского моря небольшой группой о-вов Талауд.

Квазиостроводужная система Сулу-Басилан. Между о-вами Калимантан (Индонезия), Куйо, Миндоро, Панай, Негрос и Минданао (Филиппины) находится морфоструктурный элемент, который может быть назван КОДС Сулу-Басилан (рис. 2, V). Это впадина моря Сулу, с юго-востока ее ограничивает двойная линейная группа островов архипелага Сулу, а с северо-запада — очень длинный и относительно узкий о. Палаван. Впадина моря Сулу надводно-подводным хр. Кагаян разделена на меньшую по размерам и более мелководную Северо-Западную и значительно большую Юго-Восточную котловины. Часть последней, примыкающая к цоколю двойной линейной группы островов архипелага Сулу, имеет форму желоба-трога, отличается асимметричным профилем, узким днищем и наибольшей глубиной от 4699 м на юго-западе до 5576 м на северо-востоке. Это типичный суббассейн в задуговой впадине моря Сулу. Архипелаг Сулу образован двумя линиями островов, разделенными межлинейноостровным трогом (261—588 м). Обе линии являются частями надводно-подводного хр. Сулу, имеющего прямолинейные крутые склоны в подводной части. Относительная высота хр. Сулу колеблется от 3850 м на юго-западе до 7500 м и более на северо-востоке. Коническая форма наиболее высоких (2—2,5 км) локальных гор на о-вах Тавитави, Холо и Басилан, на п-ове Замбоанга указывает на их связь с древними вулканами. Простираение горных кряжей на о-вах Калимантан, Минданао, Негрос, простираение крупных островов на хр. Сулу и оси желоба-трога Сулу свидетельствуют о том, что все они орографически и структурно связаны между собой и образуют слабо выпуклую к юго-востоку двухлинейную островную дугу. В этой дуге впадина моря Сулу является задуговой впадиной, а желоб-трог Сулу — ее суббассейном.

Палаван-Крокерская квазиостроводужная система (рис. 2, VI) располагается на северо-западе рассматриваемого сегмента. Она ограничивает с этой стороны

впадину моря Сула и является связующим геоморфолого-структурным звеном между о. Калимантан и о. Миндоро (Филиппины). Эта связь видна на батиметрических картах, на картах всех видов естественных геофизических полей, на картах спутниковой альтиметрии, высоты поверхности океана и др. (Smith, Sandwell, 1997). Структурные линии на о. Палаван имеют генетическое родство с антиклинорным хр. Крюкер на о. Калимантан. Со стороны Южно-Китайского моря эти линии ограничены узким и достаточно глубоким трогом Палаван, постепенно выклинивающимся на крутом склоне северо-восточного окончания о. Палаван. С юго-восточной стороны складки Палаван-Крокерский КОДС обрамляются подводными элементами рельефа относительно мелководной Северо-Западной котловины моря Сулу. Если построить профиль поперек полосы Палаван-Крокерский КОДС, то на северо-западе в нем отчетливо проявятся узкий Палаванский трог глубиной до 3000—3200 м, линии антиклинальных складок на о. Палаван с высотой до 2500 м, а в прилегающей части моря Сула — впадина глубиной около 2100 м. Таким образом, структурные линии Палаван-Крокерской КОДС возвышаются над самыми низкими участками смежных морей более чем на 5000 м.

На Палаван-Крокерской КОДС не обнаружены эпицентры землетрясений, не выявлены пока современная складчатость и глубинные разломы. Пролив между о-вами Палаван и Калимантан считается высокоперспективной нефтегазоносной областью. Сравнивая строение Палаван-Крокерского КОДС с аналогичными структурами на западной периферии Тихого океана, можно увидеть близкое их геоморфолого-тектоническое строение и отнести Палаван-Крокерскую зону к квазиостроводужной системе (Международный..., 2003).

Шовно-глыбовые островодужные системы Австралийского сегмента

Как по морфологии, так и по геологическому строению эти ОДС не похожи на ранее описанные (рис. 1, III). Начиная от о-вов Вайгео и Новая Гвинея и до хр. Маккуори в юго-западной части Тихого океана уверенно можно выделить семь таких систем. В региональном плане они образуют огромную дугу, простирающуюся с крутым изломом вдоль восточного побережья Австралии и отстоящую от нее в своей вершине почти на 3000 км (рис. 4).

Юго-восточная периферия огромного о. Новая Гвинея и восточная периферия Австралийского континента имеют скорее всего рифтогенную природу. Об этом можно судить по развитию таких сопряженных морфоструктур, как шельф, континентальный склон и континентальное подножие, являющихся составными частями рифтогенных континентальных окраин. В ряде мест они осложнены краевыми прогибами, переходящими в прогибы периокеанического типа.

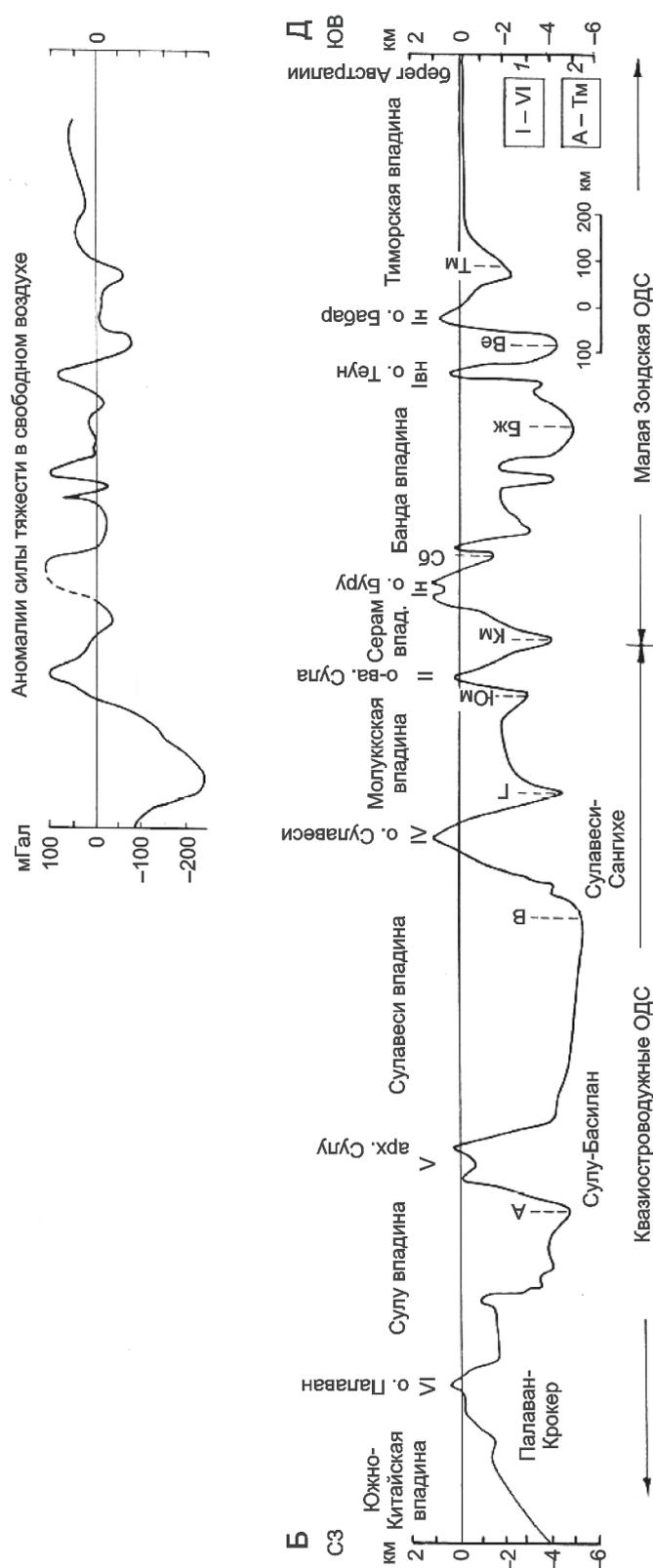
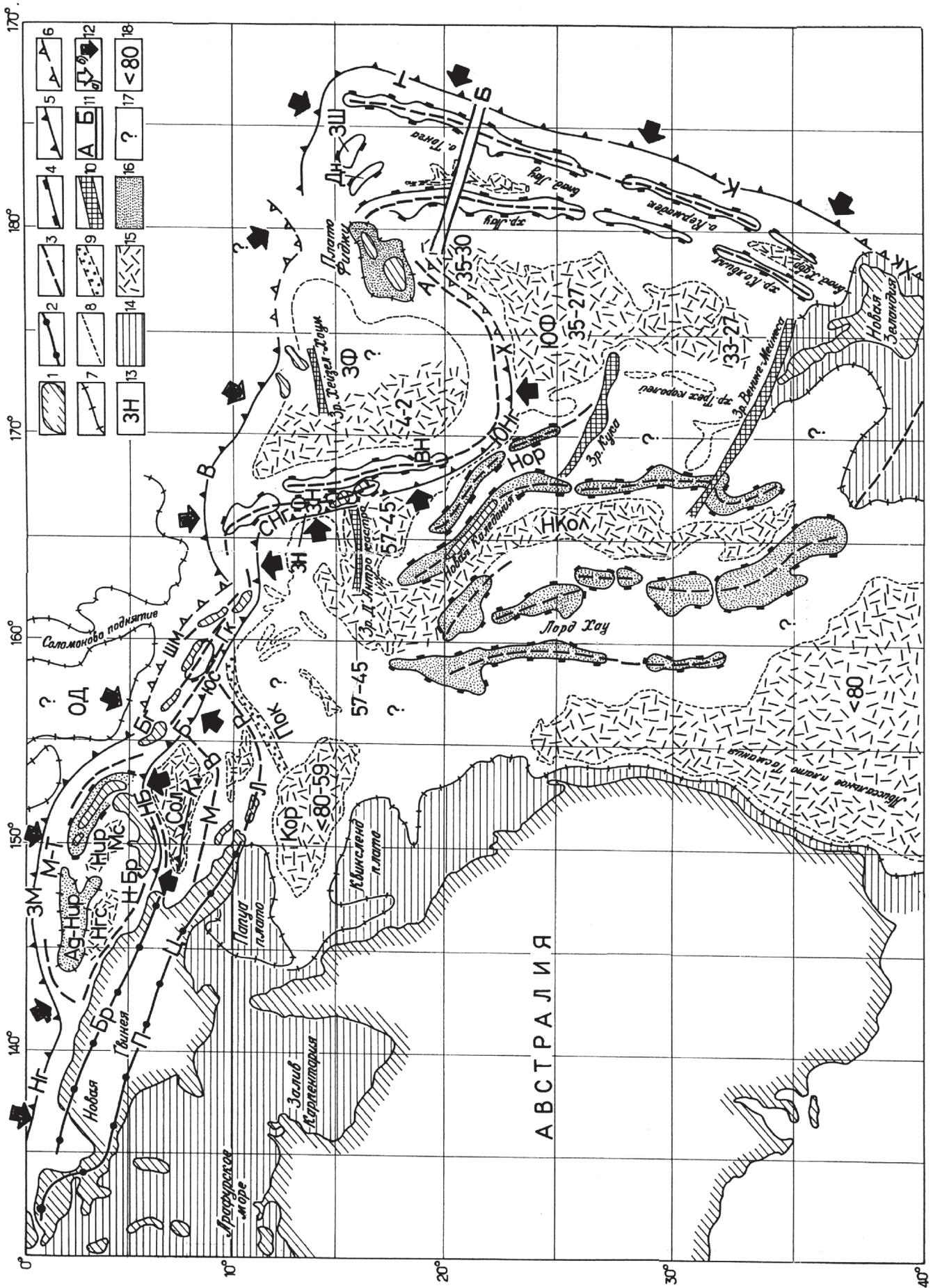


Рис. 3. Батиметрический и гравиметрический профили по линии Б—Д (см. рис. 2) через Азиатско-Австралийский сегмент континентальной окраины — переходной зоны западной периферии Тихого океана:

1 — главные положительные структурные элементы; 2 — положительные оси и аббревиатура названий желобов-трогов и депрессий, указанных на рис. 2



Между такими окраинами и островодужными системами, занимая обширное пространство, располагаются огромные плато, банки, глыбовые хребты, разделяющие их глубокие депрессии. Пространственно они связаны с впадинами Кораллового, Тасманова и Фиджи морей, которые, как и Соломоново море, в структурном отношении соответствуют впадинам задуговых морей.

Важная отличительная черта ОДС Австралийского сегмента — наличие двойной линии глубоководных желобов. Объединенные северная и восточная линии образованы океанскими, а южная — неокееанскими, антиокеанскими желобами. Последние отделяют мозаичную плиту из разнопорядковых и гетерогенных блоков земной коры, частями которой являются впадины указанных выше морей, от островодужных систем Австралийского сегмента. По размерам антиокеанские желоба несколько не уступают океанским желобам, а по глубине даже значительно превосходят их. Если оценивать геотектоническую позицию антиокеанских желобов, то они соответствуют положению суббассейнов в задуговых морях классических ОДС Азиатского сегмента, но в действительности таковыми не являются.

Вторая отличительная особенность состоит в том, что в этих неокееанских глубоководных желобах и на ограниченных ими островных линиях проявляется исключительно высокая сейсмичность, а сейсмофокальная поверхность наклонена под островные линии, навстречу сейсмофокальной поверхности в объединенных северной и восточной линиях глубоководных океанских желобов (Кариг, 1974; Espinosa et al., 1981). Из этого факта следует вывод о том, что заключенные между этими линиями желобов острова и примыкающие к ним другие морские площади межлинейно-островных территорий представляют собой крупные массивы земной коры субокеанского типа, выжатые в недавнем геологическом прошлом горизонтально-вертикальными движениями и образовавшие структурно и морфологически приподнятую зону вдоль всей границы между Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферными плитами.

В отличие от описанных выше групп островодужных систем Австралийского сегмента следует называть **шовно-глыбовой группой** ОДС.

На севере в широтном отрезке располагается **Новогвинейская ОДС**. Она включает о. Вайгео, морфоструктуры горно-складчатого сооружения на севере п-ова Вогелкоп, о-вов Биак и Соренарва, много мелких островов в Ирианском заливе. Последний отделяет морфоструктуры п-ова Вогелкоп от Берегового хребта на о. Новая Гвинея, входящем в эту же ОДС. Это северная линия морфоструктур Новогвинейской ОДС.

Южная линия в широтном отрезке начинается возвышенностями на п-ове Чендравасих, которые структурно связаны с осевым хр. Пегунунган-Маоке на о. Новая Гвинея. Находящаяся к югу от него впадина Арафурского моря играет роль задуговой впадины всей системы. В восточной части этой впадины отсутствует суббассейн, тогда как в ее западной части формирующийся суббассейн выражается юго-восточной депрессией во впадине моря Серам. С северной стороны отмеченные морфоструктуры огибаются Новогвинейским глубоководным океанским желобом (5050 м) дугообразной формы. Вершина его дуги, ориентированная к северу, в сторону океана, как бы обтекает малоамплитудный, короткий, субмеридиональный подводный хр. Мэйпья, имеющий связь с подводными поднятиями в окрестностях о. Биак.

Западное окончание Новогвинейского желоба выклинивается у о. Вайгео, а восточное достигает государственной границы между Западным Ирианом и Папуа-Новой Гвинеей. К этому месту со стороны океана подходит субмеридионально ориентированное поднятие Эаурипик.

Таким образом, Новогвинейская ОДС не выходит за пределы морфоструктурных и тектонических элементов Западного Ириана.

Юго-восточная часть о. Новая Гвинея и морские продолжения ее хребтов являются морфоструктурами островодужной системы **Папуа-Луизиада**. Как и в Новогвинейской, главными ее составными элементами служат две линии надводных и подводных островов, подводных плато и другие формы донного рельефа, продолжающие во впадину Соломонова моря горно-складчатые сооружения Центрального хребта о. Новая Гвинея.

Центральный хребет имеет очевидную связь с осевым хр. Пегунунган-Маоке. Морские структурные эле-

Рис. 4. Схема строения континентальной окраины — переходной зоны Австралийского сегмента западной периферии Тихого океана: 1 — берега Австралии и островов; 2 — оси горно-складчатых сооружений на о. Новая Гвинея, хребты: Бр — Береговой, П — Пегунунган-Маоке, Ц — Центральный; 3 — оси подводных хребтов и островных линий: М — Муйява, В — Вудларк, Л — Луизиана, Р — Реннел; 4 — контуры цоколя островных линий и архипелагов; 5 — оси глубоководных океанских желобов: Нг — Новогвинейский, Зм — Западно-Меланезийский, В — Витязь, Т — Тонга, К — Кермадек, оси антиокеанских желобов: Нб — Новобританский, К — Киривина (Тробриан), Бг — Бугенвильский, ЮС — Южно-Соломонов, СНг — Северо-Новогвинеидский, ЮНг — Южно-Новогвинеидский; 6 — оси депрессионных зон: ШМ — Шуаёзель-Малайтская, Хк — Хикуранги; 7 — контуры плато, платообразных возвышенностей и континентальных склонов Австралии, Новой Зеландии, плато Онтонг-Джава и др.; 8 — контуры крупных и глубоких впадин (котловин): ЗФ — Западно-Фиджийская, ЮФ — Южно-Фиджийская, Нкал — Новокаледонская, Кор — Коралловое, Нор — Норфолкское; 9 — ПОК — трог Поклингтон; 10 — зоны разломов: Зр — Хейзел-Хоум, Антрокастро, Кука, Венинг-Мейнеса; 11 — линия профиля А—Б; 12 — направление движения масс, обратное наклону фокальной поверхности (Espinosa et al., 1981; Rigolat, 1989) (а — северная линия, б — южная линия); 13 — морфоструктурные элементы: Ад-Нир — Адмиралтейско-Новоирландская, Нир-Мс — Новоирландская-Манус, Н-Бр — Новобританская, Б — Бугенвильский, Сол — Соломонова, Гк — Гуадалканал, ЗН — Западно-Новогвинеидский, ВН — Восточно-Новогвинеидский, Х — Хантер, Дн — Данао, ЗШ — Зефир-Шоал; 14—18 — типы земной коры: 14 — континентальная, 15 — океанская, 16 — субконтинентальная или субокеанская, 17 — неясного происхождения, 18 — начало образования земной коры и ее вероятный возраст

менты на юго-восточном окончании о. Новая Гвинея, называемом п-овом Папуа, не содержат признаков четковидного сочленения, однако, продолжаясь в южную часть Соломонова моря, они группируются в две протяженные и отчетливо выраженные непрерывные линии. По мере удаления от п-ова Папуа эти линии постепенно расходятся. Сначала они приобретают широтную, а в восточной части впадины Соломонова моря — и северо-восточную ориентировку. Северная линия может быть названа по самому большому ее острову линией Муйява. На своем северо-восточном окончании она обозначена подводным хр. Вудларк. Среди морфоструктур линии Муйява не обнаружены ни ископаемые, ни действующие вулканы (рис. 2).

От центральной части впадины Соломонова моря островная линия Муйява с северной стороны отделена узкой желобообразной широтной депрессией Кири-вина (4324—5135 м).

Южная островная линия включает юго-восточное окончание гряды Центрального хребта, морфоструктуры п-ова Папуа и продолжающие их к юго-востоку подводное плато Папуа, архипелаг Луизиада и хр. Реннел. Она может быть названа линией Папуа-Реннел. В подводном положении эта линия достигает северной границы впадины Соломонова моря и близко подходит к депрессии на восточном окончании глубоководного желоба Бугенвиль. На островах южной линии действует несколько вулканов. Это внешняя вулканическая линия островодужной системы Папуа-Луизиада.

Обе линии островов образуют дугу, вершина которой обращена к югу, в сторону от океана.

Между линиями островов располагается обширная, со сложным донным рельефом восточная часть Соломонова моря; западное окончание ее некоторые исследователи называют впадиной Муруа или Вудларк.

Наиболее глубокая часть Кораллового моря, непосредственно примыкающая с юга к цоколю архипелага Луизиада, является суббассейном этого задугового моря. Он обладает трапецевидной формой, крутым и коротким северным склоном, общим со склоном цоколя архипелага Луизиада, характеризуется нарастающей к югу глубиной от 200 до 4600 м, выровненным дном. С северо-востока в этот суббассейн открывается устье узкого трога Поклингтон (рис. 4).

Новобританская ОДС соседствует с морфоструктурными элементами Берегового хребта о. Новая Гвинея и имеет с ним много общего. Она объединяет о. Новая Британия и линии мелких островов и подводных возвышенностей, следующих от о. Новая Британия на запад по южной периферии Новогвинейского суббассейна впадины моря Бисмарка почти до места сочленения Новогвинейского и Западно-Меланезийского глубоководных океанских желобов. Наиболее крупными в этой западной части являются о-ва Умбои, Каркар и Манам. Все острова вулканического происхождения, причем большинство вулканов активны и в настоящее время. На о. Новая Британия

цепь действующих вулканов расположена по его северной окраине и генетически связана с вулканами западной части этой островной полосы. Линия островов образует дугу, вершиной обращенной к юго-востоку, в сторону Соломонова моря.

С южной и юго-восточной сторон Новобританская линия островов обрамлена сравнительно коротким и глубоким (8320 м) желобом Новая Британия. Западная центриклиналь желоба направлена в структурное понижение между Береговым и Центральным хребтами о. Новая Гвинея. Восточный конец желоба находится в почти торцовом сочленении с Бугенвильским желобом, относящимся к островодужной системе Соломоновых о-вов. К месту сочленения названных желобов с севера подходит периклиналильное окончание морфоструктуры о. Новая Ирландия. Острова Новая Британия и Новая Ирландия разделены узким глубоким рвом, открывающимся в Новобританский желоб. Морфоструктуры самих островов не связаны между собой; эти острова находятся в торцовом сочленении.

В тылу у Новобританской островной линии расположена задуговая впадина моря Бисмарка. В непосредственной близости от цоколя островной линии располагаются на востоке Манус, а на западе Новогвинейский суббассейны. Суббассейны разделяются южным выступом цоколя Адмиралтейско-Новоирландского платообразного возвышения.

По северной периферии впадины моря Бисмарка простирается полоса мелких подводных гор и островов, сидящих на едином дугообразном цоколе, выпуклостью обращенном на север, в сторону океана. В этой полосе наиболее крупными являются о-ва Сан-Маттайяс и Табар, по имени которых эта полоса островов и примыкающий к ней с севера Западно-Меланезийский глубоководный океанский желоб получила название **Маттайяс-Табарской ОДС** (рис. 4).

От о. Сан-Маттайяс к западу на значительном протяжении более крупными осложнениями морского дна служат безымянные более или менее изометричные понижения и столь же расплывчатые по форме возвышения донной поверхности. На самом западном конце Маттайяс-Табарской полосы вновь появляются острова, четковидно и кулисообразно расположенные на едином цоколе. С северо-востока на юго-запад здесь размещаются о-ва Хермит, Ниниго, Вувулу и др. Эта линия островов почти под прямым углом подходит к Береговому хребту о. Новая Гвинея. В этом же месте выклинивается и западная периклиналиль Новобританской ОДС.

Ось Западно-Меланезийского глубоководного океанского желоба (6887 м) параллельна оси Маттайяс-Табарской островной линии. По отношению к Новогвинейскому океанскому желобу Западно-Меланезийский желоб расположен дискордантно, они подходят друг к другу почти под прямым углом, причем в месте сочленения оба они выклиниваются.

На юго-востоке Маттайяс-Табарская ОДС сочленяется с Бугенвильской островной линией. Глубина Западно-Меланезийского желоба в этом направлении постепенно уменьшается, и на меридиане о. Бугенвиль он полностью выклинивается. Отметим, что с северной стороны этих морфоструктур располагается высокоприподнятая область огромного океанского подводного плато с группой мелких о-вов Онтонг-Джава (Mammerickx et al., 1973).

Нефтяные компании, выполнившие в центральной области моря Бисмарка большой объем геолого-поисковых работ, рассматривают ее в составе Новоирландского бассейна, перспективного на обнаружение скоплений нефти и газа (Tiensten, 1999). В этом случае относительно глубокие Манус и Новогвинейский суббассейны впадины моря Бисмарка могут рассматриваться как задуговые суббассейны и для Маттайяс-Табарской островодужной системы.

На продолжении к юго-востоку Маттайяс-Табарской ОДС находятся две близко расположенные ветви **о-вов Соломонова архипелага**. Северо-восточная ветвь представлена о-вами Бугенвиль, Шуаёзель, Санта-Исабель и Малаита. От океана она отделена полосой относительно глубоких (3500—4100 м), но узких и разобщенных депрессий, которые так же, как и острова, кулисообразно сочленяются между собой на всем протяжении этой ветви. Ее можно назвать **Шуаёзель-Малаитской депрессионной зоной**. В своем простирании эта зона образует слабовыпуклую дугу, ориентированную вершиной к расположенному на океанской стороне Соломонову поднятию с плато Онтонг-Джава. Напрашивается вывод о том, что плато Онтонг-Джава явилось причиной, затормозившей превращение Шуаёзель-Малаитской депрессионной зоны в глубоководный океанский желоб (рис. 4).

В юго-западную ветвь Соломонова архипелага входят также вытянутые в линию острова и мелкие подводные возвышенности морфоструктурной группы во главе с о-вами Ново-Джорджия, Гуадалканал и Сан-Кристоваль. Некоторые из этих островов являются вулканическими и тем самым непохожими на острова северо-восточной группы.

В том месте, где на востоке выклинивается Новобританский глубокий желоб, после незначительного суживания его бортов начинается Бугенвильский глубокий желоб (9103 м). По отношению к Новобританскому желобу он ориентирован почти под прямым углом, а перемычка между ними образована островершинной подводной возвышенностью, продолжающей к югу периклиналь о. Новая Ирландия. В юго-восточном направлении шарнир Бугенвильского желоба постепенно воздымается до 5000—4000 м, а единая прежде желобоподобная форма исчезает, на ее месте возникает несколько узких локальных депрессий того же юго-восточного направления (Mammerickx et al., 1973). От области воздымания шарнира еще дальше к юго-востоку начинается четко обозначенный Южно-Соломонов глубокий желоб (8487 м). На некоторых

картах он называется желобом Сан-Кристоваль. Иногда его объединяют с Бугенвильским желобом под общим названием Южно-Соломонов глубоководный желоб.

Двухлинейная островная морфоструктура Соломонова архипелага, ограничивающая ее с севера Шуаёзель-Малаитская депрессионная зона, Бугенвильский и Южно-Соломонов (Сан-Кристоваль) глубокие желоба составляют **единую структуру ОДС Соломонова архипелага**.

Огромный цоколь Соломонова архипелага на юго-востоке почти под прямым углом подходит к островным линиям **Новогегбридского архипелага**. Острова этого архипелага образуют Западную и Восточную линии, имеющие юго-юго-восточное простираение и доходящие почти до Южного Тропика.

Западная линия включает острова группы Санта-Круз, крупные о. Эспириту-Санто и Малекула и серию мелких подводных плосковершинных возвышенностей и узких понижений донной поверхности. Со стороны Кораллового моря эта островная линия ограничена коротким Северо-Новогегбридским глубоким желобом (9174 м). На некоторых картах он называется желобом Санта-Круз. Южная центриклиналь желоба резко воздымается на подходе к о. Эспириту-Санто и на широте между этим островом и о. Малекула полностью выклинивается. Ось желоба изгибается так же, как и Западная островная линия, т.е. обе эти морфоструктуры характеризуются согласным простираением.

Восточная островная линия по отношению к Западной линии расположена кулисообразно, поднимается достаточно высоко к северу от широты о. Эспириту-Санто. Возможно, что имеется структурная связь с одним или несколькими мелкими островами на восточной периферии группы Санта-Круз.

Относительно крупными в Восточной линии являются о. Футуна, Эрроманга, Эфате, Лопеви, Амбрим, Пентекоста, Маэво и Оба. Три первых острова приурочены к подводному плато, в южной части которого находится крупная банка Константине.

Широтный отрезок на юге Восточной линии и его дальнейшее, уже северо-восточное, продолжение носят название подводного хр. Хантер. Узкие, вытянутые локальные фрагменты этого хребта достигают Фиджийского плато с группой о-вов Фиджи на своей вершине.

С западной и южной краин Восточная линия островов и хр. Хантер обрамлены Южно-Новогегбридским глубоким желобом (7633 м). Особенно широкий к югу от о. Малекула и глубокий этот желоб постепенно суживается, выполаживается на широтном отрезке и выклинивается напротив средней части хр. Хантер. Дальше к северо-востоку он замещается серией узких и длинных депрессий, которые, вероятно, связаны с одноименной разрывной зоной.

В непосредственной близости от вершины дуги Южно-Новогегбридского желоба с юго-запада располагается надводно-подводная цепь островов, образующих непрерывную линию: хр. Лоялти (Луайоте) — хр. Трех Королей. В этом месте выклинивается юго-восточное

окончание впадины Соломонова моря с плато Северное Луайоте и идущее ему навстречу северо-западное окончание впадины моря Фиджи (Южно-Фиджийская котловина). В межостровном трого и на многих островах Восточной линии активно действуют вулканы с центральными аппаратами.

Задуговым бассейном для Новогбридской ОДС является, очевидно, Западно-Фиджийская впадина, которая генетически связана с островным плато Фиджи. Донный рельеф впадины отличается высокой расчлененностью, различной ориентировкой и разнообразием локальных форм, их глубиной.

Западно-Фиджийская впадина на значительном протяжении ограничена с севера сейсмически пассивным глубоководным (6150 м) дугообразной формы океанским желобом Витязь. Как и в других желобах, в его составе наблюдается несколько более или менее разобщенных локальных депрессий. Желоб выполнен мощной толщей осадков новейшего времени.

Западное окончание желоба Витязь под прямым углом подходит к Шуаёзель-Малаитской депрессионной зоне и здесь выклинивается. Восточное его окончание также постепенно замыкается, достигая о. Ротума. Дальше к востоку, между о. Ротума и о. Уоллис (входит в архипелаг Самоа) северное ограничение плато Фиджи представлено неглубокими локальными депрессиями изогнутой формы. Все вместе эти элементы составляют протяженную отрицательную морфоструктуру этой части океанского дна. Между депрессиями располагаются кулисообразно сочленяющиеся узкие вытянутые возвышенности, входящие в подводный хр. Донна.

Южнее глубоководного океанского желоба Витязь в непосредственной от него близости находится цепь надводных о-вов Дафф, Шерри, Митре, подводных

островов и банок Пандора, Горизонт, Хейзел-Хоум, Ротума и др. Вместе с хр. Донна эта цепь входит в батиметрически повышенную зону северной периферии Западно-Фиджийской впадины.

Центральная (срединная) область Западно-Фиджийской впадины, расположенная к югу от указанной выше зоны в виде широкой меридиональной полосы, отличается более спокойным донным рельефом и глубиной более 3000 м. Местами ее дно осложнено узкими депрессиями преимущественно субширотного простираения.

Восточная часть Западно-Фиджийской впадины представляет собой поднятие океанского дна, вершину которого составляет плато Фиджи, а в нем крупные о-ва Вити-Леву и Вануа-Леву, более мелкие о-ва Тавеуни, Кандаву и серия еще более мелких возвышенностей. Островная группа Фиджи имеет округлую форму и весьма крутой общий склон. С восточной стороны от этой группы к югу отходит подводный хр. Лау.

Островодужная система Тонга-Кермадек (ОДС классического типа) — самая протяженная и самая широкая, обладает почти меридиональным простираением, составляет с генеральным направлением ранее описанных ОДС прямой угол. Помимо глубоководных океанских желобов Тонга (10 882 м) и Кермадек (10 047 м), продолжающих их к югу депрессий Поверти и Хикуранга в состав рассматриваемой ОДС входят на севере хр. Лау, архипелаг Тонга, подводный хр. Донна, небольшое плато Зефир-Шоал (рис. 5). Вблизи о. Уоллис короткий широтный отрезок желоба Тонга делает резкий изгиб к югу и следует в этом направлении до широты группы подводных гор Осборн, входящих в систему подводного хр. Луисвилл (General..., 1984). К этому месту приурочено выклинивание южной оконечности цоколя архипелага Тонга, впадины Лау и значительное сужение островного хр. Лау.

От указанной широты к югу простирается линейно вытянутая цепь островов и подводных гор Кермадек. У нее в тылу находится трогоподобная впадина Хавр, а еще западнее — подводный хр. Колвилл. Хребет Колвилл и полоса островов Кермадек связываются в единые линии соответственно с хр. Лау и архипелагом Тонга, а разделяющая их впадина Хавр — с впадиной Лау. Примечательной особенностью островной линии Тонга-Кермадек и подводных хр. Лау—Колвилл является почти параллельное следование друг другу и уменьшение поперечных размеров их при движении с севера на юг. Разделяющая эти линии положительного рельефа подводная впадина Лау-Хавр также постепенно сужается и выполаживается к югу. На широте подводных гор Осборн шарнир этой впадины воздымается, вследствие чего здесь появилась заметная седловина.

Островная полоса Кермадек на востоке отделяется от глубоководной океанской котловины слабоизогнутым в сторону океана глубоководным желобом Кермадек. Достигнув широты мыса Восточный на Северном острове Новой Зеландии, желоб Кермадек

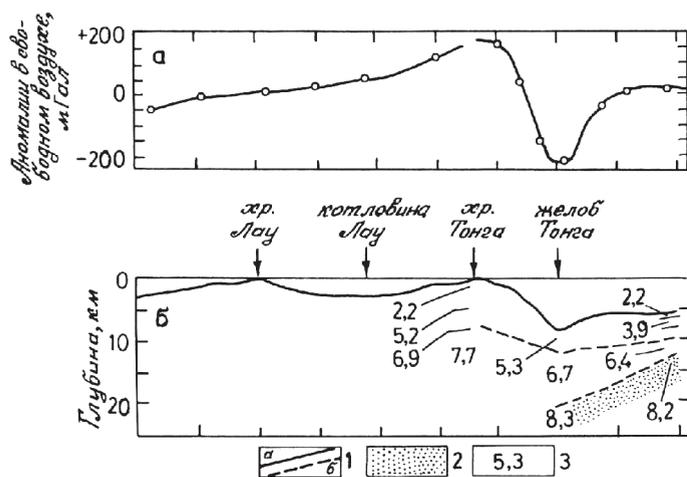


Рис. 5. Геолого-геофизические разрезы по линии А—Б (см. рис. 4) через северную часть ОДС Тонга-Кермадек (Хохштейн и др., 1977):

1 — геологические и геофизические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — полоса распространения современных очагов землетрясений; 3 — скорости продольных сейсмических волн, км/с

выклинивается, а дальше к юго-западу его продолжают кулисообразно сочленяющиеся депрессионные зоны Поверти и Хикуранга. Последняя выклинивается у северной границы подводной возвышенности Чатем.

От Южного острова Новой Зеландии в направлении на юго-запад на многие сотни километров простирается цепь подводных возвышенностей хр. Маккуори, весьма активных в сейсмическом отношении. На субмеридиональном его участке у западного подножия проходит узкий V-образный желоб с глубиной 5270—6160 м. Вдоль того участка хребта, который резко поворачивает к востоку, глубокий желоб под названием Хьорт (6258—6847 м) обрамляет хребет с запада и юга в виде дуги, вершиной обращенной к западу.

Кроме отмеченных важной особенностью строения рельефа Австралийского сегмента Тихого океана следует признать постепенное «отодвигание» островных дуг к востоку от континента, если рассматривать их в северо-южном направлении. Это сопровождается постепенным удлинением и усложнением внутривпадной структуры. Следует отметить также сложный характер взаимных пространственных сочленений: островодужные системы Новогвинейская, Папуа-Луизиана, Новобританская, Маттайяс-Табарская и Соломонова архипелага имеют западно-северо-западное — восточно-юго-восточное простираение, а ОДС Новогвинейская и Тонга-Кермадек — ориентированы в основном в направлении север—юг. Линии вулканических островов и сопровождающие их глубоководные желоба обтекают впадины морей Бисмарка, Кораллового, Соломонова, Фиджи и Тасманова, относящихся по своему структурному положению к задуговым (тыловым) морям. В рельефе дна морей Бисмарка и Соломонова присутствуют сравнительно небольшие поднятия и депрессии, а в трех других морях осложнения их дна представлены главным образом протяженными подводными и надводными огромными хребтами Лорд-Хау, Норфолк, Колвилл, Лау, Новокаледонский, Луайоте, серией плато Папуа, Квинсленд, Фиджи, Челленджер, а также внутривпадинными трогами Кейта, Квинсленд, Норфолк, Новокаледонский, Лау и др.

Континентальные окраины — переходные зоны восточной периферии Тихого океана

Сочленение впадины Тихого океана с Северной, Центральной и Южной Америкой имеет совершенно иной характер. На континентах вдоль океанского побережья располагаются линейно вытянутые горные хребты, простирающиеся от Аляски до мыса Горн. Граничная область впадины Тихого океана представлена разнопорядковыми гетерогенными и очень крупными формами донного рельефа. Северная и самая южная ее части лишены глубоководных океанских желобов; в структуру центральной части такие желоба входят в качестве одного из двух главных мор-

фоструктурных элементов. Принципиальное отличие континентальной окраины — переходной зоны восточной периферии Тихого океана от западной — состоит в повсеместной замене в течение альпийского тектогенеза островных вулканических линий цепями высочайших горных хребтов с действующими вулканами, в отсутствии тыловых (задуговых) морских впадин, в многообразии видов пространственного сочленения континентальных береговых и океанских геоморфологических и структурно-тектонических элементов. Эти отличия позволяют наметить по крайней мере три типа сочленения впадины Тихого океана и Американских континентов.

Континентальная окраина — переходная зона Северо-Американского континента. Северная область (рис. 1, IV) почти полностью относится к континенту Северная Америка. Составляющие ее морфоструктуры прослеживаются от Аляски до южной оконечности п-ова Калифорния. Южную окраину Аляски образует дугообразная, выпуклая к северу Тихоокеанская горная система, в которой наиболее выделяются Алеутский и Аляскинский хребты. С океанской стороны в нее входит такой же дугообразный Тихоокеанский краевой хребет. Между хребтами располагается межгорная впадина залива Кука, продолженная в юго-западном направлении межостровной впадиной пролива Шелхова (Гейтс, Грик, 1967).

За пределами Аляски, уже в Западной Канаде, Тихоокеанская горная система переходит в Береговые горы, а еще южнее, на территории США, — в параллельные линейные системы Каскадных гор и Берегового хребта. В Аляскинском и Канадском сегментах в непосредственном соприкосновении с впадиной Тихого океана находится так называемый Островной пояс, объединяющий крупные острова Аляски — Кенай и Шелхова, много мелких островов в ее южной части, архипелаг Александра, о-ва Королевы Шарлотты и о. Ванкувер. Горы о. Ванкувер к югу продолжают на п-ов Олимпия (штат Вашингтон, США) и далее гряды Берегового хребта доходят вплоть до Лос-Анджелеса. Здесь они смыкаются с горной цепью Сьерра-Невада, образующей восточный борт Великой долины Калифорнии (Центральной, Грейт-Вэлли). Горная система п-ова Калифорния ни в геоморфологическом, ни в тектоническом плане не связана с Береговым хребтом или с цепью Сьерра-Невада.

В геологической структуре рассматриваемых сооружений решающее значение имеют региональные глубинные разломы, согласные с простираемостью горных цепей. На южной периферии Аляски прослеживаются две протяженные зоны дробления. Вдоль побережья проходит Алеутская зона разломов, которая вблизи меридиана 145°з.д. срезается еще более мощной разветвленной разломной зоной Денали. В Островном поясе с севера на юг следуют столь же мощные разломные зоны Фэрюэтер и о-вов Королевы Шарлотты. Южный конец последней зоны переходит в серию ступенчатых кулисообразно расположенных разрывов



Рис. 6. Основные структурные элементы области Каскадия (штаты Вашингтон, Орегон и Калифорния (Cascadia margin, 1992): 1 — зона поддвижения плиты Хуан-де-Фука под Северо-Американскую плиту; 2 — вулканы; 3 — участки спрединга в разрывных зонах и направления движения отдельных блоков; 4 — границы штатов США

бассейна Юоны, подводного хребта Эксплорер и плиты Эксплорер (Кульм, Фаулер, 1978). Названные морфоструктурные элементы являются северной частью литосферной плиты Хуан-де-Фука (рис. 6). Предполагается наличие тектонически активной, но не выраженной морфологическими элементами полосы сочленения этой плиты с Северо-Американской литосферной плитой. Из внутренних районов Каскадных гор к Береговому хребту в южных штатах США подходят косо ориентированные линеаменты, также сформированные крупными разломами (Duncan, Kulm, 1989). Таким образом, важнейшие морфоструктуры прибрежного рельефа генетически связаны с субмеридиональными складчатыми сооружениями и осложняющими их региональными глубинными разломными зонами.

Широкий шельф в пределах Аляски постепенно суживается в Канадском сегменте и в южных прибрежных штатах США становится совсем узким, достигая в таком виде п-ова Калифорния. Калифорнийский шельф, как известно, осложнен Калифорнийским бордерлендом. Это множество преимущественно подводных островов и разделяющих их депрессий субмеридиональной ориентировки, занимающих все пространство от побережья до середины уступа континентального склона на глубине 800—1000 м.

Поверхность континентального склона построена сравнительно просто. Она имеет пологий уклон на Аляске, становится более крутой в северной части Канадского сегмента и в виде выдержанного по простиранию уступа достигает Орегона и Калифорнийского региона. На участке от п-ова Олимпия до мыса Мендосино (40° с.ш.) поверхность континентального склона осложнена различными неровностями: разновеликими каньонами, руслами палеорек, террасами, «водораздельными» поднятиями и т.п. Крупные каньоны связаны с межостровными проливами, с руслом крупной р. Колумбия, с большим числом более коротких, но полноводных горных рек (Cascadia margin, 1992).

Напротив средней части п-ова Калифорния у подножия уступа континентального склона сформировался 350—500-километровый узкий (30—50 км) и неглубокий (3800—4000 м) желоб Седрос. Южная центрикулярная его быстро выполаживается и замещается еще более узким уступом высотой 1500—2000 м.

Рельеф континентального подножия представлен типичными для этой морфоструктуры абиссальными равнинами и сообществами индивидуальных элементов. В заливе Аляска главной формой рельефа служит северо-восточная центрикулярная Алеутского глубоководного океанского желоба. С востока и юга она ограничивается слабосхолмленной равниной с глубиной 3000—4000 м. Напротив архипелага Александра и о-вов Королевы Шарлотты на поверхности этой равнины, примыкая к подножию уступа континентального склона, располагается относительно приподнятая часть этого подножия шириной до 250—300 км, которая называется континентальным поднятием. Поверхность последнего постепенно воздымается в направлении к уступу от 3000 до 2000 м. Напротив о. Ванкувер и Берегового хребта в штатах США Вашингтон и Орегон континентальное подножие вплоть до мыса Мендосино имеет в целом такую же структуру, т.е. вблизи уступа континентального склона его поверхность воздымается до глубины 2000 м. Границей континентального поднятия со стороны океана служит система сравнительно невеликих подводных хребтов, линейных групп отдельных гор, разрывов, объединенных общим названием подводных гор Хуан-де-Фука. Южная часть их называется хр. Горда. Южный конец этого хребта срезается морфоструктурами магистрального трансформного разлома Мендосино, северный — коротким разрывом Бланко. Северо-западный конец последнего разрыва утыкается в южное окончание хр. Хуан-де-Фука. На широте о. Ванкувер хр. Хуан-де-Фука осложнен разрывами Нутка и Сованка, благодаря которым образовались небольшой хр. Эксплорер, плита Эксплорер и ряд других неровностей. В части континентального поднятия, которая располагается к востоку от предполагаемой полосы сочленения Хуан-де-Фука и Северо-Американской литосферных плит, с севера на юг выделяются котловины Юона, Эксплорер, Каскадия и Горда. В север-

ной части котловины Каскадия находится конус выноса пролива Хуан-де-Фука под названием Найтинат, а на юге — конус выноса р. Колумбия под названием Астория (рис. 6).

К югу от магистрального трансформного разлома Мендосино существенно суженная (150—250 км) поверхность континентального подножия имеет вид наклоненной к океану равнины. В северной части оно осложнено объединенным конусом выноса полноводных рек Эль и Маттоле под названием конус Делгадо. Напротив залива и одноименного мощного каньона Монтерей на поверхности континентального подножия рельефно выступает конус Монтерей. Южнее границы США и Мексики у подножия уступа Паттен, ограничивающего Калифорнийский бордерленд, континентальное подножие начинает приобретать морфоструктурный облик, характерный для далекого фланга срединно-океанических хребтов. Оно осложняется здесь субширотными грядами, на вершинах которых нередко обнаруживаются отдельные горы и так называемые абиссальные холмы. Такой рельеф подножия свойствен континентальной окраине вплоть до широты южного окончания п-ова Калифорния. В этом же направлении происходит и увеличение ширины самого подножия, за счет чего изобата 4000 м прогрессивно удаляется от континента почти до меридиана 120° з.д.

Рельеф поверхности на океанской стороне континентального подножия имеет прямую связь с весьма протяженными субширотными грядами, уступами, эскарпами, полосами изолированных гор и гайотов, повсеместно достигающих нижней границы континентального поднятия. Эти региональные элементы во многом определяют общий план строения поверхности континентальной окраины в этом регионе Тихого океана. В его северной части отчетливо прослеживаются четыре-пять таких субширотных гряд (General..., 1984).

На севере, поперек залива Аляска, вытягивается гряда гор и гайотов по линии Кодьяк—Джакомини—Пратт—Дюргин—Уэлкер—Диккинс—Бови. На продолжении этой линии в средней части о-вов Королевы Шарлотты отмечено несколько локальных поднятий на поверхности континентального склона и шельфа.

Следующая к югу линия подводных гор и гайотов идет параллельно Аляскинской линии и включает группы Паттон—Мюррей—Фарис—Миллер—низких безвестных холмов—гору Юнион и гору Эндевер на вершине хр. Хуан-де-Фука.

Более южная линия объединяет группы подводных гор Паркер—Гилберта—Паттиндер—Мортон—Скотт—Эйкельберг и, вероятно, гору Кобб на фланге хр. Хуан-де-Фука.

Вдоль изобаты 5000 м на западе проходит слабо выраженная в рельефе линейная группа неровностей между горами Комсток и подводными каналами Горизонт и Маклак.

По мере продвижения к югу простирающиеся отмеченных выше линий подводных гор и гайотов становится все более широтным.

Напротив хр. Горда и разрыва Бланко далеко на западе на глубине 5400—5600 м выявлена неширокая полоса слабоизогнутой формы узких линейных гряд, эскарпов, депрессий с амплитудой до 250—300 м, которую в восточном направлении вплоть до хр. Горда продолжают такие же линейные гряды невысоких безымянных гор и гайотов. Эта восточная половина рассматриваемой полосы является южной границей абиссальной равнины Тафтс. На известных картах Б.С. Хизена и М. Тарп западная часть этой полосы называется трансформной разломной зоной Сервейер.

В непосредственном контакте с морфоструктурами побережья Северной Америки находятся магистральные трансформные разломы (с севера на юг) Мендосино, Пайонир, Мюррей, Молокай и Кларион. Окончания четырех первых разломов подходят вплотную к Береговому хребту и п-ову Калифорния. Разлом Кларион сочленяется с одним из трансформных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия у южного окончания п-ова Калифорния.

Батиметрический, орографический и морфоструктурный анализы строения поверхности океанской стороны континентального подножия свидетельствуют о том, что оно обусловлено именно этими субширотными и широтными грядами подводных гор, гайотов, эскарпов, депрессий, возникших под влиянием развития магистральных трансформных разломов. В то же время анализ строения поверхности шельфа и континентального склона указывает на дискордантное перекрытие элементов субширотного и широтного рельефа неровностями донной поверхности, связанными с морфоструктурным планом смежных горно-складчатых и разрывных систем побережья.

Преимущественно приподнятый донный рельеф континентального поднятия обязан высокому структурному положению здесь океанской литосферы. Этим также следует объяснить отсутствие глубоководного океанского желоба в системе континентальной окраины — переходной зоны в Северо-Американском регионе периферии Тихого океана. Ни на одном профиле континентальной окраины Северной Америки присутствие желоба или желобообразного трога не было отмечено. Высокое структурное положение океанской литосферы вдоль побережья имеет прямую зависимость от продолжающейся и ныне тектонической активности альпийских горно-складчатых сооружений в прибрежной области Северо-Американского континента.

Из приведенной выше морфоструктурной характеристики области сочленения вытекает непреложный вывод о том, что континентальная окраина — переходная зона в пределах Северной Америки образована и контролируется процессами взаимодействия между геоморфологическими и структурными элементами ортогонально связанных систем генетически

разнородных океанских магистральных трансформных разломных зон и альпийских горно-складчатых и разрывных систем смежного континента. Кратко этот тип сочленения можно назвать континентальной окраиной ортогонально связанных складчатых систем и глубинных разломов Северной Америки и Тихого океана.

Континентальная окраина — переходная зона в пределах Центральной и большей части Южной Америки (рис. 1, V) имеет близкий план строения с западной периферией впадины Тихого океана. Однако здесь есть и существенные отличия, о чем было сказано ранее. Ее границы определяются центриклиналами глубоководных океанских желобов. С учетом их положения в этой области выделяются Центрально-Американский и Южно-Американский сегменты континентальной окраины — переходной зоны.

В пределах Центральной Америки одноименный глубоководный океанский желоб (6489 м) начинается вблизи мыса Корриентес на далеком восточном берегу устья Калифорнийского залива и без перерыва достигает подводного хр. Кокос, где и выклинивается. Океанский склон Центрально-Американского желоба, как правило, невысокий (2000—2500 м), ограничен в ряде мест на перегибе к смежной равнине океанским валом, а напротив залива Техуантепек в него открывается глубокая (4100—4200 м) и широкая депрессия. Противоположный северо-восточный склон желоба является одновременно и континентальным склоном, высота которого достигает в наиболее глубокой части 6000—6200 м. Небольшие по размерам поперечные нарушения его поверхности не могут изменить представление о его крутой и прямолинейной форме.

Днище Центрально-Американского желоба примерно такой же ширины как и его континентальный склон, слабо наклонено в сторону океана, без существенных неровностей.

Очень узкий мексиканский шельф к югу от залива Техуантепек становится широким в Гватемале, Сальвадоре, Гондурасе, Никарагуа, Коста-Рике и особенно в Панаме. Горные системы в прибрежной полосе

Мексики и в других странах Центральной Америки представлены Западной горной цепью Мадре, которая через Центрально-Американский перешеек доходит до северо-западного выступа Южной Америки. В том месте, где горная цепь на перешейке делает резкий изгиб и смыкается в Колумбии с Западной Кордильерой Южно-Американских Анд, во впадине Тихого океана образуется крупный Панамский залив с очень сложным донным рельефом. В этом заливе к востоку от подводного хр. Кокос и под углом к нему располагается разломная зона Панамы, а с востока и также под углом к ней подходит подводный хребет Малпело. Он обрамлен глубокими депрессиями, восточная из которых называется трогом Яквины. Между хр. Кокос и Панамской разломной зоной находятся две разветвленные линейного облика узкие депрессии, оси которых параллельны вышеуказанной разломной зоне (General..., 1984).

В непосредственной близости от Западной Кордильеры в самой вершине Панамского залива сформировался Колумбийский желоб с глубиной от 3800 до 4000 м. С небольшими осложнениями днища Колумбийский желоб доходит до широты Галапагосского архипелага, до подводного хр. Карнеги. Отсюда начинается резкое углубление желоба, и он теперь называется Перу-Чилийским глубоководным океанским желобом. В том месте, где от его океанского склона отходит асейсмичный (глыбовый) хр. Наска, на днище желоба образуется седловина, глубина которой убывает до 4500 м. Северный сегмент желоба нередко называется Перуанским глубоководным желобом, его максимальная глубина составляет 6601 м, а южный сегмент получил название Чилийского желоба с максимальной глубиной 8069 м. Он простирается от седловины напротив хр. Наска до параллели $41^{\circ}31'$ и на далеком фланге подводного Чилийского поднятия выклинивается. Самая глубокая часть этого желоба достигает только широты г. Вальпараисо на параллели $33^{\circ}30'$ ю.ш. К этому месту со стороны океана подходит цепь надводных и подводных вулканических гор архипелага Хуан-Фернандес. В этой цепи находится о. Робинзон Крузо.

Бровка океанского склона и Перуанского и Чилийского желобов в ряде мест осложнена океанским валом высотой до 500 м, невысокими поднятиями, другими неровностями. Противоположный склон, особенно Чилийского желоба, нарушен кое-где ступенями и разноуровненными террасами, число которых доходит до 4—5. Вместе с тем оба склона Перу-Чилийского желоба крутостенны и прямолинейны на очень больших отрезках. Днище желобов имеет V-образную форму, в расширенных местах ее поверхность почти горизонтальна, а в суженных местах осложнена так называемыми турбидитовыми клиньями — сползшими с континентального склона рыхлыми осадками (рис. 7).

Шельф заметно расширен в северной части, в Колумбии, Эквадоре и частично в Перу. Очень узким он



Рис. 7. Поперечный геолого-геофизический разрез через ОДС Перу—Чили (Fisher, Raitt, 1962):

1 — границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 2 — скорости продольных сейсмических волн, км/с

является в северной части Чили. От г. Вальпараисо к югу он становится очень широким до самой южной точки центриклинали желоба.

В горных системах Центральной Америки, Западной Кордильеры и Южно-Американских Анд ныне действует большое число вулканов. Как правило, они занимают осевые зоны самых высоких горных цепей. В Центральной Америке насчитывается 44 действующих вулкана и 9 вулканов в сольфатарной стадии. В Западной Кордильере и Южно-Американских Андах действуют 74 вулкана и 15 вулканов находятся в сольфатарной стадии.

Таким образом, следует еще раз подчеркнуть, что наличие в геоморфологической и геологической структуре Центральной Америки и большей части Южной Америки горно-складчатых вулканических систем и смежных с ними глубоководных океанских желобов указывает на близкое родство их с классическими островодужными системами. Принципиальное отличие состоит в отсутствии впадин задуговых (тыловых) морей и самих морей на границе прибрежных горно-складчатых систем и расположенных к востоку мощных блоков коры континентального типа. В процессе формирования горно-складчатых систем задуговые (тыловые) впадины ранее существовавших здесь островодужных систем были заменены другими морфоструктурными и тектоническими сооружениями. В то же время источники активных вулканических процессов, очевидно, не были сильно видоизменены, и эти процессы продолжаются и в настоящее время. Такая редуцированная форма островодужной системы существует, по крайней мере, с завершающего этапа альпийского тектогенеза в рассматриваемом регионе. Исходя из отмеченных особенностей ее строения, она может быть названа Центрально-Американским и Андским редуцированным палеостроводужным типом континентальной окраины — переходной зоны.

Континентальная окраина южного окончания Южной Америки (рис. 1, VI) в чем-то похожа на Северо-Американскую континентальную окраину. От широты выклинившейся центриклинали Чилийского желоба к югу тянется Островной пояс из множества крупных и мелких островов. Особенно их много на окончании континента, а на широте Магелланова пролива они являются основной морфоструктурной единицей. Береговая линия на севере этой части континента выражена Береговым хребтом, горы которого продолжают в структуре поверхности многих крупных островов до самого Магелланова пролива. К востоку от сравнительно широкой и линейной межгорной впадины простираются горные вершины Южно-Американских Анд.

Шельф южного окончания Южной Америки везде широкий; исключением является небольшой участок к северу от залива Пинас. На самом юге континента (мыс Горн) он достигает в ширину почти 200 км. Поверхность шельфа неровная, здесь чередуются разных

типов равнины, разделенные и осложненные множеством самых разнообразных неровностей. Однако доминируют формы холмистого и глыбового рельефа.

Континентальный склон является достаточно крутым, но сравнительно высоким (до 2000 м) напротив подводного Чилийского поднятия, а к югу от залива Пинас он расширяется, его поверхность становится крайне неровной, изрезанной каньонами, осложняется другими неровностями. Общий наклон ее выполаживается и лишь местами у самой границы с континентальным подножием приобретает вид уступа.

Граница континентального склона и континентального подножия четкая, проходит по изобате 3000—3500 м в северной и около 4000 м в самой южной частях рассматриваемого региона. Никакого намека на существование глубоководного океанского желоба здесь нет. Сразу же за нижней ступенью континентального склона располагается в северной части относительно приподнятая область океанского дна. Напротив Чилийского подводного поднятия дно имеет пологий наклон к западу, в сторону океана. Общий рисунок его поверхности — слабовсхолмленная равнина, осложненная в одном месте узкой широтной депрессией, связанной с трансформным разломом Гуафо.

Совершенно плоской выглядит поверхность континентального подножия на самом юге континента. Вдали от ее контакта с континентальным склоном обнаружены обширные поднятия донной поверхности на глубине 4000 м.

В отличие от континентального подножия Северо-Американской континентальной окраины здесь не выражены морфоструктуры магистральных трансформных разломов и родственных им субширотных линий подводных гор и гайотов. За исключением упомянутого разлома Гуафо, в пределах Чилийского поднятия таких осложнений рельефа не отмечено, хотя батиметрическая изученность здесь почти такая же, как и на севере. Это указывает на то, что такие трансформные разломы в этом регионе отсутствуют. В Береговом хребте южного сегмента Южно-Американских Анд не установлены продольные глубинные разломы. Это указывает на другой вид и механизм сочленения впадины Тихого океана и южного окончания континента Южная Америка. В их формировании главную роль могли играть процессы взаимодействия Южно-Американской и Антарктической литосферных плит. Один из выступов древней Антарктической плиты простирался далеко к северу, где его границей служило ныне подводное Чилийское поднятие. Как известно, Чилийское подводное поднятие имеет признаки древнего срединно-океанского хребта. С востока к выступающему краю Антарктической плиты примыкали южные окончания геоморфолого-структурных элементов будущего Южно-Американского континента, что и определило существующий ныне облик континентальной окраины и ее внутреннюю структуру. Исходя из этих важных морфоструктурных

и тектонических особенностей ее можно назвать континентальной окраиной сочленяющихся разновозрастных Антарктической и Южно-Американской литосферных плит.

Островодужная система Индийского океана. На северо-востоке Индийский океан отделяется от Тихого океана Зондской островодужной системой. Она начинается на севере Андоманскими и Никобарскими о-вами, включает о-ва Суматру и Яву и на юго-востоке через о. Бали переходит в Малую Зондскую дугу. Выступающая вершина Зондской ОДС направлена в сторону ложа Индийского океана. В тылу этой ОДС находятся Андоманское, Южно-Китайское и Яванское моря.

В составе Зондской ОДС на севере, в Андоманском море, выделяются одна надводная цепь островов и два подводных невысоких хребта, которые вблизи Никобарских о-вов сливаются в две ветви и в таком виде прослеживаются далеко к юго-востоку, вплоть до подводного краевого плато Эксмут у континентального склона Австралии.

Между внутренней (Суматра, Ява и др.) и внешней линиями островов располагается широкий трог, состоящий из северного — Андоманско-Никобарского, центрального — у о. Суматра и южного — Яванского сегментов. В поперечном сечении трог имеет корытообразную форму: плоское широкое днище и невысокие крутые борта. Глубина трога возрастает с северо-запада на юго-восток от минимальных 1171 м до максимальных 3563 м.

Юго-западный склон цоколя внешней, океанской линии островов является одновременно склоном глубоководного Зондского (Яванского) желоба, максимальная глубина которого, по одним данным, равна 7209 м (Термины..., 1980), по другим — 7729 м (Heezen, Tharp, 1977). Глубина желоба так же, как и глубина трога, нарастает в юго-восточном направлении. Противоположный склон Зондского желоба невысокий, в ряде мест обрамлен подводным океанским валом или линиями подводных вулканических гор и гайотов. Днище желоба сравнительно узкое, выровненное, слагающие его осадки, как правило, не деформированы.

Как и другие глубоководные океанские желоба, Зондский желоб является сейсмически пассивной структурой, в отличие от островных линий, характеризующихся высокой сейсмичностью и присутствием многих отмерших и действующих вулканов.

Островодужные системы Атлантического океана. В Атлантическом океане выделяются островодужные системы Большой и Малой Антильских дуг и Южно-Сандвичевых о-вов.

Большая Антильская дуга включает о-ва Куба, Гаити, Пуэрто-Рико и Ямайка. В **Малую Антильскую дугу** входят мелкие Виргинские о-ва, Гваделупа, Мартиника, Сент-Лусия. Эти острова образуют внутреннюю линию восточной половины ОДС. Острова Барбадос, Тобаго, Тринидад и др. составляют внешнюю, океан-

скую линию этой ОДС. Острова Большой Антильской дуги простираются практически широтно, а Малой Антильской дуги простираются субмеридионально и меридионально. Восточная половина о-вов Гаити, Пуэрто-Рико и все о-ва Малой Антильской дуги расположены в тектонически активной области и отличаются высокой сейсмичностью. Здесь находятся отмершие и действующие вулканы. Со стороны океана в систему ОДС Большой и Малой Антильских дуг входит глубоководный желоб Пуэрто-Рико (8742 м). Он начинается у Флоридского пролива цепочкой депрессий, достигает о. Куба, далее следует вдоль о-вов Гаити и Пуэрто-Рико, а от о. Ямайка постепенно поворачивает к юго-востоку, суживается и выполаживается. Внутренний склон желоба на юго-востоке более широкий, осложнен серией параллельных невысоких подводных гряд, которые достигают конуса выноса р. Ориноко. Днище желоба плоское, лишь местами осложнено невысокими поднятиями в виде холмов.

Карибское море является типичным задуговым (тыловым) морем, характеризуется очень сложным строением впадины. Расположенные на северо-западе этой впадины желоб Кайман (7090 м) и на востоке Гренадский желоб (более 1500 м) являются суббассейнами этого тылового моря.

На юге Атлантического океана по восточной окраине впадины моря Скоша прослеживается **Южно-Сандвичева ОДС**. Она состоит из тектонически относительно пассивной северной и более сейсмичной южной линий надводных и подводных плато, хребтов и островов. На востоке эти линии объединяются в типичную островную дугу.

В северную линию входят (с запада на восток) плато-банка Бердвуд, подводный хр. Скоша, плато Шед-Рокс, плато с о. Южная Георгия. Со стороны впадины моря Скоша эта линия ограничена высокими уступами-эскарпами, не образующими, однако, единого протяженного элемента подводного рельефа. В южную линию включаются (с запада на восток) восточное продолжение архипелага Южно-Шетландских о-вов, Южно-Оркнейские о-ва и южный подводный хр. Скоша. Вдоль этого хребта и части Южно-Оркнейских о-вов в непосредственной их близости проходят гребень и рифтовая долина восточной полосы Американско-Антарктического срединно-океанического хребта.

Эти две линии островов и плато на востоке соединяются дугообразным подводным поднятием, на котором располагаются (с севера на юг) о-ва Завадовского, Лескова, Кандлимаса, Саундерса, Монтегю, Бристоль и Южный Туле. Согласно с этой линией островов простирается, изгибаясь к востоку, и Южно-Сандвичев глубоководный океанический желоб (8264 м). Южно-Сандвичева ОДС отличается высокой сейсмичностью и активными тектоническими подвижками.

Между указанными формами донного рельефа находится глубоководное днище впадины моря Скоша.

Здесь присутствуют многочисленные линейно вытянутые и хаотично расположенные гряды сравнительно невысоких холмов. Дно западной области впадины моря Скоша осложнено пересекающимися почти под прямым углом подводными грядами типа абиссальных холмов, среди которых четко выделяется разлом Шеклтон. К северо-востоку от этого места у подножия банки Бердвуд находится небольшая по размерам абиссальная равнина того же названия. Рельеф впадины моря Скоша представлен хаотично расположенными, как правило, короткими мелкими поднятиями (высота 1240—2760 м) и понижениями с глубиной от 3175 до 5850 м. По рисунку локальных элементов поверхность дна в восточной области впадины моря Скоша похожа на западную область: здесь также отчетливо видны линии абиссальных холмов юго-западного — северо-восточного простирания. Среди них находится более сложная по морфологии и размерам гряда холмов, получившая название хр. Баркера. Между этим хребтом и островной линией находится тыловое море, входящее в структуру Южно-Сандвичевой островной дуги.

Заключение

Континентальная окраина (переходная зона) занимает на границе между континентами и океанами огромную, соизмеримую с площадью земной суши

территорию, имеет форму гигантской флексуры планетарного порядка, характеризуется гетерогенным структурным планом, разнообразием тектонических и геоморфологических элементов континентального и океанского происхождения, структурно обособившихся на соответствующих крыльях флексуры во время заложения и формирования ее в позднем фанерозое. На континентальной окраине развиты специфические формы рельефа, проявляются сеймотектонические движения и другие геодинамические явления, отличающие ее как от континентов, так и от океанов. Все это позволяет рассматривать континентальную окраину в качестве глобальной геоморфологически и тектонически выраженной геотекстуры земного шара и поставить ее на равных основаниях в один ряд с континентами и океанами.

Здесь необходимо особенно подчеркнуть, что речь идет именно о континентальных окраинах позднефанерозойского возраста. Они заложены и формировались на границе континентов и глубоких котловин молодых позднемезозойских и кайнозойских океанов. При отсутствии глубоких океанических котловин не могли бы появиться и континентальные окраины. Поэтому нельзя говорить о шельфах, континентальных склонах и континентальных подножиях палеозойских или более ранних океанов в истории развития Земли до тех пор, пока не будут обнаружены глубоководные океанские котловины того времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас океанов. Проливы Мирового океана / Отв. ред. В.Н. Чернавин. СПб.: Главное управление навигации и океанографии МО РФ, 1993.
- Атлас океанов. Тихий океан / Отв. ред. С.Г. Горшков. Л.: Главное управление навигации и океанографии МО СССР, 1974.
- Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
- Владавец В.И. Вулканы Земли. М.: Наука, 1973. 169 с.
- Гейтс Дж., Грик Дж. Структура и история тектонического развития Аляски // Кордильеры Америки. М.: Мир, 1967. С. 179—197.
- Кариб Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов (и островных дуг) западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266—288.
- Кульм Л.Д., Фаулер Дж.А. Структура и стратиграфия Орегонской континентальной окраины: проверка чешуйчатых надвигов // Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978. С. 291—316.
- Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана / Под ред. Г.Б. Удинцева. М.; СПб.: МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, 2003.
- Одли-Чарлз М.Дж. Дуги Банда // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М.: Мир, 1977. С. 419—436.
- Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 632 с.
- Термины, понятия, справочные таблицы. Л.: Главное управ. навигации и океанографии МО СССР, 1980. 156 с.
- Фейрбридж Р.У. Тихий океан // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 528—529, 541—546.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 5. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
- Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 431 с.
- Хохштейн М., Скофилд Дж., Шор Дж. Тонга—Кермадек—Лау // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М.: Мир, 1977. С. 47—53.
- Cascadia margin // JOIDES J. 1992. Vol. 18, N 2. P. 12—15.
- Duncan R.A., Kulm L.V.D. Plate tectonic evolution of the Cascades arc-subduction complex // The Geology of North America. Vol. N. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. The Geological Society of America. 1989. P. 413—438.
- Espinosa A., Rinehart W., Tharp M. Seismicity of the Earth. 1960—1980 // United States Navy through the Office of Naval Research (Horizontal scale 1:46 460 600). 1981.
- Fisher R.L., Raitt R.W. Topography and structure of the Peru-Chily trench // Deep-Sea Res. 1962. Vol. 9. P. 423—443.
- General Bathymetric Chart of the Ocean (GEBCO). Publ. by the Canadian Hydrographic Service. Ottawa, Canada. 1984.
- Heezen B.C., Tharp M. World Ocean Floor. (Horizontal scale 1:23 230 300). United States Navy Office of Naval Research. 1977.
- Jolivet L., Huchon Ph., Pangin C. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins // Tectonophysics. 1989. Vol. 160. P. 23—47.
- Mammerickx J., Chase T.E., Smith S.M., Taylor I.L. Bathymetry of the South Pacific // Init. Rept. DSDP. 1973. Vol. 21. P. 897—906.
- Rigolot P. Evolution morphologique et structurale de la marge occidentale de la ride de Nouvelle-Caledonie (SW Pacifique) //

Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf.-Aquitane. 1989. Vol. 13. P. 319—344.

Smith W., Sandwell L. Measured and estimated seafloor topography (version 4.2). World Data Center A for Marine Geo-

logy and Geophysics. Research Publication RP-1, Poster 34"×33" 1997 (Scale 1:31 270 000). (Mercator Projection.)

Tiensten P. PNG (Papua New Guinea) comes of age // PetroMin. 1999. Vol. 25, N 3. P. 12—22.

CONTINENTAL MARGINS (TRANSITIONAL ZONES) OF ISLAND ARC AND ALTERNATIVE TYPES

P.N. Kuprin

The group of continental margins (transitional zones) of island arc alternative types is different, in principle, from the riftogenic margins by any definition. The main geomorphic and tectonic elements are classical, quasi, suture-block, and reduced island arc systems (IAS). They are found in the Pacific, Indian, and Atlantic oceans both at the periphery and in the mid-ocean position. The orographic, geomorphic, and tectonic features of the IAS structure are used as basis for their classification.

Key words: classical, quasi, suture-block, reduced island arc systems, continental margin, transitional zones.

Сведения об авторе: *Куприн Павел Николаевич* — докт. геол.-минерал. наук, проф., зав. лаб. морской геологии геологического ф-та МГУ. Тел: 8 (495) 939-12-48.