## ОКРАИННЫЕ МОРЯ – ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ КРИЗИС

© 2011 г. А.О. Мазарович

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7 Поступила в редакцию 29.03.2010 г.

Термины "окраинное море", "краевое море" и "задуговое море" широко применяются в современной отечественной геологической литературе как синонимы, но не имеют, с точки зрения автора, однозначного толкования. Кратко проанализировано применение термина "окраинное море". Проведен обзор морей тихоокеанской переходной зоны. Под окраинным морем предлагается понимать только такой морской бассейн, который имеет протяженность в первые тысячи километров и связь с водами океана. В его пределах должны сосуществовать области с корой континентального и океанического типов. Последние отражены в рельефе одной или несколькими глубоководными котловинами, в пределах которых могут находиться фрагменты континентальной коры. Окраинное море должно ограничиваться, как минимум, одной островной дугой.

## **ВВЕДЕНИЕ**

Термины "окраинное море", "краевое море" и "задуговое море" широко применяются в современной отечественной геологической литературе, но не имеют, с точки зрения автора, однозначного толкования.

В геологическом словаре окраинное (синоним – краевое) море определяется как море, "расположенное между материками и океанами (на окраине материков), обычно отделено от океанов только островами, полуостровами или подводными возвышенностями, что обеспечивает свободный водообмен с океанами..." [8, с. 482]. Окраинные моря "могут быть шельфовыми (Северное, Баренцево, Карское) или котловинными (Охотское, Берингово, Андаманское)" (там же).

В русскоязычном варианте словаря, созданного Американским геологическим институтом, определяется, что окраинное море – это "полузамкнутое море, примыкающее к континенту, дно которого сложено погрузившимся континентальным блоком" [37, с. 12] и сопровождается комментарием научного редактора: "дно многих окраинных морей подстилается корой океанического типа, и образование таких морей связывается с растяжением континентальной коры, а не с ее погружением" (там же). "Мелкое (до 300 м) море (marginal sea), например, Северное, расположенное на континентальном шельфе предлагается определять как "shelf sea – шельфовое море" [37, с. 300].

В словаре географических понятий и терминов под окраинным (полузамкнутым) морем понимается "часть океана, примыкающая к материку и частично обособленная от открытого океана полуостровами, островами или донными порогами, например Японское море" [16, стр. 361]. В Соросовском журнале (http://journal.issep.rssi. ru/), в статье В.Е. Хаина сказано, что глубокие окраинные моря раскрываются в дальнем тылу зон субдукции. По характеру коры и происхождению они представляют собой как бы мини-океаны.

"Спрединг в задуговых бассейнах развивается на отдельном обломке океанской или континентальной микроплиты. В пределах окраинного моря происходят в малом масштабе процессы, свойственные осевым зонам океанов. От последних их отличают не только размеры, но и степень деплетированности океанической коры и верхней мантии. В пределах окраинных морей океаническая литосфера максимально истощена" [4, с. 233]. "Краткий обзор характера тектонической эволюции и строения окраинных морей в пределах активных конвергентных окраин подтверждает широкое разнообразие их форм и происхождения. Кроме одной общей особенности – формирования в тылу от зоны субдукции и вулканической островной дуги..." (там же, с. 236).

Термин "окраинное море" ("marginal sea") был введен голландским геологом Ф.Х. Кюненом (Ph.H. Kuenen) в 1950 г. [14]. Последний, в свою очередь, опирался на термин "adjacent sea" Х.У. Свердрупа с соавторами [88]. Он обозначал полузамкнутые моря, которые прилегают к океану и тесно с ним связаны ("semienclosed seas adjacent to and connected with the oceans") (цитата по 66, с. 4). Как пример приводились Северное (North Polar Sea? – А.М.), Средиземное и Карибское моря.

В 1971 г. была опубликована работа [14], на которой базируются современные представления об окраинных морях. В ней было сказано: "в тылу систем островных дуг располагаются бассейны с глубинами от промежуточных до нормальных океанических, которые обычно отделяют желоба и вулканические дуги от континентов. Это либо одиночные бассейны, либо группы суббассейнов, разделенных крутосклонными подводными хребтами... . Для их обозначения предлагается термин "окраинный бассейн", в целом отвечающий понятию "окраинное море" Кюнена (Киепеп, 1950)" [14, с. 266). И далее: "окраинные бассейны определяются как полуизолированные бассейны или серии таких бассейнов, располагающиеся позади вулканических цепей островных дуг".

Таким образом, очевидна неопределенность термина "окраинное море" даже для современных объектов, что, в свою очередь, приводит к весьма его широкому толкованию при палеогеодинамических построениях. Представляется, что этот вопрос должен специально обсуждаться на геологических совещаниях разного ранга, которые должны определить критерии выделения древних окраинных морей. Без этого невозможно разработать более или менее единые подходы для террейнового анализа, картирования крупных регионов, а также ориентировать металлогенические построения и поиск углеводородного сырья.

Приведем только один пример для реконструкций геодинамической обстановки для позднего девона Урала. "На основе изучения вещественного состава и распределения фаций установлено, что обломочные отложения зилаирской серии формировались в двух самостоятельных бассейнах, разделенных кордильерой на месте современного массива Уралтау. Созданы модели этих бассейнов, по своим характеристикам сопоставимых с окраинным морем (территория Зилаирской синформы и Уфимского амфитеатра) и задуговым бассейном (Магнитогорская мегазона) (http://www.igg.uran.ru/Lab Lithology/). Таким образом, к окраинному морю отнесены области, которые подстилались древней континентальной корой, а к задуговому – районы, где существовали обстановки, близкие к современным активным переходным зонам.

В отечественной литературе неоднократно проводились обстоятельные обзоры строения как отдельных окраинных морей, так и их групп [5, 7, 9, 23, 25, 29, 31, 39, 42 и др.], расположенных в разных регионах и тектонических обстановках.

Целью настоящего обзора представляется классификация морских бассейнов на западе Тихого океана, которые обычно относят к окраинным.

## КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МОРЕЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА, ВОСТОКА И ЮГО-ВОСТОКА АЗИИ

Активные окраины востока Евразии отличаются интенсивными магматическими (включая современные, вулканические) метаморфически-

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2011

ми процессами и высокой сейсмичностью. В рельефе они представляют собой сложное сочетание островных дуг, горных поясов, мелководных и глубоководных бассейнов различного возраста, строения и развития.

## Моря Северо-Восточной и Восточной Азии

На севере и северо-западе Тихого океана расположены Берингово, Охотское и Японское моря, которые отделены от него островными дугами и глубоководными желобами.

Берингово море отделено от Тихого океана цепью Алеутских и их западным продолжением — Командорскими островами (рис. 1). Общая протяженность всей островной системы составляет порядка 2500 км. Вдоль Алеутской островной дуги, включая п-ов Аляска, расположены (NOAA/NESDIS/National Geophysical Data Center) действующие и голоценовые вулканы. Командорские острова [41, 43] сложены палеоген-неогеновыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами.

Внешний склон Алеутской островной дуги [48, 55] осложнен многочисленными уступами и террасами. Конвергенция плит в восточной части Алеутской дуги происходит со скоростями 6–7 см/год под некоторым углом относительно ее фронта, что обуславливает появления на островодужном склоне как структур сжатия, так и сдвигов.

Берингово море, по геолого-геофизическим особенностям и рельефу, может быть разделено на две области. На севере и северо-востоке расположен шельф с поднятиями Прибылова, Св. Лаврентия, Нуниван и Св. Матвея [3, 47, 81]. На некоторых из них расположены вулканические сооружения голоценового возраста. Ширина шельфа достигает 600 км при глубинах до 200 м. Его основание сложено [2, 13, 74] покровноскладчатыми структурами Корякского нагорья и юго-запада Аляски, а также верхнемеловыми образованиями Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса. Он отделен [3] от глубоководной части моря крутым склоном, ширина которого изменяется от 30 до 300 км. Склон осложнен многочисленными уступами, оползнями и каньонами (Наваринский, Жемчуг и др.).

Глубоководная часть Берингова моря состоит из Командорской и Алеутской глубоководных котловин, разделенных субмеридиональным хребтом Ширшова. Между хребтом Бауэрса и Алеутскими о-вами расположена небольшая глубоководная котловина.

Хребет Ширшова [3, 28] протягивается между 170 и 171° в.д. и имеет протяженность порядка 670 км и ширину от 100 (север и юг) до 250 (центральная часть) км. Глубины вершинной поверхности изменяются от 200 до 1000 м. Мощность ко-



Рис. 1. Принципиальная схема расположения основных географических объектов и элементов структуры Берингова моря с его обрамлением

1–3 – зоны Корякского нагорья: 1 – Эконайская, 2 – Алькатваамская, 3 – Великореченская; 4 – наложенные кайнозойские впадины; 5 – Чукотский массив и его аналоги на Аляске; 6 – основные депоцентры осадконакопления; 7 – Центрально-Камчатская депрессия и прогиб Литке; 8–10 – зоны Камчатки: 8 – Восточных хребтов (Кумроч, Тумрок и Валагинский), 9 – Восточных полуостровов (Озерной, Камчатский Мыс, Кроноцкий), 10 – Западно-Камчатский прогиб. По данным: [9], http://north-east.ginras.ru/result/. Топографическая основа: акватория – ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суша – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996 (http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html). Треугольники – действующие и активные вулканы

ры оценивается в 20 км. Хребет Ширшова сложен триасовыми, верхнемеловыми-палеоценовыми кремнями, тектонизированными метабазитами, амфиболитами по габброидам и туфогенно-осадочными породами. Хребет Бауэрса простирается на 770 км, и его максимальная ширина составляет около 200 км. Глубины его вершинной поверхности изменяются от 200 до 700 м.

В пределах Алеутской котловины мощность коры океанического типа составляет 15–16 км. Ее дно представляет собой субгоризонтальную рав-

нину с глубинами 3800–3900 м. Командорская котловина [3, 34, 49] имеет кору океанического типа с мощностью 12–14 км. Ее дно представляет собой субгоризонтальную равнину с глубинами 3800–3900 м. В ней развит осадочный чехол с мощностью 2000–6000 м.

Мощности осадочного чехла Берингова моря [3, 49, 74] изменяются от 1000 до 10000 м. В пределах внутренней части шельфа они составляют 500—1000 м. Вдоль склона шельфа Берингова моря протягивается система изолированных друг от

## ОКРАИННЫЕ МОРЯ – ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ КРИЗИС



**Рис. 2.** Принципиальная схема расположения основных географических объектов и элементов структуры Охотского моря с его обрамлением. По данным: [9, 11, 12, 36, 40]. При создании схемы использовались топографические основы: акватория – http://topex.ucsd.edu/marine\_grav/mar\_grav.html; суша – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996. (http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html)

1 – Охотский массив; 2 – продолжение Западно-Корякской покровно-складчатой области в пределах магаданского шельфа; 3 – Баджальско-Ульбанская область развития фрагментов нижнемезозойской аккреционной призмы; 4 – фрагменты средне-позднемеловой аккреционной призмы востока Сахалина; 5 – Восточно-Камчатский и Курильский вулканические пояса (плейстоцен – голоцен); 6 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (неоген-четвертичный); 7 – Центрально-Камчатский и прогиб пролива Литке; 8 – Кроноцко-Командорская палеостровная дуга (верхний мел – олигоцен); 9 – Ветловско-Говенская аккреционная призма (эоцен – моцен); 10 – Ачайваям-Валагинская палеоостровная дуга (верхний мел – олигоцен); 12 – метаморфиты по породам Омгоно-Укэлаятского и Ачайваям-Валагинского террейнов; 13 – Западно-Камчатский вулканический пояс (эоцен – олигоцен)

друга прогибов. В некоторых из них мощности осадочного чехла достигают 8000-10000 м (см. рис. 1).

Охотское море [18, 19, 21, 29, 30, 59, 65] отделено от Тихого океана архипелагами Больших и Малых

Курильских островов и п-вом Камчатка (рис. 2). Их среднеплиоценовые, голоценовые и действующие вулканы объединены (http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant\_05/kurily/) в Курило-Камчатскую островную дугу, общей протяженностью более

1400 км. Она состоит из внутренней (вулканической) и внешней (тектонической) частей, которые разделены прогибом. С юго-востока дуга сопряжена, вдоль всего простирания, с Курило-Камчатским глубоководным желобом.

Малая Курильская гряда сложена, в основном, верхнемеловыми образованиями. На ее продолжении находится подводный хребет Витязь [20]. Прогиб между Большой и Малой Курильскими островными дугами сложен неогеновыми и четвертичными туфогенно-осадочными образованиями.

Шельф Охотского моря [27, 40] имеет ширину от 180 до 250 км и глубины не более 200 м. Он включает погруженные участки и две возвышенности (Института Океанологии, Академии Наук) с максимальными глубинами 940 и 894 м соответственно. Они разделены желобом Макарова. Охотское море имеет кору континентального типа с мощностью от 10 до 40 км, за исключением Курильской (Южно-Охотской) котловины. Фундамент Охотского моря имеет гетерогенную природу. Граница М имеет сложный рельеф, скорости сейсмических волн вдоль которой изменяются от 7.8 до 8.1 км/с.

Восточнее о. Сахалин расположена котловина Дерюгина (максимальная глубина 1744 м), которая имеет северо-западное простирание [27, www.copernicus.org/EGS/egsga/nice01/] и отделена от севера Сахалина Шмидтовским подводным поднятием, видимо, сложенным офиолитовыми ассоциациями мелового возраста [32, 33]. Прогиб Дерюгина выполнен олигоцен-четвертичным комплексом осадочных пород, мощностью до 12000 м.

На юге моря расположена глубоководная Курильская котловина [15, 27, 46] с максимальной глубиной 3521 м. В рельефе она представляет собой абиссальную равнину. В ее юго-западной части развит осадочный чехол мощностью 4000– 7000 м. Поверхность М расположена на глубинах 11–13 км. Формирование котловины в условиях растяжения происходило с раннего олигоцена до позднего миоцена. В раннем плиоцене началось ее активное погружение.

На севере Охотского моря расположен так называемый магаданский шельф. Его основание сложено [35] пермо-триасовыми, юрско-нижнемеловыми островодужными образованиями, палеоокеаническими и островодужными ассоциациями палеозойского и мезозойского возраста, которые представляют собой древние аккреционные комплексы. В раннем палеогене субпараллельно современному побережью Охотского моря была сформирована система полуграбенов, грабенов и горстов субширотного и северо-восточного простираний [6, 17]. В пределах акватории мощность осадочного чехла составляет в среднем 3000—5000 м, достигая в отдельных депоцентрах 8000—9000 м.

Вдоль западного побережья Камчатского полуострова от его юга до Пенжинской губы протягивается огромный прогиб (его можно назвать Западнокамчатско-Восточноохотским), основная часть которого скрыта под водами Охотского моря. На севере он соединяется в районе впадины ТИНРО (максимальная глубина 993 м) с осадочным бассейном примагаданского шельфа и продолжается в залив Шелихова и Пенжинскую губу.

Основание прогиба [10, 36] сложено юрскомеловыми образованиями, которые имеют покровно-складчатую структуру, формировавшуюся в маастрихт-датское время. С угловым несогласием она перекрывается кайнозойскими туфотерригенными отложениями, которые местами, по данным автора, смяты в лежачие складки и осложнены надвигами.

С запада Охотское море обрамляется покровно-складчатыми структурами Хоккайдо-Сахалинской области [12]. Тектонические зоны Центрального Хоккайдо, протягиваются на Южный Сахалин, в то время как восточные считаются уникальными либо сопоставляются с восточной частью Центрального Сахалина. В современной структуре окраины эти комплексы нарушены позднемезозойскими субмеридиональными сдвиговыми перемещениями и кайнозойскими движениями при раскрытии котловин окраинных морей.

Японское море отделено от Тихого океана цепью Японских островов (рис. 3). Средняя глубина составляет 1350 м, а максимальная — 3742 м. В рельефе Японского моря существуют [26] несколько крупных котловин и поднятий, а также отдельные подводные горы и банки. В глубоководных котловинах (Центральная, Хонсю) развита океаническая кора, на поднятиях — утоненная континентальная.

Впадина Японского моря обрамляется структурами Сихотэ-Алиньской, Сахалинской и Японской покровно-складчатых областей, а также Корейского щита [11, 22].

Рис. 3. Принципиальная схема расположения основных географических объектов и элементов структуры Японского моря с его обрамлением

<sup>1–3 –</sup> зоны: 1 – Арсеньевская, 2 – Западно-Сихотэ-Алиньская, 3 – Прибрежная. Изобаты, м. По данным: [9, упрощено, с добавлениями]. Топографическая основа: акватория – ЕТОРО5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product #G01093-CDR-A0001; суша – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996 (http://edcwww. cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html). Утолщенные линии – крупнейшие разломы



В пределах Японского моря повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого максимальна по периферии (до 2000–3000 м) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1500 м). Мощность коры на юго-восточной окраине Азиатского континента составляет 35–40 км, в глубоководных котловинах Японского моря – 12–15 км, под о. Хонсю составляет около 35 км, а под структурами Тихого океана, прилегающими к островной дуге, – не более 8 км.

Формирование современного Японского моря произошло в результате отделения структур, слагающих современные Японские о-ва от материка 25–15 млн. лет назад. При этом огромную роль в предшествующие этапы, особенно в мелу, играли сдвиги [11].

Желтое и северная часть Восточно-Китайского морей (39, 69, 70, 72, 80, 87] представляют собой шельф, глубины которого около побережья Китая не превышают 10 м (рис. 4). Они постепенно увеличиваются в восточном и южном направлениях до 80 и 130-150 м соответственно. Шельф подстилается структурами Китайской платформы и, в частности, Корейского щита. В мезозойско-кайнозойское время здесь был сформирован обширный осадочный бассейн. Его современный структурный облик был определен, в значительной степени, позднемеловой и раннеолигоценовой фазами рифтогенеза. В конце миоцена установлена фаза сжатия, которая привела к формированию складчато-надвиговых структур B восточных частях региона. После этого установился режим спокойного опускания и накопления мощных толщ терригенных пород. В южной части Восточно-Китайского моря, севернее островной дуги Рюкю, расположен трог Окинава. Он представляет собой рифт позднемиоцен-плиоценового возраста.

Основание островной дуги Рюкю, протяженностью примерно 1200 км, сложено метаморфическими породами позднего палеозоя — раннего кайнозоя. Вдоль всей внешней зоны островной дуги Рюкю протягивается преддуговой хребет, который сложен образованиями аккреционного клина, сформированного при субдукции Филиппинской плиты со скоростью 5 см/год. От Филиппинской плиты островная дуга Рюкю отделена глубоководным желобом с глубинами, превышающими 6000 м (максимальная – 7881 м).

## Моря Юго-Восточной Азии

Моря Юго-Восточной Азии и их обрамления имеют очень сложное геологическое строение (см. рис. 4). Это обусловлено их положением в зоне деформаций, которая была расположена в области схождения Тихоокеанской, Индо-Австралийской и Евразиатской литосферных плит.

Часть мелководных подводных равнин, которые примыкают к Малаккскому п-ову, Индокитаю, о-ву Калимантан, а также расположены на западе Индонезии, имеют в геологической литературе собирательное название "шельф Сунда" [64]. В его пределах глубины изменяются от первых до 100 м. Уникальность этого региона определяется тем, что он обрамляется со всех сторон коллизионными швами. На востоке расположен ряд новообразованных впадин (Южно-Китайская, Сулу, Сулавеси и др.) с корой океанического типа, которая формировалась в кайнозое. На западе и северо-западе простирается Гималайский коллизионный ороген, с которым тесно связаны крупные сдвиговые деформации.

"Тектонический каркас" ("континентальное ядро") шельфа Сунда (современные районы Малайского п-ова, Индокитая, а также о-вов Суматра, Ява и Калимантан) включает мезозойские офиолиты и островодужные комплексы с фрагментами протерозойской континентальной коры, аккретированной в индосинийское время. В пермо-триасе здесь происходил интенсивный гранитоидный магматизм.

В палеоген-среднемиоценовое время на шельфе Сунда были сформированы многочисленные осадочные бассейны, которые имеют разнообразное происхождение и, местами, сложнейшую структуру. Мощность кайнозойского осадочного чехла в некоторых из них достигает 14000 м. Современный облик Юго-Восточной Азии был создан в плейстоцене.

Южно-Китайское море [38, 39, 51, 68, 92], (http:// www.odp.tamu.edu/publications/184\_IR/, http://www. coi.gov.cn/scs/introduction/, http://www.kscnet.ru/)

**Рис. 4.** Принципиальная схема расположения географических объектов и основных элементов структуры зон перехода Юго-Восточной Азии и севера Австралии к Тихому и Индийскому океанам, по данным [60, 70, 90]

Цифры: 1 – архипелаг Японских островов, 2 – Корейский полуостров, 3 – островная дуга Рюкю, 4 – о. Тайвань, 5 – склоны островных дуг: Рюкю, Японской и Курильской, 6 – Филиппинский архипелаг, 7 – Марианский трог, 8 – утоненная континентальная кора, 9 – новообразованная океаническая кора, 10 – субдуцированная континентальная кора Австралии, 11 – океаническая кора Индийского океана.

Линии: утощенные — крупнейшие разломы, штрих-пунктир — современные зоны спрединга, с треугольниками — оси глубоководных желобов, без треугольников — оси глубоководных палеожелобов, точка-тире — крупнейшие надвиговые системы. Треугольники — действующие и активные вулканы.

При создании схемы использовались топографические основы: акватория – GEBCO, 2009; суша – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996 (http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html)

## ОКРАИННЫЕ МОРЯ – ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ КРИЗИС



67

простирается от Тайваньского до Сингапурского проливов почти на 2900 км.

Основную часть моря занимает глубоководная (3700—4400 м) котловина с корой океанического типа, которая сформировалась между ранним олигоценом и началом среднего миоцена. Ее мощность изменяется от 4.5 до 8.5 км. От Азиатского континента она отделена шельфом шириной от 220 до 300 км. В центральной части моря протягивается цепь подводных поднятий, простирание которых меняется от запад-северо-западного на северо-восточное. Здесь известно порядка 30 подводных гор с абсолютными высотами более 1000 м и около 20 холмов — от 400 до 1000 м.

В восточной и южной частях Южно-Китайского моря, вдоль Филиппинских островов и о. Палаван, протягиваются глубоководные желоба Манила и Палаван соответственно.

Вдоль северной окраины Южно-Китайского моря в течение палеоцена—олигоцена в результате растяжения литосферы и последующего опускания были сформированы осадочные бассейны, имеющие разную структуру, мощности осадочного чехла (от 3000 до 17000 м) и форму в плане. В пределах северо-западной части шельфа Южно-Китайского моря и на его островах, а также на континенте (Вьетнам) установлены районы, в пределах которых проявлялся позднемиоценовый—современный подводный вулканизм.

Mope Сулу (http://www.doe.gov.ph/PECR2005/, http://kalibo.tukcedo.nl/) омывает на северо-востоке и востоке о-ва Филиппинского архипелага (Миндоро, Панай, Негрос и Минданао), на юговостоке – архипелаг Сулу, на юго-западе – о. Калимантан, а на северо-западе – о. Палаван и ряд более мелких островов, которые венчают гряду северо-восточного простирания. В плане оно имеет форму, близкую к прямоугольнику (500 × × 600 км), удлиненному в северо-восточном направлении. Подводный хребет Кагаян, сложенный неогеновыми островодужными ассоциациями, разделяет море Сулу на две впадины – Восточно-Палаванскую и моря Сулу. Наибольшие глубины (до 5000 м; максимальная 5576 м) приурочены к юго-восточной части. В сторону о. Палаван они постепенно уменьшаются до 100 и менее метров.

Основание впадины моря сложено деформированными докайнозойскими офиолитами и мел-нижнеэоценовыми кремнисто-вулканогенными комплексами мощностью до 9000 м. Эти образования перекрыты с резким угловым несогласием ритмичным чередованием песчаников и алевролитов позднеэоценового—олигоценового возраста (мощность — до 9000 м). Разрез надстраивают миоцен-плейстоценовые морские терригенные отложения (дельтовые комплексы) с многочисленными прослоями вулканогенного материала. Структуры Восточно-Палаванской впадины определены фронтом надвигов северо-восточного простирания с северо-западными падениями плоскостей сместителей, которые смещены субвертикальными разломами субмеридионального простирания. Она выполнена верхнемезозойско-четвертичными морскими терригенно-карбонатными толщами, мощность которых достигает 7000 м. В основании впадины установлены системы грабенов и горстов палеогенового возраста. Мощность синрифтовых осадочных комплексов достигает 3000 м.

Море Сулавеси расположено между островом Калимантан и Филиппинским архипелагом. Его протяженность составляет порядка 850 км, ширина – около 570 км. Вдоль северной части о. Сулавеси (восток п-ова Минахасар) протягивается цепь действующих вулканов, которая продолжается на архипелаг Сангихе.

Море Сулавеси [71] (http://en.wikibooks.org/wiki/ The\_Geology\_of\_Indonesia/Sulawesi\_Sea) представляет собой глубоководную (до 5500 м) котловину. Она имеет крутые склоны и очень узкие шельфы. Максимальные глубины расположены на северовостоке моря, около о. Минданао, где достигают отметок 5700 м (желоб Котабато). Вдоль южной части моря протягивается желоб Северного Сулавеси, где зафиксированы глубины до 5500 м. Максимальная глубина в море достигает 6220 метров.

Котловина подстилается корой океанического типа маастрихтского или палеогенового возраста. Максимальные мощности осадочного чехла (до 4500 м) сосредоточены в юго-восточной части моря.

Море Банда [44, 45, 60] (http://dic.academic.ru/ dic.nsf/ruwiki/189773, http://smileplanet.ru/index/ 0-1023) простирается от о. Сулавеси до о. Салатан-Тимур более чем на 1000 км. Оно состоит из 6 котловин с глубинами более 4000 м, разделенных подводными поднятиями и хребтами. Максимальная глубина (7440 м) отмечена во впадине Вебера.

Дуга Банда состоит из Внешней (о-ва Тимор, Танимбар и Серам) и Внутренней частей, а также впадины Вебер. Для первой характерно широкое комплексов пород, формирование которых происходило в пределах пассивной окраины Австралии. В настоящий момент они слагают покровные и надвиговые структуры, основные районы развития которых расположены севернее Тиморского трога, а также островов Тимор, Ветар, Флорес и Танимбар.

Вся упомянутая выше территория находится в зоне повышенной сейсмичности. В юго-восточной части моря (впадина Вебер) и на подводном хребте Внутренней вулканической дуги Банда располагается порядка 400 вулканических построек, из которых 100 — действующие. Эта цепь протягивается на запад вплоть до Андаманского

моря. Южнее расположен глубоководный желоб Сунда-Ява. На востоке цепь вулканов постепенно отклоняется к северу, образуя дугу в восточной части моря Банда, изогнутую к востоку и доходящей до южной группы Молуккских о-вов.

Современные исследования позволяют предполагать, что море Банда начало формироваться в позднетриасовое или юрское время с отделения Западно-Бирманского блока от Австралии. Современный облик был создан в результате новообразования океанической коры в неогене.

Молуккское море [62, 63, 75, 90] расположено между о. Сулавеси, архипелагом Сангихе на западе и о. Хальмахейра на востоке. Море вытянуто на 950 км по меридиану и имеет ширину на севере и в центральной части порядка 250 км, на юге – более 800 км. Вдоль его центральной части протягивается подводное поднятие с глубинами порядка 1500–1600 м. К востоку и западу они увеличиваются до 2500–3000 м, достигая максимума (более 4500 м) в юго-восточной части моря. В пределах поднятия располагается ряд островов, наиболее крупным из которых в северной части является о. Талауд.

Район Молуккского моря, возраст океанической коры которого не известен, ограничен двумя зонами субдукции, направленными навстречу друг другу – на востоке Филиппинской, на западе – Котабато. При этом он сам субдуцирует под островные дуги Сангихе – северо-восток о. Сулавеси и Хальмахейра. На последнем расположены активные вулканы. Конвергенция этих дуг определяет строение внутренних частей моря, которые сложены сильно деформированными офиолитами и вулканогенными ассоциациями пород, перекрывающими по надвигам глубоководные желоба. Эти образования обнажены на ряде островов (Талауд, Маю, а также расположенных на юге Молуккского моря).

Структуры Молуккского моря ограничены на юге системой левых сдвигов Соронг, которые протягиваются от северо-запада о. Новая Гвинея до о. Сулавеси и отделяют островодужные ассоциации от континентальной коры пассивной окраины Австралийского континента.

#### Моря Восточной Австралии

Австралийский континент на две трети сложен [39] комплексами древней Австралийской платформы, которая занимает его западную и центральную части. Они продолжается на шельф Арафурского моря и далее на север, в южную часть о. Новая Гвинея. На востоке Австралии расположен палеозойский Тасманский складчатонадвиговый пояс. Он имеет субмеридиональное простирание. Его северное продолжение установлено в центральной части о. Новая Гвинея, южное –

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2011

в Антарктиде, а восточное – на западе Новой Зеландии.

Регион, расположенный восточнее Австралии (рис. 5), рассматривается [67, 84, 85] как система окраинных морей и остаточных дуг, которые были сформированы в мел-четвертичное время в результате распада Гондваны и конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит. Здесь расположены моря **Коралловое, Фиджи и Тасманово**, которые, представляют, с точки зрения автора, единый бассейн с очень сложным строением. Он будет в дальнейшем называться Восточно-Австралийским. Его ширина от побережья Австралии до желоба Кермадек-Тонга составляет около 2000 км, протяженность (от Соломоновых островов до юга Австралии) – порядка 2500 км.

Наклон сейсмофокальных зон на северо-востоке Восточно-Австралийского бассейна имеет северо-восточное падение, а в Тонга-Новозеландском секторе — северо-западное. Это подтверждает вывод о погружении Индо-Австралийской плиты на северо-восток с одной стороны и Тихоокеанской — на северо-запад с другой.

На о. Новая Британия, а также на архипелагах островов Соломоновы, Тонга и Новая Зеландия расположены действующие и исторические над-и подводные вулканы.

В Восточно-Австралийском бассейне [50, 52, 54, 55, 76–78, 85, 86, 89], с запада на восток, выделяется система депрессий дна и поднятий субмеридионального простирания: впадина Тасманова моря, хребет Дампир, впадина Миддлетон, поднятие Лорд-Хау, впадина и хребет Фэруэй, Новокаледонская впадина, хребет и впадины Норфолк, южная впадина Лоялти и хребет с таким же названием. Начиная с миоцена, весь регион представлял собой форланд субдукционной зоны Вануату, в которой происходит конвергенция Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

В южной части Тасманового моря (максимальная глубина – 5943 м http://stommel.tamu.edu/ ~baum/) процессы рифтообразования начались в маастрихте, а затем продвигались на север. В результате этих процессов произошло отделение структур поднятия Лорд-Хау с утоненной континентальной корой от австралийского континента, которое сопровождалось формированием бассейна с океанической корой. Предполагается, что его основание сложено палеозойскими образованиями, перекрытыми кайнозойскими толщами мощностью в несколько сотен метров. В последующем спрединг начался в палеоцене во впадине Кораллового моря. В целом, процессы растяжения завершились в среднем эоцене. С этим этапом связано формирование покровной структуры о. Новая Каледония. В дальнейшем хребет постепенно погружался и достиг своего современного положения с глубинами от 1000 до 3000 м.





Цифры на схеме: 1, 2 структуры: 1 – Австралийского кратона на шельфе; 2 – Тасманского покровно-складчатого пояса палеозойско-раннемезозойского возраста; 3 – континентальная кора в акваториях нормальная и утоненная (нерасчлененные); 4 – прогиб Таранаки; 5 – глубоководные впадины с корой океанического типа; 6 – пояса кайнозойской аккреции с наложенными более молодыми зонами субдукции, спрединга и островными дугами.

Линии: тире — две точки — современные зоны спрединга, сплошные с треугольниками — оси глубоководных желобов, без треугольников — оси глубоководных палеожелобов, точка—тире — крупнейшие надвиговые системы, точки — эоцен-плиоценовые островные дуги, два тире-точка — палеоспрединговая система Тасманового моря.

Треугольники – действующие и активные вулканы.

При создании схемы использовались топографические основы: акватория – GEBCO, 2009; суша – GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996 (http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html)

Впадина Фэруэй протягивается вдоль восточной части поднятия Лорд-Хау, отделяясь от Новокаледонской котловины узким поднятием фундамента. Глубины дна изменяются от 1500 до 3000 м. Мощность утоненной континентальной коры достигает 15 км. Общая мощность нижнепалеоценовых—голоценовых отложений превышает 4000 м.

Новокаледонская впадина с корой океанического типа была сформирована в результате рифтинга, который происходил в меловое или в позднемеловое-палеоценовое время. На ее севере мощность осадочного чехла может достигать 9000 (?) м, на юге – первых сотен метров.

Остров Новая Каледония расположен на севере хребта Норфолк, имеющего континентальную кору. Он сложен автохтоном нижнепалеозойскомезозойских вулканогенно-осадочных образований, аллохтоном верхнемеловых—верхнепалеоценовых базальтов и глубоководными осадками, которые перекрыты аллохтоном гарцбургитов—

дунитов мощностью до 3500 м. В юго-восточной части хребта Норфолк расположена одноименная впадина, которая имеет кору континентального типа, а глубоководная часть была образована в миоцене в результате задугового спрединга. Хребет Лоялти, расположенный к северо-востоку от о. Новая Каледония, интерпретируется как эоценовая вулканическая дуга, которая формировалась при субдукции мел-палеогеновой коры Тихоокеанской плиты.

Южно-Фиджийская котловина (протяженность порядка 1000 км) расположена между хребтом Норфолк и одноименной впадиной на западе и хребтом Лау-Колвилл на востоке. Ее раскрытие произошло 23–18 млн. лет назад и сопровождалось формированием новообразованной океанической коры. Впадина Северная Лоялти имеет магнитные аномалии северо-восточного простирания по которым определен возраст коры – 43.8–35.3 млн. лет. Фундамент перекрыт среднеэоценовыми и более молодыми отложениями.

## Моря западной периферии Тихого океана

Филиппинское, Каролинское и север Фиджийского моря имеют резкие отличия от вышеописанных (см. рис. 4).

Филиппинское море ограничено с северо-запада архипелагами островов Японского и Рюкю, а также о. Тайвань; с запада – Филиппинскими островами (протяженностью более 7000 км); с юга и востока граница моря проходит через север Каролинских о-вов, о. Гуам, архипелаги о-вов Марианских, Канзава, Огасавара и Нампо. Ширина моря (на траверзе юга о. Кюсю) составляет около 600 км, в средней части – около 2000 км, а на юге – около 500 км. Протяженность моря (между Японскими и Молуккскими о-вами) достигает почти 3800 км. Его средняя глубина составляет (http://igras.ru/) 4108 м.

Филиппинское море имеет кору океанического типа [79] мощность которой составляет 7–10 км. Оно разделено на две глубоководных котловины подводным субмеридиональным хребтом Кюсю-Палау. Он сложен островодужными известковощелочными вулканитами (33–32 млн. лет), которые перекрыты осадками верхнего олигоцена – нижнего миоцена.

Западно-Филиппинская котловина разделена хребтом (его южное окончание расположено на востоке примерно на 15° с.ш.) северо-западного простирания на две глубоководных впадины, с глубинами, достигающими 6000 и более метров. Хребет протягивается почти на 1000 км, имеет осевую впадину, сходную по морфоструктуре с рифтами медленно-спрединговых хребтов, и рассматривается как ось палеоспрединга. Возраст образования котловины по магнитным аномалиям представляется как палеоцен-эоценовый (60— 37 млн. лет). В котловине установлены структуры мегамулльон, которые свидетельствуют о процессах растяжения океанического основания с выведением на поверхность мантийных пород.

К востоку от хр. Кюсю-Палау расположена Восточно-Филиппинская котловина, которая разделяется поднятием северо-восточного простирания на впадины Сикоку (северная) и Паресе-Вела (южная), глубины в которых достигают 5800 м. По полосовым линейным аномалиям возраст коры в них датируется как миоценовый и среднеолигоценовый—раннемиоценовый (30–18 млн. лет) соответственно.

Восточно-Филиппинская котловина ограничена с востока субмеридиональной Идзу-Бонинской вулканической дугой [83], которая на севере котловины Паресе-Вела разделяется на две: остаточную — Западно-Марианский хребет, развитие которого прекратилось в позднем миоцене, и активную Марианскую дугу. Между ними расположен Марианский трог с глубинами до 4000 м. Его формирование началось в результате рифтогенеза примерно 10 млн. лет назад, который 4—3 млн. лет назад сменился в некоторых частях трога спредингом. Мощность океанической коры в Восточно-Филиппинской котловине изменяется от 6—9 (юг) до 15 км (север).

Марианская дуга зародилась в эоцене, а в миоцене и плиоцене—плейстоцене испытала повторные импульсы вулканизма. На востоке она граничит с Марианским желобом, в котором отмечена максимальная (www.gebco.net/) глубина в Мировом океане — впадина Челленджер — 10920 ± 10 м, отмеченная в 1984 г. на японском НИС "Токио". Сейсмофокальная зона, которая к нему приурочена, также является и самой глубокой, прослеживаясь до глубины 660 км.

Аккреционный комплекс в желобе не установлен. Драгировки и бурение DSDP и ODP по восточному склону Идзу-Бонинской дуги показали, что он сложен разнообразными магматическими породами, включая перидотиты, бониниты и толеиты.

На северо-западе Филиппинское море ограничено глубоководными желобами Рюкю (Нансей) и Нанкай, на юго-западе – Филиппинским желобом (максимальная глубина (http://encyclopedia.thefreedictionary.com/) – 10540 м) и его северным отмершим продолжением – желобом Квезон, на северо-востоке – желобами Идзу-Бонинским и Марианским, сопровождаемыми с запада одноименными вулканическими дугами, а южнее – желобами Яп и Палау (Белау).

Мощность осадочного чехла в Филиппинском море в среднем достигает 500 м, увеличиваясь до 1400 м в районе, расположенном южнее юго-западной части Японских островов.

Основная часть Филиппинского архипелага (www.mgb.gov.ph/miningportal/geology/, http:// www.doe.gov.ph/PECR2005/petroleum/pdf/) слагается сложно построенными комплексами пород меловых (или более молодых) офиолитов (палеоокеанических бассейнов), островных дуг, пред-и задуговых бассейнов, а также метаморфическими образованиями. На юго-западе архипелага (север о. Палаван, п-ов Буруанга на о. Панай, группа о-вов Ромблон, а также на юге о. Миндоро) обнажен метаморфический комплекс, включающий гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы с верхнепалеозойской фауной, которые прорваны гранитоидами. Все эти образования перекрыты верхнепермско-юрскими терригенными, кремнистыми и карбонатными отложениями.

Каролинское море [45, 57] расположено севернее о. Новая Гвинея. От Филиппинского моря и Тихого океана его отделяют Каролинские острова. По периферии моря расположены глубоководные желоба Яп, Палау, Новогвинейский, Муссау, на севере – трог Сорол. В рельефе центральной части моря выделяются две глубоководных впадины, Западно- и Восточно-Каролинские, которые разделены поднятием Эаурипик субмеридионального простирания.

Каролинское море расположено между Тихоокеанской, Филиппинской и Индо-Австралийскими плитами. Оно подстилается океанической корой, которая формировалась в Восточно-Каролинской впадине в результате симметричного спрединга восток-северо-восточного простирания в течение кайнозойского времени, а в Западной отмечен ряд перескоков осей растяжения (хроны 12 (33.1 млн. лет), 10 (28.7 млн. лет) и 8 (26.6 млн. лет), субпараллельных вулканическому поднятию Эаурипик. Современный центр спрединга находится в троге Аю.

Северо-Фиджийская котловина (плато) [58, 84] расположена между архипелагами Новые Гебриды (на западе) и Фиджи (на востоке). С севера она ограничена желобом Витязя, с юга – поднятиями дна дугообразной формы, которые соединяют юг о-вов Вануату и Фиджи. Котловина протягивается с севера на юг на 1200 км и на 700 км – в субширотном направлении. В ее пределах установлено несколько спрединговых центров, наиболее изученные из которых – Центральная и Южная Пандора. Они имеют много сходства по морфологии с рифтовыми зонами Срединно-Атлантического хребта. Спрединг начался 3.5 млн. лет назад. Его скорость уменьшается в северном направлении от 83 (20°30' ю.ш.) до 50 мм/год (17° ю.ш.).

Архипелаг Фиджи [39] сложен андезитовыми вулканитами, которые прорываются штоками эоценовых (50–43 млн. лет), интенсивно деформированных и метаморфизованных габбро. Эти образования несогласно перекрыты вулканогенно-обломочными островодужными комплексами верхнего миоцена, метаморфизованными в цеолитовой фации. Плиоценовые базальты, в том числе щелочные, и обломочные осадки залегают уже субгоризонтально, но подняты на высоту до 1000 м. Мощность коры под архипелагом достигает 23–32 км.

Архипелаг Новые Гебриды состоит [73] из трех цепей вулканов. Западная имеет позднеолигоценовый-среднемиоценовый возраст, восточная – миоцен-плиоценовый, а центральная, протяженностью в 1500 км, представляет собой четвертичные и современные активные вулканы, сложенные базальтами и андезибазальтами.

С юго-востока архипелаг ограничен одноименным глубоководным желобом, который протягивается вдоль его склона [24]. Его протяженность составляет по изобате 5500 м 1600 км, ширина, в среднем, — 40 км. Максимальная зафиксированная глубина — 9174 м.

Котловина Лау имеет хорошо выраженную спрединговую систему субмеридионального простирания, протяженность которой составляет порядка 700 км [53, http://www.ridge2000.org/science/ info/science\_plan.html]. Она состоит из цепи крупных вулканических хребтов, которые нередко продвигаются навстречу друг другу (так называемый "overlapping"), на десятки км. Скорость растяжения достигает на юге трех, а на севере – десяти см/год. Современная фаза растяжения началась 6–4 млн. лет назад в северной части котловины и постепенно охватывала все более южные районы. В целом, считается, что котловина Лау была заложена 10 млн. лет назад.

Восточнее котловины Лау [91] протягивается активная вулканическая дуга Кермадек—Тонга и одноименный глубоководный желоб. В основании дуги залегают офиолиты, которые перекрыты островодужными ассоциациями, формирование которых началось в эоцене.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный выше обзор свидетельствует о том, что под термином "окраинное море" понимаются участки литосферы, имеющие разную структуру и историю развития. Его однозначное применение затрудняется тем, что географы и геологи, применяя одни и те же слова, имеют разные цели исследований. Таким образом, за термином "окраинное море" не стоит какой-то определенный тектонотип, и он должен, в связи с этим, восприниматься как термин свободного пользования. Из вышесказанного следует, что применение термина "окраинное море" при реконструкциях геологических обстановок прошлого должно сопровождаться пояснениями, которые объясняли бы, что автор работы подразумевает, выделяя те или иные обстановки прошлого.

Очевидно, что в самом общем виде существуют моря, которые расположены в пределах активных и пассивных окраин. Первые имеют контрастный рельеф, с минимальными глубинами до многих тысяч метров. Они расположены в регионах с проявлениями магматизма островодужного типа и могут располагаться на океанической или континентальной коре, а также на их сложном сочетании. Вторые расположены на коре только континентального типа. и их глубина составляет. как правило, 100-300 м. В их пределах могут быть (или были) проявления магматизма, характеристики которого резко отличаются от островодужного (например, некоторые районы Баренцева моря). Представляется, что за ними должен быть закреплен термин, который однозначно выделял бы их в особую категорию. Наиболее приемлемым, с точки зрения автора, может быть "шельфовое море". Вместе с тем, в литературе и, особенно, в Интернете (например, http://www. geonaft.ru/glossary) этот термин применяется даже для таких объектов как Балтийское и Белое моря. Это является очевидной ошибкой, которую следует в дальнейшем исключить. Упомянутые моря, при ряде различий, расположены почти полностью на Восточно-Европейской платформе и представляют, таким образом, тектонотип эпиплатформенных морей.

Активные континентальные окраины традиционно разделены на андийский и западно-тихоокеанский типы. Согласно общепринятым моделям, первые характеризуются переходом от океана к континенту по схеме: глубоководный желоб — вулкано-плутонический пояс, а вторые — глубоководный желоб — островная дуга — окраинное море.

Проведенный выше анализ показывает, что последняя схема не отражает всей сложности природных обстановок. В зоне перехода от востока и юго-востока Азии к Тихому океану существуют два резко различных типа морей. Первые (окраинноконтинентальные) непосредственно связаны с континентальной корой или имеют в своем строении ее фрагменты разного масштаба. Вторые (окраинноокеанические) связи с ней не имеют.

Моря на океанической коре (энсиматические, эпиокеанические) соответствуют часто выделяемым микроплитам (Филиппинской, Каролинской, Северо-Фижийской). Они не связаны со структурами континентов с одной стороны, с другой — их собственные структуры дискордантны по отношению к морфоструктурам Тихого океана (простирания цепей подводных гор — Магеллановы, Каролинские и др.). В настоящий момент они расположены по периферии запада Тихоокеанской плиты и отделены от нее либо активными (Марианский, Идзу-Бонинский), либо уже отмершими (Витязя) желобами, либо глубоководными трогами. Первые сочетаются с активными дугами, вторые – с подводными поднятиями (палеодугами). Характерной чертой для них представляется общий режим растяжения, который подчеркивается существованием современных активных зон рифтогенеза или даже спрединга. Между собой эпиокеанические моря граничат либо по глубоководным желобам (Палау–Япский), либо между ними находятся крупные поднятия с океанической корой, которая имеет увеличенную мощность (Онтонг-Джава) [31].

Окраинноконтинентальные моря, являясь составными частями активных переходных зон, не имеют (также как и сами зоны) единого эталона строения, который мог бы быть приложен ко всем объектам.

Наиболее сложный вариант перехода от океана к континенту представлен в юго-восточноазиатском сегменте (см. рис. 4). Здесь область перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту (с запада на восток) состоит из глубоководных желобов (Марианский, Идзу-Бонинский) – современной островной дуги (Идзу-Бонинской), усложненной Марианской зоной спрединга – сложно построенного Филиппинского моря на океанической коре – зоны (пояса) кайнозойской аккреции с наложенными более молодыми зонами субдукции, спрединга и островными дугами (архипелаг Филиппинских островов) – зон глубоководных впадин с океанической корой, наложенных на структуры юго-восточной Азии.

Поясним, что зона кайнозойской аккреции протягивается от о. Тайвань до Соломоновых островов [82]. Она сложена покровно-складчатыми структурами, которые были сформированы в кайнозойское время в результате коллизии Тихоокеанской, Индо-Австралийской и Евроазиатской плит, и включает комплексы пород отмерших островных дуг и офиолиты. Характерной чертой зоны представляется отсутствие фрагментов континентальной коры. Сейчас пояс ограничен либо зонами субдукции, плоскости падения которых направлены навстречу друг другу (восток Южно-Китайского моря), либо зонами современной или палеосубдукций. Он не завершил своего развития и, на кайнозойском основании, формируются активные вулканические зоны, крупные разломные зоны различной кинематики или спрединговые центры.

Западнее расположен ряд глубоководных впадин с новообразованной кайнозойской океанической корой (Южно-Китайская, Сулу, Сулавеси, Банда), которые обрамлены утоненной континентальной корой юго-востока Азии. Они имеют восток-северо-восточное простирание и, очевидно, наследуют направления структур Альпийско-

Гималайского пояса, располагаясь резко дискордантно по отношению к структурам Филиппинского архипелага. Для всего региона характерен современный режим сжатия, который проявлен активными надвиговыми зонами и значительными вертикальными движениями. С запада впадины с океанической корой обрамлены обширными мелководными шельфами, которые имеют в своем основании продолжение структур юго-восточной Азии. Последние не имеют фрагментов древних платформ [61].

Восточнее Австралии можно видеть тип перехода от Тихого океана к континенту, который существенно отличается от вышеописанного. Здесь расположен Восточно-Австралийский бассейн (см. рис. 5). Он, как было показано выше, содержит как фрагменты континентальной коры, сложенной структурами Тасманского палеозойскомезозойского комплекса, так и новообразованные впадины с корой океанического типа. Структуры востока Австралии имеют, в целом, субмеридиональное простирание, что предопределило простирания и подводных объектов. Процесс их отделения, как следствие рифтогенеза, начался юго-восточнее современной Австралии еще в маастрихте [78]. Позже, в позднем палеоцене, он, продвигаясь на север, достиг районов современного Кораллового моря. В это же время, на юге рифтогенез перешел в спрединговую фазу. В ходе дальнейшей эволюции в кайнозое происходила деструкция континентального отторженца востока Австралии, которая привела к формированию новообразованных впадин с океанической корой. Их становление происходило на фоне образования эоцен-плиоценовых островных дуг (см. рис. 5).

Возможно, что море Лаптевых, расположенное на продолжении ультрамедленно-спредингового хребта Гаккеля, Красное и Лабрадорское моря могут представлять собой некую модель формирования бассейнов описанного типа (от эмбриональной фазы проникновения фронта срединно-океанического хребта к разделению частей "рамы" с последующим отмиранием всей системы). Такой тип морей, видимо, можно назвать рифтогенным.

Третий вариант активной зоны перехода океанконтинент представлен в восточном и северо-восточном сегментах Азии: океаническая плита – глубоководный желоб (Японский или Курило-Камчатский) – островная дуга (Японская или Курильская) – морской бассейн (Японское или Охотское моря). С континентальной стороны островной дуги может располагаться не море, а рифт (трог Окинава), который находится на стадии перехода к спредингу. В такой зоне перехода от океана к континенту континентальная кора развита как под обширными шельфами (например, Берингово, Желтое, Восточно-Китайское моря), так и в виде фрагментов среди новообразованной океанической коры (например, поднятие Ямато в Японском море).

Таким образом, под окраинным морем предлагается понимать только такой морской бассейн, который имеет протяженность в первые тысячи километров и связь с водами океана. В его пределах должны сосуществовать области с корой континентального и океанического типов. Последние отражены в рельефе одной или несколькими глубоководными котловинами, в пределах которых могут находиться фрагменты континентальной коры. Окраинное море должно ограничиваться, как минимум, одной островной дугой.

В заключение автор предлагает, вслед за Д. Каригом [14], закрепить неудачный, но устоявшийся термин "задуговой бассейн" только за объектами, которые "расщепляют" островные дуги и имеют активную спрединговую систему (Марианский трог, котловина Лау), не применяя его для более крупных образований. Представляется, что термин "краевое море" необходимо исключить из русскоязычного тектонического "научного оборота" как излишний.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Авдейко Г.П., Полуева А.А. Олюторское землетрясение как результат взаимодействия литосферных плит в Корякско-Камчатском регионе // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 54–68.
- 2. *Агапитов Д.Д.* Геологическое строение и нефтегазоносность Анадырского бассейна. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 22 с.
- Белоус О.В., Сваричевский А.С. Особенности геоморфологического строения дна Берингова моря / Гл. ред. В.А. Акуличев. Дальневосточные моря России: в 4 кн. Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3 / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. Геологические и геофизические исследования. С. 323–345.
- Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции / Ред. Ю.М. Пущаровский. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
- 5. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
- Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Кровушкина О.А., Кропп Э.Я., Куделькин В.В., Троян В.Б., Чуйко Л.С. Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
- 7. Виноградов В.А., Драчев С.С. К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 72–74.
- 8. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 486 с.

- Геология и полезные ископамые шельфов России / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: ГЕОС, 2002. 425 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. из-во, 2004. 192 с.
- Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 391).
- 14. Карие Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов Западной части Тихого океана / Ред. Л.П. Зоненшайн, А.А. Ковалев. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 268–288.
- 15. Карп Б.Я., Карнаух В.Н., Медведев С.Н., Суховеев Е.Н., Прокудин В.Г. Структура осадочного чехла и акустического фундамента Курильской котловины // Гл. ред. В.А. Акуличев. Дальневосточные моря России: в 4 кн. Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3 / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. Геологические и геофизические исследования. С. 165–180.
- 16. Котляков В.М., Комарова А.И. География: понятия и термины: пятиязычный академический словарь: русский-английский-французский-испанский-немецкий. М.: Наука, 2007. 859 с.
- 17. Кровушкина О.А. Строение и перспективы нефтегазоносности магаданского осадочного бассейна // Геология нефти и газа. 2001. № 6 (http://www. geolib.ru/OilGasGeo/2001/06/Stat/stat02.html).
- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1994. Вып. 26. С. 103– 122.
- Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И., Куликов Е.А. Сильнейшие подводные землетрясения и катастрофические. Анализ, моделирование, прогноз // Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука, 2006. С. 191–209.
- Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А., Терехов Е.П., Ващенкова Н.Г., Вагина Н.К., Смирнова О.Л., Худик В.Д. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе "сейсмической бреши" (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 3–15.
- Лобковский Л.И., Мазова Р.Е., Катаева Л.Ю., Баранов Б.В. Моделирование цунами в Охотском море на базе клавишной модели субдукции // Фундаментальные исследования океанов и морей. М.: Наука, 2006. С. 292–303.
- Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 103 с.

 Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Тектоническое районирование Чукотского и Восточно-Сибирского морей // Российский журнал наук о Земле. 2003. Т. 5. № 3 (Электронная версия на сайте AGU).

- 24. Малиновский А.И., Маркевич П.В., Тучкова М.И. и др. Тяжелые обломочные минералы терригенных пород как индикаторы геодинамических обстановок в палеобассейнах орогенных областей Востока Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 2. Вып. 8. С. 97–111.
- Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-западной Пацифики. Соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 434).
- 26. Мельниченко Ю.И. Рельеф дна и морфотектоника Японского моря // Гл. ред. В.А. Акуличев. Дальневосточные моря России: в 4 кн. Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука, 2007. Кн. 3 / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. Геологические и геофизические исследования. С. 17–25.
- 27. Мельниченко Ю.И., Сваричевский А.С., Белоус О.В., Леонова Т.Д. Рельеф дна и морфотектоника Охотского моря // Дальневосточные моря России: в 4 кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев. Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН. М.: Наука. 2007. Кн. 3 / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. Геологические и геофизические исследования. С. 155–165.
- 28. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р., Зинкевич В.П., Левченко О.В., Баранов Б.В., Рудник Г.Б. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21–37.
- Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
- Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. / Ред. Пущаровский Ю.М. М.: Наука, 1992. 528 с.
- Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН; Вып. 473).
- Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982, 108 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
- 33. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Рашидов В.А., Сергеева Н.А., Филатова Н.И. Геотраверс региона Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2005. № 5. С. 45–58.
- 34. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Издательство КамГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с
- 35. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худолей А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 807– 811.
- 36. Соловьев А.В. Тектоника Западной Камчатки по данным трекового датирования и структурного анализа // Западная Камчатка: геологическое раз-

75

витие в мезозое. М.: Научный Мир, 2005. С. 161– 194.

- 37. Толковый словарь английских геологических терминов. В двух томах. Том II / Отв. ред. русского перевода Межеловский Н.В., ред. Морозов А.Ф., Орлов В.П., Попов В.С. Переводчики-составители Попов В.С., Басов И.А., Егоров И.В., Исакин М.М., Кигай И.Н., Ларцев В.С., Степанов В.С., Череповский А.В. М.: МЦГК. ГЕОС, 2002. 644 с.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
- 40. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. Южно-Сахалинск. М.: Научный Мир, 2010. 276 с.
- Чуян Г.Н., Разжигаева Н.Г., Быкасов В.Е. Геоморфология прибрежной зоны острова Беринга // Труды КФ ТИГ ДВО РАН. Выпуск V. 2004. С. 421– 427 (http://www.terrakamchatka.org/publications/ trudy/trudy5/19.htm).
- 42. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН. 1998. 306 с.
- 43. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 100 с.
- Audley-Charles M.G. Ocean trench blocked and obliterated by Banda forearc collision with Australian proximal continental slope // Tectonophysics. 2004. Vol. 389. P. 65–79.
- 45. Baillie P., Fraser T., Hall R., Myers K. Geological development of Eastern Indonesia and the northern Australia collision zone: a review // Eds. Ellis G.K., Baillie P.W., Munson T.J. Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, Australia 19– 20 June, 2003. Northern Territory Geological Survey. Special Publication. 2004. Vol. 1. P. 539–550.
- Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A., Tsoy I.B., van den Bogaard P., Tararin I.A. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. Vol. 350. P. 63–97.
- 47. *Barth T.F.W.* Geology and petrology of the Pribilof Islands, Alaska // Geological Survey Bull. 1028. F. Washington: US Government Printing Office. 1956. 64 p. (http://www.avo.alaska.edu/volcanoes/).
- Bruhn R.L., Parry W.T., Bunds M.P. Tectonics, fluid migration, and fluid pressure in a deformed forearc basin, Cook Inlet, Alaska // GSA Bulletin. 2000. Vol. 112. № 4. P. 550–563.
- Chekhovich V.D., Kovalenko D.V., Ledneva G.V. Cenozoic History of the Bering Sea and its northwestern margin // The Island Arc. 1999. Vol. 8. № 2. P. 168– 180.
- Cluzel D., Meffre S., Maurizot P., Crawford A.J. Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific; evidence from preobduction dikes in the ophiolite of New Caledonia // http://hal.archives-ouvertes. fr/docs/00/09/47/96/PDF/53MaSubductTER.pdf.

- 51. CNSS Earthquake Composite Catalog. June 1997 (http:// quake.geo.berkeley.edu/cnss/, http://earthquake.usgs.gov/ eqcenter/).
- 52. Collot J., Geli L., Lafoy Y., Vially R., Cluzel D., Klingelhoefer F., Nouz H. Tectonic history of northern New Caledonia Basin from deep offshore seismic reflection: Relation to late Eocene obduction in New Caledonia, southwest Pacific // Tectonics. 2008. 20 p (http:// hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/35/69/66/PDF/).
- 53. *Conder J.A., Wiens D.A.* Seismic structure beneath the Tonga arc and Lau back-arc basin determined from joint Vp, Vp/Vs tomography // Geochemistry Geophysics Geosystems. An Electronic Journal of the Earth Sciences. 2006. Vol. 7. № 3. P. 1–21.
- 54. Exon N.F., Lafoy Y., Hill P.J., Dickens G.R., Pecher I. Geology and petroleum potential of the Fairway Basin in the Tasman Sea // Australian Journal of Earth Sciences. 2007. Vol. 54. P. 629–645.
- 55. Fryer G.J., Lincoln Philip W., Pratson F. Source of the great tsunami of 1 April 1946: a landslide in the upper Aleutian forearc // Marine Geology. Vol. 203. 2004. P. 201–218 (www.elsevier.com/locate/margeo).
- Gaina C., Roest W.R., Müller R.D., Symonds P. The Opening of the Tasman Sea: A gravity anomaly animation // Earth Interaction. 1998. P. 1–23.
- Gaina C., Müller D. Cenozoic tectonic and depth/age evolution of the Indonesian gateway and associated back-arc basins // Earth-Science Reviews. 2007. Vol. 83. P. 177–203.
- 58. Gràcia E., Escartín J. Crustal accretion at mid-ocean ridges and back-arc spreading centers: insights from the Mid-Atlantic Ridge, the Bransfield Basin and the North Fiji Basin // Contributions to science. 1999. Vol. 1. № 2. P. 175–192.
- 59. Greinert J., Bollwerk S.M., Derkachev A., Bohrmann G., Suess E. Massive barite deposits and carbonate mineralization in the Derugin Basin, Sea of Okhotsk: precipitation processes at cold seep sites // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 203. P. 165–180.
- Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animation // Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 2002. Vol. 20. P. 353–431.
- 61. *Hall R*. Continental growth at the Indonesian margins of southeast Asia / Eds. Spencer J.E., Titley S.R. Ores and orogenesis // Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits // Arizona Geological Society Digest. 2008. Vol. 22. P. 245–258.
- 62. Hall R., Nichols G., Ballantyne P., Charlton T., Ali J. The character and significance of basement rocks of the southern Molucca Sea region // Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1991. Vol. 6. № 3/4. P. 249–258.
- Hall R., Wilson M.E.J. Neogene sutures in eastern Indonesia // Journal of Asian Earth Sciences. 2000. Vol. 18. P. 781–808.
- Hall R., Morley C.K. Sundaland basins // Continent– ocean interactions within East Asian marginal seas. 2004. Geophysical Monograph Series 149. P. 55–85.
- 65. *Hindle D., Fujita K., Mackey K.* Current deformation rates and extrusion of the northwestern Okhotsk plate,

northeast Russia // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L02306. doi: 10.1029/2005GL024814.

- Howell J.V. Glossary of geology and related sciences. Washington: American Geological Institute, 1960. 72 p.
- Joshima M., Okuda Y., Murakami F., Kishimoto K., Honza E. Age of the Solomon Sea Basin from magnetic lineations // Geo-Marine Letters. 1987. Vol. 6. № 4. P. 229–234.
- Kido Y., Suyehiro K., Kinoshita H. Rifting to Spreading Process along the Northern Continental Margin of the South China Sea // Marine Geophysical Researches. 2001. Vol. 22. P. 1–15.
- Laske G., Masters G.A. Global digital map of sediment thickness // EOS Trans. AGU. 78. F483. 1997 (http:// mahi.ucsd.edu/Gabi/sediment.html ).
- Lee G.H., Kim B., Sun Shin K., Sunwoo D. Geologic evolution and aspects of the petroleum geology of the northern East China Sea shelf basin // AAPG Bulletin. Vol. 90. № 2. 2006. P. 237–260.
- Lewis S.D. Geophysical setting of the Sulu and Celebes seas // Eds. Silver E.A., Rangin C., von Breymann et al. Proc. ODP. Sci. Results. 1991. Vol. 124. P. 65–73.
- 72. Lu H., Hayashi D. Genesis of Okinawa Trough and thrust development within accretionary prism by means of 2D finite element method // Journal of the Tectonic Research Group of Japan. 2001. № 45. P. 47–64.
- Maillet P., Monzier M., Eissen J.-Ph., Louat R. Geodynamics of an arc-ridge junction: the case of the New Hebrides Arc/North Fiji Basin // Tectonophysics. 1989. Vol. 165. P. 251–268.
- Marlow M.S., McLein H., Vallier T., Sholl D.W., Gardner J.V., Powers R. Preliminary report of the regional geology, oil and gas potential and environmental hazards of Bering sea Shelf south of the of St. Lawrence island, Alaska // Open file report 76-785. 1976. 99 p. (www.dggs.dnr.state.ak.us/webpubs/usgs/of/text/of76-0785.PDF).
- 75. *McCaffrey R*. Earthquakes and ophiolite emplacement in the Molucca sea collision zone, Indonesia // Tectonics. 1991. Vol. 10. № 2. P. 433–453.
- Mortimer N., Graham I.J., Adams C.J., Tulloch A.J., Campbell H.J. Relationships between New Zealand, Australian and New Caledonian mineralised terranes: a regional geological framework // (www.crownminerals. govt.nz/cms/pdf-library/minerals/conferences-1/151\_ papers\_42.pdf. P. 151–159).
- 77. Mortimer N., Herzer R.H., Gans P.B., Laporte-Maeoni C., Calvert A.T., Bosch D. Oligocene-Miocene tectonic evolution of the South Fiji Basin and Northland Plateau, SW Pacific Ocean: evidence from petrology and dating of dredged rocks // Marine geology. 2007. Vol. 237. № 1–2. P. 1–24.
- Müller R.D., Gaina C., Clark S. Seafloor spreading around Australia // Billion-year earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland (simula.no/research/ scientific/publications/Simula.SC. 154/simula\_pdf\_file.
- 79. Ohara Y., Fujioka K., Ishii T., Yurimoto H. Peridotites and gabbros from the Parece Vela backarc basin: Unique tectonic window in an extinct backarc spreading ridge // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. Vol. 8611. № 4(7). doi: 10.1029/2002GC000469.

ГЕОТЕКТОНИКА № 4 2011

- Park J.-O., Tokuyama H., Shinohara M., Suyehiro K., Taira A. Seismic record of tectonic evolution and backarc rifting in the southern Ryukyu island arc system // Tectonophysics. 1998. Vol. 294. P. 21–42.
- Patton W.W., Lanphere Jr., M.A., Miller T.P., Scott R.A. Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew island, Bering Sea, Alaska // Open-file report 75-150. Menlo Park, Calif., Anchorage, Alaska, Denver, Colo. 1975. 19 p. (www.dgs.dnr.state.ak.us/ webpubs/usgs/of/text/of75-0150.PDF).
- 82. Petterson M.G., Babbs T., Neal C.R., Mahoney J.J., Saunders A.D., Duncan R.A., Tolia D., Magu R., Qopoto C., Mahoa H., Natogga D. Geologicaltectonic framework of Solomon Islands, SW Pacific: crustal accretion and growth within an intra-oceanic setting // Tectonophysics. 1999. Vol. 301. P. 35–60.
- Robert J., Stern R.J., Fouch M.J., Klemperer S.L. An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory // (www.nsf-margins.org/SF/I-B-M/IBM2002/).
- Ruellan E., Lagabrielle Y. Oceanic subductions and active spreading in the Southwest Pacific // Géomorphologie: relief, processus, environnement. 2005. Vol. 2. P. 121–142 (http://geomorphologie.revues.org/index307. html).
- Sdrolias M., Müller R.D., Gaina C. Plate tectonic evolution of Eastern Australian marginal ocean basins // PESA Eastern Australasian Basins Symposium Melbourne. Vol. 25–28 November, 2001. P. 227–237.
- 86. Sdrolias M., Müller R.D., Mauffret A., Bernardel G. Enigmatic formation of the Norfolk Basin, SW Pacific: a plume influence on back-arc extension // Geochemistry Geophysics Geosystems. An Electronic Journal of the Earth Sciences. 2004. Vol. 5. № 6. P. 1–28.
- Sibuet J.-C., Deffontaines B., Hsu S.-K., Thareau N., Le Formal J.-P., Liu C.-S. and the ACT party. Okinawa trough backarc basin: early tectonic and magmatic evolution // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 30245– 30267.
- 88. Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York: Prentice Hall, 1942, 1087 p.
- 89. Stagg H.M.J., Borissova I., Alcock M., Moore A.M.G. Tectonic provinces of the Lord Howe Rise "Law of the Sea" study has implications for frontier hydrocarbons // AGSO Research Newsletter. 1999. № 31 (http:// www.agso.gov.au/information/publications/resnews/).
- 90. Widiwijayanti C., Mikhailov V., Diament M., Deplus C., Louat R., Tikhotsky S., Gvishiani A. Structure and evolution of the Molucca Sea area: constraints based on interpretation of a combined sea-surface and satellite gravity dataset // Earth and Planetary Science Letters. 2003. Vol. 215. P. 135–150.
- Wright D.J., Bloomer S.H., MacLeod C.J., Taylor B., Goodlife A.M. Bathymetry of the Tonga trench and forearc: a map series // Marine Geophysical Researches. 2000. Vol. 21. P. 489–511.
- 92. Xie X., Muller R.D., Li S., Gong Z., Steinberger B. Origin of anomalous subsidence along the Northern South China Sea margin and its relationship to dynamic topography // Marine and Petroleum Geology. 2006. Vol. 23. P. 745–765.

Рецензенты: Ю.А. Волож, Н.А. Горячев

МАЗАРОВИЧ

# Marginal Seas—Terminological Crisis

A. O. Mazarovich

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia e-mail: amazarovich@yandex.ru Received March 29, 2010

**Abstract**—The terms *marginal sea*, *peripheral sea*, and *backarc sea* are widely used in the contemporary Russian geological literature as synonyms but do not have, in my opinion, unequivocal treatment. The application of the term *marginal sea* is briefly discussed. The seas of the Pacific transitional zone are reviewed. It is proposed to define a marginal sea as a marine basin a few thousand kilometers in extent and connected with the open ocean. Domains underlain by crust of the continental and oceanic types must coexist therein. The domains with oceanic crust are expressed in the topography as deepwater basins (one or several), where fragments of continental crust may also occur. A marginal sea must be bounded by at least one island arc.