

В.Т. ФРОЛОВ,

Т.И. ФРОЛОВА

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ
ТИХОГО ОКЕАНА**

МОСКВА

2011

УДК 551.46

ББК 26.221

Ф91

В.Т. Фролов, Т.И. Фролова

Происхождение Тихого океана. – 2-е изд., доп. М.: МАКС Пресс, 2011. -52.с.: ил.

ISBN 978-5-317-03745-1

Хотя Тихий океан самый сложный и неоднородный, его история и происхождение более документированы, и поэтому он может быть ключом для расшифровки генезиса и других океанов. В докладе известные авторам факты сгруппированы в пять блоков: 1. Общие черты рельефа, тектоники, магматизма, литогенеза и геологической истории в целом по океану, но больше по его наиболее крупным трем-четырем областям. 2. Осадочные формации. 3. Магматизм, магматические серии и формации. 4. Континентальные окраины, особенно западная, ключевая для понимания генезиса всего океана. 5. Основные черты фактической (“эмпирической”) геологической истории и происхождение океана. Тихий океан образовался интеграцией разнородных факторов, сил и механизмов, фиксических и умеренно мобилистских, при доминировании процессов океанизации континентальной коры и тафрогенеза. В заключении суммированы основные положения. Выявленные геотектонические диагностические признаки океанов и выводы говорят не только о молодости Тихого океана (как и других океанов – не старше 200 млн. лет), но и о вступлении Земли в океанический период, ибо океанов современного типа на Земле до середины мезозоя, вероятно, не было. Океанообразование на Земле заметно не ослабевает.

The history and origin of the Pacific Ocean are more documented in spite of the fact that it is most complicated and heterogeneous, and so it might be the key to genesis deciphering of other oceans. All the facts known to the authors of this report are classified into 5 blocks: 1. Common features of relief, tectonics, magmatism, lithogenesis and geology history about the whole ocean but mostly about the three or four regions. 2. Sedimentary formations. 3. Magmatism, magmatic series and formations. 4. Continental margins, especially western one as the key position for genetic understanding of the whole ocean. 5. The main features of factual (“empirical”) geological history and ocean origin. The Pacific Ocean was formed by integration of heterogeneous factors, forces and mechanisms as fixistic and moderately mobilistic with domination of continental crust oceanization and taphrogenesis. The main propositions are summarized in conclusion. Revealed geotectonic ocean diagnostic features and conclusions prove not only about the youth of the modern Pacific Ocean (as other oceans – not older than 200 mln years) but also about entering of the Earth into ocean period because probably there were no oceans of a modern type on the Earth till the middle of Mesozoic.

ISBN 978-5-317-03745-1

© Фролов В.Т., 2011

© Фролов В.Т., с изменениями, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Понимание геологического строения и происхождения океанов вообще и Тихого в особенности, в начале 60-х годов XX века стало самой злободневной темой и важнейшей проблемой, разделившей геологов на две основные, “полярные” и ряд промежуточных групп. При этом многими геологами Тихий океан отличается от других не только по своим огромным размерам (около 40% поверхности Земли и почти 50% площади Мирового океана, т.е. 178,7 млн. кв. км), сложности строения и асимметрии, но якобы и по своей более длительной истории [62-64,109], даже по “первозданности” и сохранению до наших дней “первичной земной асимметрии”, заложенной еще при планетарной акреции. Тем не менее, и Тихий океан в своем современном виде несет ясные черты новообразованности и молодости и сильно не отличается по возрасту от всех других, несомненно, мезо-кайнозойских океанов. Этот “дружный старт” океанообразования поднимает проблему образования каждого из океанов на общеземную высоту и позволяет ее решать сепаратно по любому из них, даже, казалось бы, более логично по самому простому и молодому кайнозойскому Арктическому. Но познание происхождения океанов легче осуществимо на основе изучения геологии самого развитого, четко структурированного Великого, или, по Ю.М. Пущаровскому [62-64], суперокеана.

Главное содержание в геологической истории Земли в течение последних 200 млн. лет – заложение и развитие современных океанов, с чем, кажется, согласны все геологи [33]. Но современный момент и перспективы океанообразования видятся противоположно: одни геологи считают, что наступление океанов на континенты местами еще в эоцене или даже в раннем мелу (Корякия) сменилось “континентализацией”, закрытием океанов, другие геологи не видят признаков смены курса. Этот вопрос не только научный, но для Японии, Китая, Российского Дальнего Востока и ряда других стран также и практический, хотя и не сиюминутный [91,92]. Он требует определения **главной геологической тенденции** во взаимодействии континентов и океанов, а именно ответа на вопрос – прервался ли где-либо общий для всей Земли прогрессивный для океанов (и регрессивный для континентов) тренд, остановилась ли в каком-то месте океанизация континентов и не началось ли их закрытие, континентализация? Современная геология с довольно высокой вероятностью уже может его решать. Для этого накоплены разнообразные факты, которые позволяют воссоздать фактическую, эмпирическую (с элементами допущений, неизбежными в исторических науках [94]) историю океанов, прежде всего Тихого. Эти факты мы объединяем в пять групп: 1) Общие черты строения, литогенеза, магматизма и геологической истории дна океанических котловин и поднятий вне континентальных

окраин; 2) Осадочные геотформации этой основной части океана; 3) Магматизм, магматические серии и формации ее; 4) Переходные зоны, или континентальные окраины, и 5) История и генезис океана.

ГЛАВА 1. СТРОЕНИЕ ДНА КОТЛОВИН И ПОДНЯТИЙ ВНЕ ОКРАИН ОКЕАНА

По строению Тихий океан резко неоднороден, асимметричен, мозаичен [47], что ясно исключает его образование из единого центра или из одной зоны. По рельефу, тектонике и геологической истории его западная и восточная части, Западная Пацифика (ЗП) и Восточная Пацифика (ВП) – по существу разные океаны, разделенные великим георазделом Красного [30-33], с которым близко совпадает региональная флексура, и поверхность Мохо [40] на километры опущена западнее раздела. На севере раздел проходит по Императорскому хребту (рис. 1), одноименному разлому и поднятию Хесса, точнее – восточнее его. Почти не меняя юго-восточного направления, лишь резко (по сдвигу?) отодвигаясь на запад, далее он идет по Гавайскому поднятию, и, снова зигзагообразно сместившись на запад, – по хр. Лайн и поднятию Туамоту; возможно перед последним граница отклоняется на восток резче, с востока же огибая Маркизское поднятие, геологически близкое Туамоту. Южнее раздел нечеткий, резче становится широтная граница, что позволяет, по Ю.М.Пущаровскому [63], выделить еще и Южную Пацифику (ЮП), на севере граничащую с ЗП и ВП. Широтная граница этой третьей части океана идет примерно по 26° ю.ш., на западе с юга огибая о-ва Табуаи, почти нормально подходя к глубоководному желобу (ГЖ) Тонга в месте примыкания к нему (с ЮВ) хр. Луисвилл, далее на ЮВ сменяющегося [47] косым к Южному Тихоокеанскому поднятию (ЮТП) региональным разломом Элтанин. На восток от Туамоту граница ЮП идет по крупному разлому – сдвигу о. Пасхи и хр. Сала-и-Гомес, южнее окончания хр. Наска и подходит к Чилийскому ГЖ.

Западная Пацифика, или Западно-Тихоокеанская депрессия, уникальна, сложна и в основном ясна генетически. По рельефу, тектонике и геологической истории она близка к Западной активной континентальной окраине (ЗАКО [84]), отличаясь от нее обширностью абиссальных равнин – большей океанизированностью дна, указывающей на ее более древний возраст. Это подтверждено датировками пород дна, базальтов и нижних горизонтов осадочного чехла. Самые древние породы (юрские или, возможно, доюрские) найдены в квадрате 2000×2000 км восточнее Марианского ГЖ между 23 и 13° с.ш. и 150 и 170° в.д.[34]. Из обнаруженных [14,15] древнейшие (T_3-J_1) – базальты о. Таити. Возраст базальтов бассейна Пифагет (вблизи Марианских о-вов) около 180 млн. лет.

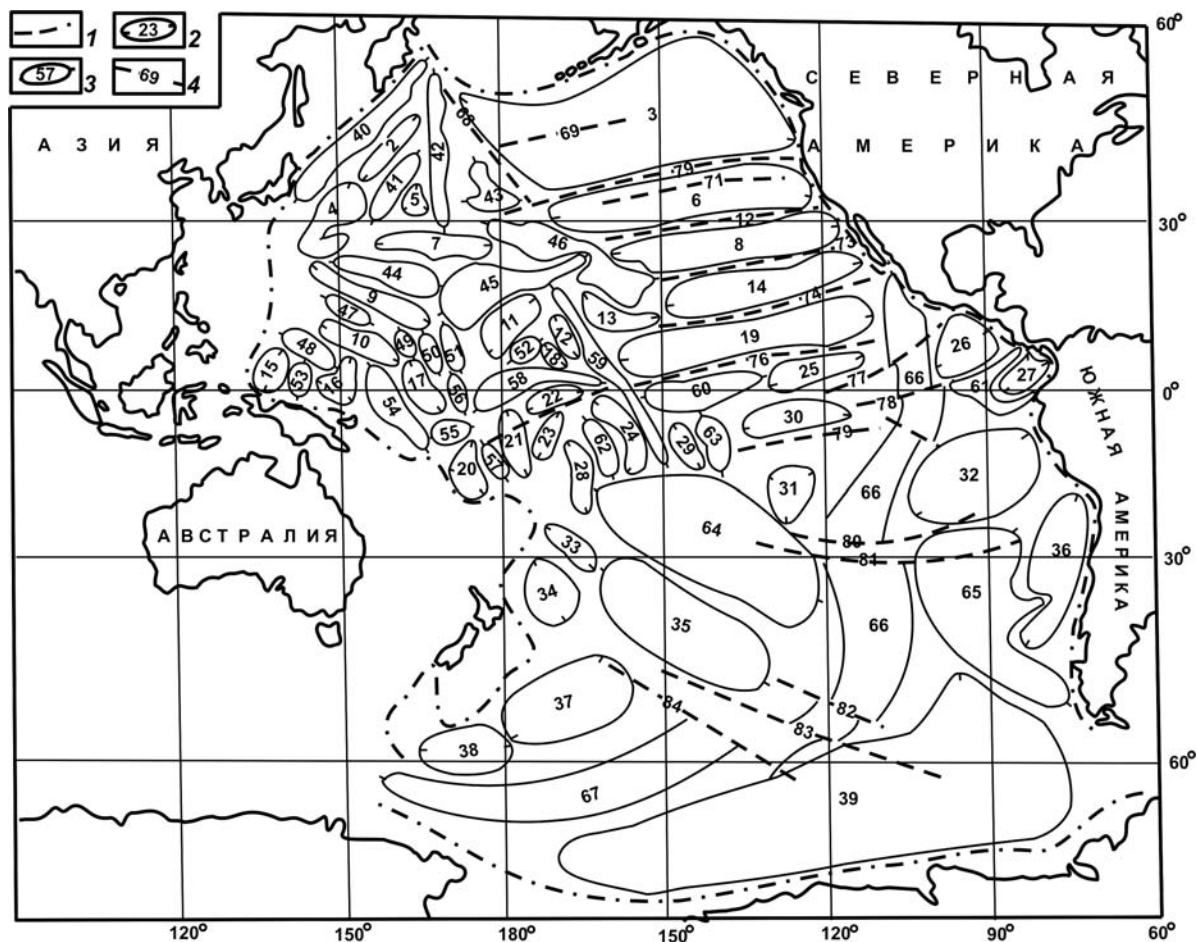


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов ложа Тихого океана.

1 – граница; 2 – впадины (2-39); 3 – поднятия и своды (40-67); 4 – главные разломы (68-84). В п а д и н ы: 2 – Папанина, 3 – Чинук, 4 – Исакова, 5 – Милуоки, 6 – Мендосино-Меррей, 7 – Бейлей, 8 – Меррей-Молокаи, 9 – Минамитори, 10 – Сайпан, 11 – Магеллана, 12 – Северная Пальмира, 13 – Южно-Гавайская, 14 – Молокаи-Кларион, 15 – Западно-Каролинская, 16 – Восточно-Каролинская, 17 – Северо-Меланезийская, 18 – Кемпбелл, 19 – Кларион-Клиппертон, 20 – Южно-Меланезийская, 21 – Гарднера, 22 – Нова, 23 – Северная Токелау, 24 – Панрин, 25 – Клиппертон-Галапагос, 26 – Гватемальская, 27 – Панамская, 28 – Самоанская, 29 – Полинезийская, 30 – Галапагос-Маркизская, 31 – Тики, 32 – Перуанская, 33 – Осборн, 34 – Луисвилл, 35 – Кристенсен, 36 – Чилийская, 37 – Удинцова, 38 – Симпсон, 39 – Беллинггаузена. Поднятия и своды: 40 – вал Зенкевича (поднятие Хоккайдо), 41 – Шатского, 42 – Северо-Западного хребта (Императорских гор), 43 – Хесса, 44 – Маркус-Уэйк, 45 – Уэйк-Неккер, 46 – Гавайский свод, 47 – Магеллановых гор, 48 – Каролинское, 49 – Эниветок, 50 – Ралик, 51 – Ратак, 52 – Магеллана, 53 – Эаурипик, 54 – Капингамаранги, 55 – Науру, 56 – Гилберта, 57 – Тувалу, 58 – Хауленд, 59 – Лайн, 60 – Гагарина, 61 – Центрально-Американское, 62 – Манихики, 63 – Маркизское, 64 – Полинезийский свод, 65 – Чилийский свод, 66 – Восточно-Тихоокеанское (ВТП), 67 – Южно-Тихоокеанское (ЮТП). Главные разломы (зоны разломов): 68 – Императорский, 69 – Чинук, 70 – Мендосино, 71 – Пайонир, 72 – Меррей, 73 – Молокаи, 74 – Кларион, 75 – Нова-Кантон, 76 – Клиппертон, 77 – Сикейрос, 78 – Галапагосский, 79 – Маркизский, 80 – Кунрос, 81 – Пасхи, 82 – Менарда, 83 – Элтанин, 84 – Удинцева.

Юрские и, возможно, более древние породы слагают ядро обширной подводной горной страны Мид-Пацифик (Срединно-Тихоокеанские горы); в его обрамлении – анкарамиты с пикритами и трахибазальты (150 млн. лет, J_3) и раннемеловые вулканиты (117-133 млн. лет); после перерыва в вулканизме субщелочные базальты и трахиты (30 млн. лет, олигоцен) перекрыли эти горы. Длинная (по крайней мере 150-200 млн. лет) история вулканизма Мид-Пацифик, как и многих других подводных гор и поднятий исключают их заметные горизонтальные перемещения. К югу, на экваторе и южнее, в Меланезийской провинции на плато Онтонг-Джава и поднятии Манихики с толстой корой (соответственно 40 и 23 км) под известняками скважинами вскрыты толеиты (112-120 млн. лет, K_1) сходные с MORB и одновременно иные (малотитанистые и с повышенным содержанием калия и элементов его группы), близкие к некоторым базальтам ЗАКО. Во впадине Науру и на хр. Лайн (уже на границе с ВП) наиболее древние вулканиты раннемеловые (Науру 110-130 млн. лет, скв. 462, и Лайн 126 млн. лет). Кора в хр. Лайн, как и во многих других секторах ЗП, интенсивно раздроблена, вулканизм (K_2) сближается с Гавайским, а в палеоцене вулканизм становится щелочным, не характерным для океанов (гл. 3). Меловые вулканиты широко распространены, кайнозойские же, вплоть до современных, – лишь на островах, что указывает на охлаждение недр ЗП после их сильного разогрева в мелу. Разнообразие базальтов ЗП – признак неоднородности (второго плана) этой центральной части океана [8,9,13-17,31,32,40,45,65,74,78,82,115].

По возрасту восточная и западная части ЗП, таким образом, сильно не различаются, ЗП, следовательно, развивалась примерно одновременно в разных частях в значительной мере как единая, хотя и сложная, мегаструктурная единица, кроме ее северной части (см. ниже, и гл. 5). Рисуемая по полосовым магнитным аномалиям картина постепенного омоложения базальтового ложа от ранней юры до палеоцена (в ЗП) и миоцен-антропогенного (ВП и ЮП) от центра у Марианских островов по всем направлениям, кроме западного, представляет большое упрощение; оно, однако, исключает и моноспрединг (из одного общего “срединного хребта”) в истории Тихого океана. Концентрическая схема при более детальном опробовании теряет стройность, картина становится мозаичной, а дно клавишным. Блоковость [32] дна проявляется и неравномерным распределением останцов континентальной коры (КК), и скачками возраста и толщины океанической коры (ОК) на границах соседних блоков, и разноориентированными локальными рифтами, которые удается реконструировать.

В фундаменте многих подводных поднятий – Шатского, Обручева, Хесса, Мид-Пацифик, Манихики, Магеллана, Эаурипик, Огасавара (часть их объединяется [46] в поднятие Дарвина), Маркизских и некоторых других

островов и гайотов, практически во всех частях ЗП– встречены или вероятны [8,9,13-17] останцы континентальной коры, которые далеко не передвигались и могут указывать лишь на вертикальные движения, в основном – на опускания дна котловин. И в эффузивах молодых вулканических хребтов обнаруживают ксенолиты древних глубинных пород (гранатовые пироксениты Гавайев) и изотопные метки [12,126] подлитосферной мантии, сходной с мантией под континентами ([116], см. гл. 3 и гл. 5). Это позволило С.М. Табунову и др.[40,78] весь Тихий океан представить как погруженную древнюю платформу, рассеченную субглобальными и более локальными рифтогенными поясами-поднятиями.

Толщина коры меняется от первых километров до 20-25 км или даже до 40 км (Онтонг-Джава), причем часто скачкообразно. Средняя ее толщина в ЗП (8,2 км) больше, чем в ВП (5,7 км). Наиболее тонка кора в глубоководных котловинах. Средняя толщина второго (базальтового, 2,7 км) и третьего (базит-гипербазитового, неоднородного, 5,5 км) слоев коры в ЗП также больше, чем в ВП. Третий слой местами аномально толст, и поверхность Мохо в этих “корнях гор” (вулканических хребтов и поднятий) опущена (на 6-8 км). Средняя глубина ($\geq 4,5$ км) океана в ЗП также большая, чем в ВП. Тонкий (сотни м) осадочный чехол (J-Q₄, первый слой ОК) формационно ясен и включает лишь собственно океанские формации (см. гл. 2). На подводных поднятиях (Шатского, Обручева и др.) терригенные и планктоногенные отложения [45] аномально мощны (до 1-2 км), и это, вероятно, флиш. Терригенный материал до конца олигоцена поступал с Камчатки, Берингии, Охотии, из С.Америки, а также с внутренних поднятий, возможно составлявших сильно расчлененный континент с вулканическими и другими подвижными поясами (ВлП и ПП). Эта суша, в позднеэоценовое время ставшая северной частью Тихого океана, еще в эоцене и олигоцене поставляла наряду с граувакковым также аркозовый материал во флишевый прогиб Командорских о-вов [93,103]. Ю.Г. Волохин в устном сообщении отмечает и более локальное утолщение первого слоя в зонах местных апвеллингов у подножий высоких гор за счет усиления биопродуктивности.

Высочайшие (до 5-7 км) субмеридиональные, северо-западные, реже широтные хребты, островные и подводные вулканоаккумулятивные изометричные поднятия и океанизированные останцовые бордерленды, разделены широкими субизометричными впадинами и, при наличии перемычек, их цепями, сходными с поясом окраинных морей (гл. 4) Азии и Австралии. Современный мегарельеф ЗП в главном унаследован от мела с сохранением места, направлений прогибов, хребтов, поднятий [16,47,82] и, чаще всего, знака (опускания) вертикальных движений, т.е. почти без инверсий и существенных горизонтальных смещений. В кайнозой добавились новые нало-

женные вулканоаккумулятивные хребты: Гавайи и др. Доминируют прямолинейные хребты, поднятия и разрывы разных направлений, нечувствительных к перемещениям плит. Местные малораздвиговые и разноориентированные короткие рифты [9, 33] (с некоторыми из них связаны островные цепи), как и разнонаправленные разрывы (резко отличающиеся от трансформных в ВП и ЮП), также исключают миграцию плит или блоков. Магнитное поле, как и структура коры, мозаично. Инверсионные линейные магнитные аномалии [47] намечают [78] древние, меловые локальные рифты. Слабые тепловой поток и сейсмичность (землетрясения мелкофокусные и редкие) указывают на довольно пассивную современную геодинамику.

Итак, несмотря на разнообразный и расчлененный рельеф и сложное геологическое строение, ЗП геодинамически и геоисторически целостна и, как увидим ниже, отличается от более молодых ВП и ЮП, которые на современном лике Земли явно проще ЗП: Их поэтому называют Неопацификой, в отличие от Палеопацифики (ЗП). Мозаичность дна и фиксированность основных его элементов исключают моноспрединг и большие горизонтальные перемещения и ясно указывают на основной способ образования ЗП – тафрогенез, опускание дна отдельными участками или их группами, как показано [5,6,23,56,66,82,91,97,117 и др.] на примере КО Азии. ЗП, геологически весьма сходная с Азиатской КО [92,100,111,120, гл. 4], может рассматриваться: как 1) более океанизованная, древняя, в основном еще мезозойская, КО Азии, если на месте современной Восточной Пацифики был мезозойский океан, или 2) как основная, центральная часть мелового Тихого океана, почти остановившаяся в своей эволюции, возможно, из-за перемещения области глубинного прогрева в кайнозой на восток, в современную ВП и на запад, в зону современной ЗАКО, еще в начале кайнозоя бывшей частью континентов Азии и Австралии, а также на север и юг, в зону ЮП.

Восточная Пацифика построена проще Западной, моложе по возрасту (она в основном кайнозойская) и менее ясна генетически и “предисторически”. Ее структурная ось – широчайшее (местами до 3000 км) Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) – “спредингový” или “срединно-океанический хребет (СОХ)”, расположенный, однако, асимметрично, ближе к американским континентам, с которыми он при движении на север постепенно сближается, подходя к континентальной окраине у берегов Мексики под большим углом. При этом он снижается, сужается, теряет “спрединг-овую силу” и иссякает в Калифорнийском заливе и сдвиговой зоне Сант-Андреас. Для опровержения этого факта иногда привлекается расположенная восточнее, на территории США провинция Хребтов и Долин в качестве спрединга и на этой широте (гл. 4). Однако, это типичные континентные образования, и долины-грабены заполнены континентальными отложениями.

Примечательно то, что провинция наложена (несколько смещенно на восток) на предшествующую, юрско-меловую подобную систему горстов и грабенов, в которой грабены-троги выполнены юрско-раннемеловыми не океаническими, а континентными формациями: граувакко-кремневым флишем (францисканская формация Берегового хребта) и, восточнее – грубым шлиром, переходящим в молассу – серия Большой долины. Западная часть континента С. Америки, шириной не мене 1500 км, включая и восточную часть ВП (см.4), на протяжении 200 млн. лет, жила в режиме рассеянного растяжения и фиксированно географически, не имея и ныне никакой связи с ВТП.

Если раздвиг в Калифорнийском заливе и по сдвигу Сант-Андреас нулевой, то становится трудно объяснимым спрединг на широте Ю.Америки даже на сотни км, а тысячекilометровый невозможным. А как же тогда относиться к полосовым магнитным аномалиям, рисующимся и в северо-восточной части океана также уверенно, как и на широтах ВТП? Не плод ли упрощения и они? С запада и востока ВТП иногда намечаются параллельные менее протяженные поднятия с осевыми рифтами [40,78], в том числе и примерно того же возраста. Это исключает моноспрединговое (лишь в ВТП) образование не только всего Тихого океана, но и ВП.

Ложе ВП, в отличие о ЗП, более ровное, лишь холмистое и мелкогористое, едва прикрытое чехлом (до 0,3 км) осадков и гальмиролитическими красными глинами; его пересекают более тридцати крупнейших (длиной до 5-6 тыс. км) и крупных широтных, поперечных к ВТП разломов, более древних, чем ВТП, но и ныне пересекающих и смещающих его на десятки и сотни км, менее крупных разломов сотни. По разломам смещаются все слои океанической коры, средняя толщина которой 5,7 км. Океанические плиты ВП оказываются немоналитными и мало способными передвигаться в целом и оказывать компрессию при “скупивании”. Одни разломы – сдвиги, по другим заметны вертикальные движения, третьи – слабо раздвиговые.

Средняя глубина ложа ВП 4,3 км, т.е. близка к критической для карбонатов. Средняя толщина второго (1,2 км) и третьего (4,2 км) слоев океанической коры более постоянна на площади, чем в ЗП. Наиболее тонки эти слои в осевой зоне ВТП (местами здесь они не выделяются), которая отличается и наименьшими скоростями сейсмических волн. Скачки скоростей в третьем слое говорят о блоковом строении дна. Высокоскоростной слой коры установлен [9] в фундаменте частных, обычно поперечных к ВТП рифтовых хребтов близ континентов; во впадинах он отсутствует. Магнитное поле ВП, особенно в ВТП и местами во впадинах, более упорядочено, чем в ЗП [46,47]. Однако оно мало связано с раздвигом в осевой, рифтовой зоне ВТП – в основном тектонической, орогенной формы, совмещенной с вулканической аккумуляцией. Рифтовая долина узкая (0-2 км)- с сильным гидротермаль-

ным вулканизмом. Наличие участков с разнонаправленными магнитными сериями позволяет [35] восстанавливать древние, возможно меловые локальные рифты. Возраст пород ВП кайнозойский, в основном не древнее палеогена. В отличие от ЗП тепловой поток в ВП сильный, землетрясения частые. Поскольку ВТП начало подниматься в миоцене [2,3,33], большая часть базальтов ВП произошла не из ВТП (гл. 3).

Основные загадки ВП: 1) причина геоморфологической непохожести на ЗП и ЗАКО и 2) состав, строение, возраст и тип фундамента под ее тонкой корой как во впадинах, так в ВТП. Скучные сведения дают дражные пробы эскарпов разломов Кларион, Клиппертон и др. Это в основном базитовые высокотемпературные метаморфиты и редкие гнейсы, указывающие скорее на континентнокоровый фундамент, чем на метаморфизованную древнюю океаническую кору (гл. 3 и 5).

Южная Пацифика (ЮП) изучена меньше ВП и ЗП, но имеющиеся материалы подтверждают выводы по ВП. По возрасту, строению и степени океанизированности она близка к ВП, хотя ее краевые западная и восточная зоны несут некоторые черты и ЗП. Существенное отличие ЮП от ВП и ЗП – ее ограничение протяженной пассивной континентальной окраиной на юге. Ось субсимметрии ЮП – Южно-Тихоокеанское поднятие (ЮТП) – субширотное юго-западное продолжение ВТП. Многочисленны трансформные сдвиги с элементами раздвига и вертикальных смещений, но почти все они косые, вытянутые в основном с СЗ на ЮВ, и амплитуда их достигает сотен км, а протяженность разлома Элтанин даже 1100 км. В нем обнаружены метаморфиты фундамента Тихого океана [25, 26] – микроскладчатые кристаллосланцы, оливин-пироксеновые гранулиты и серпентинизированные перидотиты.

По окраинам ЮП имеются крупные массивы фундамента, в том числе и останцы континентальной коры: на западе это соизмеримые с Новой Зеландией: плато Кемпбелл и Чатем [9,11], на востоке – реконструированный [14] массив Ареквива, в палеозое и мезозое поставлявший обломочный материал в Андийскую геосинклиналь.

Вопросы, относящиеся к ЮП, те же, что и по ВП: природа фундамента и способ его образования. Моносрединговый (в ЮТП) механизм, видимо, неприменим: ни спасительной субдукции на юге, ни свободы для миграции Антарктиды нет. Не лучше обстоит дело с проблемой перемещения “ЮЗ-й плиты” на север. Что же в данном регионе выражают полосовые магнитные аномалии? И для образования ЮП, таким образом, не остается иных способов, кроме тафрогенеза и расширения Земли [49]. К вопросу о генезисе – после изложения основного материала: в разделах об осадочных формациях (гл. 2), магматизме (гл. 3), переходных зонах (гл. 4) и геоистории (гл. 5).

ГЛАВА 2. ОСАДОЧНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Геологические формации (Ф) – типы региональных парагенезов генетических типов отложений (ГТО, [85,89]) или ландшафтных фаций, а для магматических формаций – парагенезов горных пород – важнейший и надежный признак океанов и “неокеанов” и критерий их распознавания в прошлом. Собственно океанических осадочных формаций, образующихся вне окраин континентов, или океанов, в океанических котловинах, или впадинах, и на разделяющих их хребтах и поднятиях, немного, и они относятся к седиментогенным биогенным (БФ) и механогенным (МФ) семействам и одной-двум хемозлювиальным (ХЭФ) формациям. На формационный уровень могут подняться гидротермальные образования рифтов и крайне гетерогенные конденсированные накопления на поднятиях. На островах образуются субаэральные ГТО, фации и Ф, в основном уже “континентальные”.

Биогенные формации относительно разнообразнее, а представляющие их тела – стратоны крупнее по толщине, слагая осадочный чехол на 60% или несколько больше [4, 34-36]. По биоэкологическим признакам БФ делятся на планктоногенные и бентогенные подсемейства и первые еще на известняковые и кремневые группы в ранге родов. Кремневые, или силицитовые формации, – лишь планктоногенные. Известняковые планктоногенные формации (ИПФ) по породному составу практически однотипны: они сложены породами и осадками типа писчего мела, и их часто называют меловыми. В них резко доминирует нанопланктон, почти исключительно остатки внешнего скелета золотистых водорослей кокколитофорид – кокколиты, и в этом отношении они тождественны писчему мелу на континентах. Сходство распространяется и на второй компонент – раковины фораминифер, и это чисто литологическое сходство (по тождеству пород) на заре литологии и задолго до возникновения формациологии привело к ставшей ныне классической ошибке, на примере которой студенты учатся различать геологические тела разных иерархических уровней и не допускать их отождествления. Еще молодой А.Д. Архангельский, используя научные результаты четырехлетней кругосветной экспедиции на “Челленджере”, по сходству писчего мела Поволжья с “глобигериновым илом” океанов ошибочно допускал на Русской плите батинальные глубины и океанские обстановки. В 50-е гг. XX века Г.И. Бушинский доказал, что глубина мелового моря на Русской плите не превышала 200 м и что литологического сходства недостаточно для отнесения платформенных и океанских мелов к одной формации: формационно, по ГТО и геологическим обстановкам, они резко различны, что ясно выражено другими литологическими, палеонтологическими и геологическими признаками. Меловые формации платформ, геосинклиналей, как и окраинных морей, отличаются от океанских присутствием бентосных известковых

и кремневых фоссилий, терригенных и мелководно-морских аутигенных и эдафогенных компонентов, много большим числом и толщиной подводно-элювиальных известняковых и фосфоритовых панцирей – свидетелей большого числа и более длительных перерывов. Они резко различаются по форме и размерам площадей развития, толщине, фациальной структуре и формационным парагенезам. Геологически их не спутаешь, но необходим комплексный генетический анализ [85,89].

Меловая океанская формация (МОФ), самая распространенная в Тихом океане и одна из самых типичных и диагностичных для океанов, по способу образования, как и на континентах, бигенетична, *седиментогенна и элювиальна*, но и то и другое биогенное: она биопланктоногенная по основному компоненту и по способу седиментации и практически нацело синседиментационно биотурбитовая. Кроме полного биоэлювиирования, в ней аperiодически образуются панцири (калькреты), т.е. еще и хемозлювий – свидетель перерывов в седиментации. Малая толщина региостратонов (десятки м), относимых к формации, указывает на малую скорость седиментации (обычно миллиметры в 1000 лет, но локально, в местах апвеллингов она больше).

Если ориентироваться на континентные бассейны, то следует считать разными МОФ равнинно-котловинные и подводно-горные нанопланктонные отложения. Следует различать МОФ и по батимальной и климатической зональностям. Их формирование в целом происходит выше критической глубины карбонатакопления (КГК), но ниже глубины действия штормовых волн (выше штормовой базы доминирует конденсирование осадков, а это создает уже другую формацию). По фораминиферам распознают низкоширотные, тепловодные (преобладают роталииды) и среднеширотные умеренно холодноводные (доминируют глобигериниды) МОФ. В аридных зонах под замкнутыми гигантскими (до тысяч км) антициклональными круговыми течениями в океане (в основном в южном аридном поясе, в океанических “пустынях”) биопродуктивность и терригенный сток очень малы. Эта региональная геологическая обстановка представлена особой МОФ, самой чистой (CaCO_3 до 99%), сильно конденсированной и малой (метры) толщины. Наличие глауконита и полная биотурбированность – ее важные формационные признаки (окислительная среда в воде и в иле, т.е. отсутствие или лишь следы редукционной зоны [53, 85,89]). МОФ, таким образом, дважды или даже трижды биогенна: первично – физиологически (образованием скелета), вторично – биофилтрационно (образованием копролитов, в составе которых кокколиты, избегая растворения, быстрее достигают дна) и “третично” – биотурбационно (синседиментационным поеданием осадка червями и другими илоедами).

По МОФ восстанавливаются батинально-пелагические и другие отмеченные выше условия, изолированность от терригенного силикатного вещества в течение десятков миллионов лет (1-й парадокс), но с аэрированной придонной водой (2-й парадокс), нужной инфауне и свидетельствующей об океанских размерах. Таких формаций не найти ни в современных средиземных и окраинных морях, ни на платформах и в геосинклинальных морях прошлого. Дно котловин “продувалось” приносившими кислород течениями из полярных широт; это означает, что бассейн был глобальным, океаническим по площади и глубине. Океанодиагностичен и парагенез МОФ с красными глинами и океаническими кремневыми формациями.

Рифовая океанская водорослево-коралловая атолловая формация (РОАФ) отличается максимальной суммарной толщиной (до 3 км) стратонев, в основном кайнозойских, нередко с полигенотипными подводными (иногда и с субаэральными) корами выветривания, включающими известковые, фосфатные, манганоферрооксидные панцири и глауконититы. Остов рифов-атоллов состоит из водорослево-коралловых биогермов высотой до сотен м. Доля “наполнителя” – коллювия всех пяти типов, турбидитов, планктоногенных и бентосогенных биолитов, а также лагунных отложений, подчиненная. Атоллы в тропических зонах образуют прямолинейные или дугообразные цепи (до 5 тыс. км); их ширина по основанию атоллов достигает сотен км. Коллювиально-турбидитовые и планктоногенные отложения глубоководных межатолловых проливов, также известковые – члены атолловой Ф. Она позволяет восстановить геодинамический режим опускания дна, часто быстрый провальный, который быстрым (до 16 см/год) ростом некоторых кораллов компенсировался не всегда, и атоллы тогда становились гайотами, на которых собиралась другая, полигенотипная, бентосо-планктоногенная, конденсированная, седиментогенно-подводноэлювиальная Ф, отвечающая малой глубине, активной динамике воды и практически полной, как и в РОАФ, изолированности от терригенного материала. Отсутствие или редкость береговых рифов ново-гвинейского типа [85,89], столь характерных для ЗАКО – знак доминирования во всей истории океана опускания дна. Хотя атоллы образуются и в окраинных морях, но в них они не достигают океанских масштабов, особенно по параметру толщины. РОАФ, таким образом, может быть диагностическим признаком океанов и критерием их реконструкции.

Кремневые океанские формации (КОФ) в Тихом океане, несмотря на большую развитость и выразительность планктоногенного кремненакопления сравнительно с другими океанами, по объему и разнообразию уступают известняковым. Толщина региостратонев не превышает первых десятков метров (исключение – локальные апвеллинги у подножий гор), площади

поясовые, меньшие, чем у известняковых Ф, концентрация биоопала в осадках редко превышает 50% [34-36], и вещественно это чаще глиняная или известняковая Ф. Но и подчиненный кремневый компонент остается самым важным формационным признаком, который указывает на обычно абиссальные глубины (\geq КГК), малую скорость седиментации (≤ 1 мм /1000 лет) и, в одном типе КОФ, высокие широты (диатомовая Ф, глубины могут быть и меньше КГК), а в другом – экваториальный пояс (радиоляриево-диатомовая Ф) и обязательные глубины больше КГК. КОФ, таким образом, двулики, и они создают лишь видимость прямого климатического контроля. На самом деле он вынужденный, для кремневого планктона пассивный, опосредованный более жестким, прямым температурным контролем конкурирующей, в низких-средних широтах доминирующей известковой седиментации. Кремневая же седиментация формационно реализуется там, где исключена известковая (холодными водами высоких широт), или там, где она сводится на нет (ниже КГК) растворением известкового вещества (экваториальный пояс). Здесь КОФ становится и элювиальной формацией типа терра-россы, промежуточной фазой к образованию элювиальной формации красных глин (см. ниже).

Из двух потенциально возможных для образования КОФ холодных поясов ныне продуктивен лишь приантарктический, в котором отсутствием речного стока сильно уменьшен другой, силикатный разбавитель. В северном, приалеутском поясе терригенный разбавитель оттесняет кремнезем в осадке на второстепенное место, и собственно КОФ не создавалась. В окраинных морях типа Охотского, даже при наличии ловушек-отстойников у берегов, накопление диатомитов прерывалось турбидитами, и они образовывали лишь апикальный элемент циклитов грауваккового флиша (палеоген и миоцен островов Алеутской и Курильской дуг). От КОФ отличаются и биокремневые юрские формации Сихотэ-Алиня (Ю.Г.Волохин).

По КОФ устанавливаются: океанские глубины на обширных площадях, широтная зональность, удаленность от континентов и (по биотурбированности) аэробность вод у дна. На материках, включая и “океаны” Тетис, Япетус, нет их полных аналогов – отличия те же, что и у известняковых Ф (см. выше).

Механогенные океанские формации (МОФ) представлены двумя мегалитотипами: силикатными глинистыми и известняковыми, если признать их формационный уровень. *Силикатные, глинистые Ф* дна котловин в основном “транзитные”, общие для окраин континентов и смежных океанических котловин. Чаще всего это *дистальный флиш* (до 1-1,5 км толщиной), проксимальные фации которого, точнее – фации глубоководных конусов толщиной в Тихом океане до 2-3 км – находятся в пределах КО, причем

только пассивных, а в Тихом океане их почти нет (Антарктида в течение последних 20-25 млн. лет дает в основном лишь айсберговый материал). Только побережье Канады и юго-востока Аляски, будучи “пассивной” КО, позволяет терригенному материалу выплеснуться и на дно океана, хотя главные его объемы оседают в пределах КО. Вероятно еще в неогене, когда не было перехватывающих Камчатского и Алеутского ГЖ, аналогичные дистальные фации формировались в СЗ углу океана. На поднятиях Обручева, Шатского и Хесса (гл.1) толщина аналогичных терри-планктоногенных отложений (K_2-Q) достигает 1-2 км [8,9,14,45], и в них вероятно участие местного (поступавшего из Северной Пацифики) материала. МОФ перспективны на нефть, газ и фосфориты (Э.Л. Школьник и др.).

Другой, *нефелоидный* тип глинистой Ф с глубоководными конусами прямо не связан: это нефелоидные гемипелагические и батинальные “синие илы” (до 100-200 м) некоторых периокеанических секторов. Они умеренно известковые с рассеянным органическим веществом и редукционным слоем. Эти глиняные Ф менее специфичны для океана, но в парагенезе с другими Ф они становятся диагностичными. На континентах и в КО часто вместе с диатомитовыми Ф, они нефтегазоносны (Сахалин, Аляска).

Известняковая механогенная Ф может обособляться от атолловой как в основном *коллювиальная и турбидитовая* лишь при достижении ее эмбрионом, подножной фацией атолловой формации, геологического масштаба, т.е. если она может быть региостратоном. Толщина накоплений, включающих планктоногенные отложения и подводные панцири, достигает многих сотен метров.

Элювиальные формации (ЭФ) – группа разнородных типов: формации красных глубоководных глин, возможной подводно-гидротермальной и латеритной наземной.

Гальмиролитическая формация красных глин (КГ) – самая океанотипичная и наиболее диагностичная. Красные глины покрывают дно котловин в основном ниже КГК, и они занимают 35,11% [34,36] площади Тихого океана, что больше территории Евразии. В разрезе чехла КГ – верхние, и их наращивание будет продолжаться долго. Подошва глин в разных местах неоднородна (от олигоцена, возможно и эоцена и палеоцена, до плиоцена), так что стратиграфически это серия тонких региостратонов, включающих диатомитовые и меловые фации. Наибольшая толщина глин 15-20 м, а длительность их формирования 20-30 млн. лет. Средняя скорость накопления меньше 1 мм/1000 лет (0,1, максимум 1 м / 1млн. лет). О крайней медленности наращивания глин также свидетельствуют: находки на поверхности глин зубов третичных акул и китовых отолитов (слуховых косточек), конденсирование космических шариков (до 15-30 в 1 литре глины, тогда как в 1 л из-

весткового ила – всего 1-2); сложнейшее строение Fe-Mn-конкреций, говорящее о длительности (до миллионов лет) пребывания ЖМК в верхнем, активном слое. Многие ЖМК формировались в течение десятков миллионов лет, и это недвусмысленно отражено в их многоярусном строении, во многом подобном строению кратона. ЖМК – миникратон, а КГ – “перерывная” Ф, и уже поэтому она – кора выветривания. Но подводноэлювиальный ее генезис многосторонний.

Наиболее ранний процесс преобразования осадков на месте, без топографического смещения, т.е. подводным выветриванием (экзогенным метаморфизмом–метасоматозом), – растворение известковых, а потом и опаловых биоморф и выносом этих веществ в наддонную воду. Красная глина прежде всего – *терра-росса*, конденсат или химический перлювий полиминерального, в основном терригенного глинистого вещества – остатка от растворения в основном известковых осадков, что подтверждено экспериментально [34] и географически: обе формации распространены практически только в едином ареале (на экваторе и в аридных зонах), только КГ фациально замещают меловые на участках ниже КГК. Опаловые скелеты в щелочной среде также растворялись, но их критическая глубина ниже КГК. Кремнезем шел на образование аутигенных цеолитов, калишпатов, смектитов, иллитов. Гидролиз силикатов высвобождал для этого SiO_2 , Al_2O_3 , Fe, Mn, K, Na, Ca, Mg и др., а гидратация и окисление элементов переменной валентности вели на геохимическом барьере (на границе осадок/вода) в верхнем активном слое к росту железо-марганцевых корок и конкреций (ЖМК). Корки–панцири, аналоги пустынного загара, чаще образуются на твердых породах и скалах. Бיוвыветривание (биотурбация), эпизодическое вымывание глинистого вещества и конденсирование ЖМК дополняли “эклектичный”, комплексный элювиальный процесс, ядро которого составлял *гальмиролиз* (химическое выветривание [85,89]). Времени на любые преобразования и новообразования в условиях полной динамической стабильности всегда было достаточно.

КГ, несмотря на малую толщину, является полноценной геоформацией с большим генетическим, палеогеографическим, геодинамическим и историко-геологическим содержанием. По ней судят о пассивном или “нулевом” тектоническом режиме (на длительное время исключение эндогеодинамики), стабильности, фиксированности рельефа, глубины, о глобальных размерах океана, простирающегося на все широтные, климатические зоны (почти “от полюса до полюса”), об окислительных условиях у дна и изолированности от потоков терригенного силикатного материала. Эта обстановка, видимо, сохранится еще на многие десятки миллионов лет, если не навсегда, поскольку в океане и в недрах под ним пока не просматриваются силы, способные активизировать или как-то изменить статус-кво. Но в геологии все возможно.

Ф красных океанических глин неизвестна на континентах. Поэтому правомерен вопрос: были ли на Земле океаны современного типа до середины мезозоя? ФКГ однозначно показывает, что геосинклинали прошлого не были и не могли быть океанами; самое большее, что можно допустить, – они могли быть лишь периокеаническими бассейнами, подобными современным КО, если существовали сами океаны.

Другие океанские элювиальные формации и кандидаты в формации не столь специфичны. Ограничимся их кратким определением. ***Подводные поля гидротермально-элювиальных образований***, включающих сульфидно-сульфатно-оксидные седиментогенные ***хемогермы*** (“курильщики” высотой до 50-60 м [37]) и ***рудные*** (“металлоносные”) слои вокруг них – один из вероятных кандидатов в Ф: При достижении временных и пространственных геологических масштабов они станут ***подводной гидротермно-элювиальной Ф*** с включениями сидилитов. Эти образования не специфичны для океанов, так как их близкие аналоги встречаются и на континентах, в геосинклиналях, например, на Урале, и в переходных зонах (например, на Камчатке и Курильских о-вах).

Наземная, ***латеритная элювиальная Ф***, мощно развитая на Гавайских и других о-вах тропического пояса, еще менее океаноспецифична из-за своей “космополитности”.

Итак, в Тихом океане, почти нет континентноспецифичных осадочных формаций [85,86,89], а на материках нет океаноспецифичных формаций. Самая специфичная океанская формация – кайнозойские (местами, возможно, в нижних горизонтах меловые) глубоководные красные глины. Ее образование невозможно в окраинных, внутренних и средиземных морях, включая геосинклинальные. Поэтому нет оснований для отождествления геосинклиналей и океанов. ***Геосинклинали прошлого не были океанами, и океанов современного типа, видимо, в доюрское время не было на Земле [3].*** Менее ясно дело только с впадиной Тихого океана (гл.5). Другая типоморфная Ф – ***меловая*** – в той же мере специфично океанская, хотя чисто внешнее литологическое сходство с континентными Ф сглаживает их резкие формационные различия. Кремневые и атолловая Ф, будучи специфично океаническими, из-за сходства основных генетических типов осадков и пород, могут быть принятыми за геосинклинальные. Они требуют более тщательного генетического и формационного анализов.

ГЛАВА 3. МАГМАТИЗМ, МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ И ФОРМАЦИИ

Магматизм Тихого океана в целом и его вулканизм в особенности, хотя и менее разнообразны по сравнению с таковыми континентов, все же позволяют геосторически и генетически дифференцировать его дно и отличить океан в целом от континентов, а также пролить свет на его происхождение. Будучи почти нацело базит-гипербазитовым, сугубо мантийным, магматизм З. Пацифики, тем не менее, разнообразен, разнороден и богаче типами, чем в других частях океана, за исключением АКО, особенно ЗАКО. И вулканизм, на 80-90 % базальтовый, в основном толеитовый [15,17,19, 40,41,44,45,78,96-109,116,126 и др.], оказывается все же разнообразным, хотя главных моногенетических (одноочаговых) базальтовых серий мало: это толеитовые нормальной щелочности, субщелочные и щелочные серии. Они расчленяются более подробно по химизму, степени дифференциации и контрастности. Наиболее контрастные, базальт-риолитовые эффузивы, формально бисерийные, А.А. Маракушев [44] сводит к единой, моногенетической серии – производной одного расплава, но испытавшего расщепление на преобладающий базальтовый и малообъемный кислый. В океане контрастные серии встречаются чаще “непрерывно дифференцированных”, не характерных для океана [96].

Вулканические формации океана слагаются либо эффузивами одной серии, циклично наслаивавшимися друг на друга, либо они гетеросерийны и состоят из вулканитов разных серий, нередко разделенных осадочными слоями. В Тихом океане распространены формации: 1) ареальных океанических толеитовых платобазальтов, 2) толеитовых базальтов и долеритов, 3) толеитовых и субщелочных базальтов и долеритов и их дифференциатов, 4) щелочных (включая фельдшпатоидные) базитов.

Формация ареальных океанических толеитовых платобазальтов (ФАОПБ) характерна для нижних частей разрезов коры котловин ЗП (Северо-Западной, Восточно-Марианской, Центральной, Меланезийской и др.) и ЗАКО (Южно-Фиджийской, Кораллового моря и др.), а также и ВП, где они сильнее скрыты базальтами типа MORB. ПБ широко распространены в древнем, мезозойском фундаменте ЗП – первичной коре плит [14,15,40,108]. Их наиболее древний возраст – от 180 до 110 млн. лет, хотя анкарамиты и трахиты основания гайотов еще древнее (поздний триас – 215 млн. лет [13,15,18]). ПБ, таким образом, относятся к первому (T_3 - K_1) известному нам циклу океанского вулканизма с режимом “рассеянного растяжения” дна или “неупорядоченного спрединга” [2,3]. Это толеитовые серии, обычно слабо дифференцированные по феннеровскому типу (пикробазальты, ферротолеи-

ты, редко с незначительным объемом кислых пород), реже субщелочные базальты.

Сильная пористость, субаэральные коры выветривания, отсутствие подушечной макроструктуры и метельчатой микроструктуры, переслаивание с континентальными и мелководными осадками (с соответствующей биотой) свидетельствуют об их наземном и неглубоководном (не глубже 500 м) излиянии, после чего они погрузились на современные глубины (до 5 км [55,68]). Обычно они порфиновые, вкрапленники – клинопироксен, плагиоклаз, реже оливин, в основной массе обычен титаномагнетит. По химизму они похожи на траппы платформ континентов, а от базальтов СОХ отличаются большим содержанием титана и щелочей, особенно калия, а также легких РЗЭ [108] – их мантийный источник не был истощенным, в противоположность источнику базальтов СОХ. Широкие вариации изотопных отношений говорят о возможной контаминации магмы материалом континентальной коры (КК).

Сходство ОПБ и континентальных траппов не только в их составе – и те и другие слагают огромные площади, которые на континентах получили название Large Igneous Province (LIP), и связаны с зонами дробления КК [108]. Ареальные платобазальты, видимо, – результат того же, но более интенсивного процесса. В ВП в низах разрезом впадин лежат также АПБ, но только более молодые (палеогеновые [40]). Они перекрыты базальтами типа MORB (но генетически не связанными с ВТП).

Находки в пересекающих котловины разломах (Кларион, Клиппертон и др.) пород КК (амфиболовых гнейсов, гранулитов, гранодиоритов, кварцитов с гранатом, мраморов), позволяют отнести эту кору к платформенному типу [14,78]. Океаногенез и в ВП начался с платобазальтового магматизма. Пока нет находок пород чехла подстилающей платформы, приходится предполагать довулканический осадочный покров – наземные и шельфовые отложения и коры выветривания, как это установлено в ЗП [8,9,14] и других океанах. Косвенно на это указывает и Колумбийская ПЗ (гл. 4).

Сходную с АОПБ позицию занимают во многом близкие им базальты с повышенной железистостью, по Э.Д. Голубевой [17] – базальты KLAEP: они тоже обогащены калием и другими крупноионными некогерентными элементами (но еще и Р, Ti), встречены в зонах древних (J-K₁) долгоживущих разломов, активизированных и в кайнозой (следовательно, остававшихся на одном месте), широко распространенных в ЗП (в Восточно-Марианской, Меланезийской, Северо-Западной и др. впадинах, хр. Лайн, на плато Огасавара, поднятии Шатского, вале Хоккайдо-Зенкевича), в морях АКО (вместе с субщелочными базальтами). Они неоднородны по составу и, вероятно, полигенетичны. Их генезис скорее всего связан с интенсивным

подтоком трансмагматических флюидов из мантии, наследующих зоны проницаемости для океанского траппового магматизма [44]. Помимо Fe-тренда в них появляется сиалический, выражающийся финальными кислыми вулканитами без резкого увеличения железа и титана, возможно, связанный с преобразованием КК. Базальты KLAEP – подтип формации АОПБ, если не отдельная формация.

Интрузивные породы, комагматичные ареальным ПБ, – силлы и мало-глубинные интрузии и дайки, на больших глубинах сменяющиеся крупными интрузивами основного и ультраосновного состава (преимущественно лерцолиты и гарцбургиты, реже дуниты и различные габброиды) – близки к трапповому платиноносному интрузивному магматизму платформ [25, 44]. Они обнаружены в разломах и обычно перекрыты вулканитами.

Формация толеитовых базальтов и долеритов (ФТБД) более молодая, чем ФАОПБ, объединяющая эффузивы как одиноких, мало протяженных коротко живущих рифтов и их групп и зон рассеянного растяжения (котловины), так и рифтов “концентрированного” растяжения – кайнозойских СОХ. Формация представляет средний (K_2 - P_1 , 100-55 млн. лет), наиболее мощный по объемам базальтов и воды, и кайнозойский циклы вулканизма. Обычно эта формация называется mid-ocean-ridge basalts (MORB, базальты срединных океанических хребтов) или ocean-rift toleits (TOR, толеиты океанских рифтов [19]). Изредка в низах разрезов встречаются коматиты и пикриты, а в верхах – исландиты и совсем мало – дациты и риолиты. Излияния трещинные, в основном глубоководные [107]; обычные подушечные афировые лавы; метельчатая микроструктура, пижонит в основной массе указывают на быстрые подъем и застывание горячей магмы в воде, а гиалокластиты, планктоногенные известняки, силициты и ферролиты – и на пелагиаль. Многочисленны дайки и силлы, в том числе и ложные (из-за давления воды $>0,5$ кбар), тех же пород. Вкрапленники – Са-плагиоклаз, авгит – редкие (еще реже оливин). Бедность многих пород Fe-оксидами (магнетит часто отсутствует) и восстановленность флюида способствовала росту железистости и развитию феннеровского тренда дифференциации. Содержание флюида в закалочных стеклах не более 0,1-0,7 %, и оно прямо коррелирует с калием. В газовой фазе лав высока доля восстановленных форм, особенно водорода.

Главное отличие базальтов СОХ от мирового стандарта толеита – их бедность калием и другими крупноионными некогерентными элементами, легкими РЗЭ и отчасти высокозарядными элементами группы титана. Видимо они – производные обедненной, истощенной мантии, на разных этапах потерявшей большую часть названных выше элементов. По щелочности и малым элементам выделяют нормальные, переходные и обогащенные ими

подтипы. Рифтогенные кайнозойские базальты распространены в ВП, особенно в ВТП, ЮТП, в малых рифтовых системах Галапагос, Горда, Хуан-де-Фука и др. [19,107], изредка в ЗП (Муссау [28,76], Идзу-Бонин и др.). В ЗАКО они не установлены.

Комагматичные с вулканитами интрузивы в обычной офиолитовой ассоциации представлены малощелочными, хромитоносными ультрабазит (дунит-гарцбургит)-габбровыми парагенезами, вскрытыми преимущественно в СОХ и вне их в разных разломах [44]. В ВП и ЮП такой магматизм интенсивен с эоцена, в другом, чем в ЗП, цикле. На востоке [26] и юге океана это самый сильный магматизм, видимо вызванный смещением в ВП плюма, в Мз фиксированного в ЗП (менее сильные его ветви, вероятно, сместились в ЮП, ЗАКО [11,21.22,51,84,91,103]), а также и на север.

Формация толеитовых и субщелочных базальтов и долеритов (ТСЩБД), чаще слабо дифференцированных, характерных для межрифтовых зон плит и наложенных вулканических хребтов, поднятий, плато, одиночных гор, островов, т.е. “внутриплитный” магматизм. Постройки – центрального типа, как под-, так и надводные. В основном это крупные щитовые вулканы с насаженными стратовулканами, образующие хребты и изометричные группы, обычны гайоты. Неравномерное распределение вулканических центров, вероятно, отражает различия тепловых режимов и строения фундамента. Более древние вулканиты этой формации ($K_2?$ - $P_1?$) – субщелочные базальты и трахиты гор Мид-Пацифик, где они после длительного перерыва в вулканизме перекрывают позднеюрские (150 млн. лет) пикриты и анкарамиты. Типичные прототипы Ф – Гавайи и Императорские горы. На Гавайях наиболее ранние титанистые толеитовые вулканиты с низким содержанием калия [107] сменяются в посткальдерную стадию субщелочными базальтами и их дифференциатами, а после длительного перерыва и эрозии заканчиваются малообъемным щелочным вулканизмом с фельдшпатоидами (ФЩФБ). Близкий к гавайскому вулканизм Императорского хребта обладает более протяженными сериями (с пикритами и кислыми породами). Смена толеитового вулканизма субщелочным или щелочным – наиболее характерная черта этой Ф или двух разных Ф.

При всем разнообразии вулканитов Ф они четко отличаются от базальтов СОХ и ПБ большим содержанием в толеитах калия, железа и титана и важной ролью пород субщелочного типа. По сравнению с ФТБД они обогащены ЛРЗ и крупноионными литофильными элементами, что говорит об их происхождении из менее истощенной мантии. Ф. широко распространена в ЗП, где часто наложена на более древние мезозойские вулканические образования, например, по северному и восточному обрамлению Мид-Пацифик, в Восточно-Марианской и Северо-Западной провинциях, в хр. Лайн [15,16].

Возраст Ф преимущественно меловой и кайнозойский. В областях их развития в ЗП установлено интенсивное дробление дна. Базит-гипербазитовый интрузивный магматизм сопровождает этот вулканизм.

Формация щелочных фельдшпатоидных базитов (ФЩФБ) – финальная для мезозойского вулканизма [15,27], малообъемная, но очень разнообразная петрологически (множество серий) и неспецифичная для океанов, распространена лишь в восточной части ЗП: 1) на Полинезийском своде и поднятиях Тубуаи и Туамоту развиты серии натриевого и натриево-калиевого типа, на Маркизских о-вах и о. Самоа – калиевые (субщелочные) базальт-трахитовые, фонолитовые с анкарамидами и тристанитами; 2) серии щелочные (с фельдшпатоидами) нефелин-фонолитовые (8,8-1,3 млн. лет) с оливиновыми анкарамидами и нефелиновыми базальтами; более древние на о. Таити с комагматичными щелочными габброидами (50 млн. лет [15,16,119]) и др.; 3) серии лейцитовых базанитоидов – в провинции Тубуаи. Комагматичные интрузивы отличаются повышенной щелочностью. В кайнозойском цикле магматизма ВП щелочные серии, вероятно, еще не вызрели.

Интрузивные породы океана из-за малой доступности для изучения известны меньше эффузивов. Их образцы поднимаются в основном с эскарпов разломов, желобов и со склонов гор. Все они относятся к базит-гипербазитам. В зависимости от тектонического положения [25] выделяются две группы: 1) породы СОХ и разломов дна; 2) породы островов, подводных возвышенностей и вулканических гор. Первая группа состоит из гипербазитов и габброидов с типом щелочности, аналогичным их вулканическим комагматам, часто с наличием полосчатых разностей. Среди гипербазитов выделяются кумулятивный и “тектонизированный” типы. Первый тип – результат дифференциации сильно магниальной магмы, имеет магматическую природу и обладает четким родством с комагматами. Второй – блоки или фрагменты мантийных кристаллических пород, поднявшиеся в верхние горизонты коры в твердопластичном состоянии и в протрузивном залегании. Их следует рассматривать как реститы от выплавления базальтов. Большинство базит-гипербазитовых комплексов входит в ассоциацию офиолитов, массивы которых обнаружены в крупных разломах Ново-Кантон, Элтанин и др. [25,26]. Среди комагматичного наложенному вулканизму пород второй группы резко преобладают родственные им интрузивные кумуляты.

Океанский офиолитовый магматизм в основном сходен с геосинклинальным и может быть отличим от него, вероятно, лишь в целом: он более однороден, менее дифференцирован, беднее петрохимическими типами. Гипербазиты (в основном лишь лерцолиты и гарцбургиты), габбро и базальты составляют единую генетическую серию. На континентах это еще дуниты, пироксениты, верлиты и политипные габброиды. В геосинклиналях и пере-

ходных зонах (38) офиолиты разнородны, и составляющие их габбро и базальты не относятся к одной серии. Континентные офиолиты обычно расчленены, и начальные и конечные члены ряда очень контрастны. Они богаче флюидами, что, возможно, и приводило к расчлененности.

Интрузивный базит-гипербазитовый магматизм, таким образом, не может быть простым и надежным основанием для различения континентов и океанов и восстановления последних на месте апогеосинклинальных складчатых поясов. Лишь изученный полно, в целом, он, по теории вероятности, может склонить к какому-то выбору, который, однако, надо подкреплять более надежными аргументами. В изучении магматизма океана еще много белых пятен. Признаки большей деплетированности интрузивных магматитов Тихого океана, чем в других океанах, возможно, связаны с более мощным его базальтовым вулканизмом. Интрузии чаще залегают в метаморфитах разной степени измененности: в зеленых сланцах, апобазальтовых амфиболитах и апобазитовых пироксеновых гранулитах, что также требует объяснения.

Эволюция магматизма как в отдельных блоках и регионах, так и во всем океане имеет общую направленность – от примитивного недифференцированного гипербазит-базитового, т.е. петрологически незрелого, к дифференцированному (в разной, обычно слабой, степени), более зрелому, полисерийному. Вулканы океанов по зрелости и дифференцированности в целом от континентных отстают. Из трех главных факторов эволюции – дифференциации в очаге, камере, углублении или “обмелении” очага-расплава и степени контаминации с веществом литосферы – действовали первые два [107]. Заметное проявление дифференциации могло осуществиться при длительной (в десятки миллионов лет) фиксированности дна над очагом, что исключает или уменьшает спрединг и иное перемещение дна.

Эволюция вулканизма выражается сменой примитивных толеитовых базальтов все более разнообразными толеитами, субщелочными и щелочными базальтами наложенных хребтов, гор и островов и появлением в блоках с утолщенной корой фельдшпатоидных базитов, а в других блоках – кислых пород нормальной щелочности: дацитов, риолитов и единично – андезитов. Среди дифференцированных серий наиболее распространены серии Na-типа, представленные двумя эволюционными рядами: 1) толеитовые базальты – ферробазальты – исландиты с подчиненными пикритами и риолитами; 2) субщелочные базальты – трахиты – трахириолиты. Более редки серии калиевого и калиевого типов с сиалическим трендом, проявляющиеся в посттитовую стадию без резкого накопления железа и титана (о-ва Пасхи, Сала-и-Гомес, Лайн, Магеллановы горы). В сериях с базальтами повышенной щелочности (Императорские горы, Гавайи, Маркус-Неккер) дифференциаты

представлены гавайитами, муджиеритами, бенморейтами, иногда вплоть до фонолитов [15]. Различия вулканизма и его эволюционных рядов отражают как неоднородность коры дна и более глубоких горизонтов, их блоковость, так и вариации глубины магмогенерирующих очагов. Эталоны плитного вулканизма – Императорские горы и Гавайев. Щелочной тренд вероятно, связан с углублением очага выплавления магмы.

Гавайский тип эволюции вулканизма не единственный. В Восточно-Марианской провинции на древних обогащенных базальтах KLAEP (см. выше) залегает серия титанистых базальтов–трахитов (верхний мел-палеоген) и щелочных базальтов (неоген-квартер). Отличие провинции – преобладание щелочных пород над толеитовыми и калия над другими щелочами. В одном из хребтов провинции, в Магеллановых горах и в ГЖ Каздан развит сиалический тренд, с объемами кислых пород (трахидацитов, пантеллеритов, трахитов) почти равных базальтам, что сближает их с вулканизмом о. Пасхи, Сала-и-Гомес и других блоков ВП. В центральной части океана, на экваторе и южнее его в Меланезийской провинции, на обширном плато Онтонг-Джава с самой толстой в океане корой (около 40 км) под известняками (Kz) – базальты, толеиты типа KLAEP, а соседнее поднятие Манихики (кора до 23 км) сложено Mg-толеитами (K₁) типа MORB, но обогащенными калием и элементами его группы (источник их был неистощенным) и бедные титаном. Внизу они сильно пористые, что указывает на малую глубину воды или на субаэральные условия, а уменьшающаяся и исчезающая пористость вверх по разрезу – на опускание дна на глубину 3-3,5 км за последние 100-120 млн. лет [Jackson et al. 1976, 15]. Строение разрезов, толстая кора и особенности базальтов привели к выводу [120], что обширная область этих поднятий – переработанный и опущенный блок КК. И плато Кемпбелл, поднятия Чатем, Шатского и др. (гл.1и 5) – тоже реликты КК с индивидуальной эволюцией магматизма.

Эволюция вулканизма Меланезийской котловины, изученная по разрезу впадины Науру, начинается с трех нижнемеловых (130-110млн. лет) комплексов толеитовых базальтов и силлов долеритов с микропегматитовыми срастаниями полевых шпатов и кварца, характерными для континентальных траппов, что в 1981 г. С.А.Щеку [123] навело на мысль о наличии океанских траппов. Массовое появление пород повышенной, особенно калиевой щелочности связано с интенсивностью трансмагматических флюидов [29,44,73]. Выше траппов – суб- и щелочные вулканиты.

Выводы. Магматизм Тихого океана одними своими сторонами сходен с таковым континентов (геосинклиналей и платформ), другими – отличается. К первым относятся платобазальты, отчасти базальты KLAEP и офиолиты, ко вторым – практически полное отсутствие в океане гранитов (?), вулкани-

тов известково-щелочных серий с андезитами и максимальное развитие базальтов типа MORB, выплавляющихся из истощенной мантии. На континентах такие базальты появляются крайне редко в магматических геосинклиналях (Урал) или окраинных морях (Филиппинское) также при наибольшей океанизированности КК и в конце магматического цикла. Континенты и океаны резко различаются по магматическим формациям и геологическим обстановкам. Но этого чаще недостаточно для реконструкции океанов по магматитам континентов. Обратную задачу – реконструировать в пределах современных акваторий океанов предшествующую континентальную стадию (см. 5) – магматизм решает. Эволюция магматизма указывает на фиксированность дна.

ГЛАВА 4. ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ

Тихий океан окружен переходными зонами (ПЗ)– транзиталиями (Л.И. Красный), или континентальными окраинами (КО) четырех-пяти типов: 1) активными широкими с окраинными морями (ОМ) и островными дугами (ОД) – на западе и севере; 2) активными узкими без ОД и ОМ – на востоке; 3) пассивной (антарктической) – на юге; 4) смешанной, в основном пассивной – на северо-востоке (Колумбийский тип ПЗ, по В.В. Белоусову) и 5) Меланезийский тип ПЗ, по Б.И. Васильеву [10], – внутри ЗАКО. ПЗ хорошо изучены [8,10,11,21,22,45, 51, 84-88, 90-93,95-107,113-118,126 и др.], и здесь они рассмотрены лишь в той мере, какая нужна для выяснения истории и происхождения центральной части Тихого океана.

Западная активная континентальная окраина (ЗАКО) наиболее протяженная (от Арктического океана практически до Антарктиды) и широкая (на экваторе – более 4 тыс. км), сужающаяся к высоким широтам (не знак ли вклада ротации в генезис ЗАКО и всего океана?) и “пережимающаяся” у экватора, на севере Новой Гвинеи [10], где выделение КО становится формальным: здесь центральная часть океана практически начинается от кратона Австралии (см.ниже). На этой экваториальной оси субсимметрии особенно интенсивен и нагляден деструктивный процесс, начавшийся в конце мезозоя (когда севернее и восточнее уже наметилась центральная часть океана – ныне это ЗП [10,18, 33,91,116]) и превративший континентальную территорию, по размеру превосходящую Австралию, в уникальную *полиостроводужную систему*, некоторые черты генезиса которой выявляются даже на географической карте. Азиатско-Австралийский континентальный мост и почти равный ему сектор КО южнее экватора и восточнее Австралии превратились в архипелаги бордерлендов (“отщепенцев” КК) – разнонаправленных останцовых дуг, вместе с ВД [21, 22] и ГЖ обычно конформно окружающих впадины с суб- или океанической корой. Их образование не может

быть результатом лишь спрединга: ведущим было проседание дна (тафрогенез) на месте океанизированных жестких массивов КК, подготовленное для этого магматическим замещением коры [6,42-44,95-101,103, 105,106,114-117]. Процессы, готовящие участки земной коры к тафрогенезу, активно обсуждаются в последние 30 лет – реакция на крайний мобилизм. Инициатор и лидер этого направления – выдающийся геолог В.В. Белоусов [5,6]. Многие геологи, петрологи и геофизики его школы в ОИФЗ РАН [38, 39, 57, 58], МГУ и др. ВУЗах успешно продолжают разработку проблемы [23, 42, 43, 56, 59, 60, 66, 71, 77, 96, 102, 106, 104, 116].

О проседании земной коры свидетельствуют изометричность котловин ОМ [16,91], останцы КК типа Ямато в Японском море, гайоты [13], сохранение положения хребтов и котловин (на последние нередко надвигаются ОД – изостатически или давлением магматического диапира). По разнонаправленным системам полосовых магнитных аномалий (Филиппинское море [118]) реконструируются местные рифты. В Тасмановом море [51] протяженность рифта больше тысячи километров, а величина раздвига не больше десятков км.

По степени океанизованности коры и возрасту базальтов и осадков установлен в основном третичный возраст ОМ и последовательность их образования. Филиппинское море и Марианская ОД – раннепалеоценовые, Японское море – миоценовое; в Охотском море океанизация только начинается с образования двух небольших впадин с субокеанической корой (Южно-Курильской и Дерюгина). Берингово море находится практически в той же или в мало опережающей ее стадии, что, возможно, объясняется положением на “оси” ЗП, ранней части океана. В субширотных рядах морей, например, Филиппинского – Южно-Китайского – Желтого, тот же возрастной и стадийный ряд-последовательность (от более древних к молодым): незатухающая деструктивная трансгрессия позволяет прогнозировать новое ОМ (залив Бохай, Припекинская низменность и бассейн Сунляо) и новую ОД – бордерленд (п-ова Шаньдун и Корейский [48, 91]). Сходно идет эволюция и на южном фланге ЗАКО – от Соломонова моря и Новой Гвинеи к Тасманову морю, где также нет признаков остановки наступления океана на запад и юг. **Меланезийская переходная зона**, выделенная Б.И. Васильевым [10], – южный, в плане клиновидный сегмент ЗАКО протяженностью более 12 тыс. км и шириной на экваторе 5 тыс. км, выклинивающийся на юге вблизи ЮТП вместе с хр. Маккуори (рис. 2). В его северо-западном углу, в прибрежной зоне о. Новой Гвинеи переходная зона фактически пережимается до нескольких километров: Австралийский кратон и его чехол (кембрий-квартер) обрезаются субширотным Новогвинейским разломом, принятым за южную границу Тихого океана. Здесь, таким образом, континент контактирует с

центральной зоной океана. Их граница условна или отсутствует на всем протяжении (5 тыс. км) субширотного участка, до о-вов Тонга и одноименного ГЖ, где она становится четкой и типичной: асимметричный ГЖ с сейсмофокальной зоной, ОД Тонга-Кермадек и система ОМ и внутренних ОД (Фиджи, Новые Гебриды и др.). На участке Новой Зеландии ГЖ входит в миниконтинент (3000x1000 км) Новая Зеландия + подводные (в ЮП) плато Кемпбелл + поднятие Чатем, и КО выклинивается, а структурная граница снова исчезает (за нее формально приходится принять изобату подножья подводного миниконтинента). ГЖ через 1,5-2 тыс. км появляется уже с западной стороны подводного хр. Маккуори, имеющего с восточной стороны параллельный ГЖ. Куда-что надвигается-пододвигается? Встречные субдукции или разваливание узкого хр. Маккуори при воздымании?

В северном субширотном отрезке Меланезийской ПЗ (5 тыс. км) более полно проявлены ее особые черты, важные для понимания истории и генезиса океана. Главная – отсутствие морфологической границы океан/материк между восточным окончанием ГЖ Витязь и ГЖ Тонга на востоке: молодая (N) Северо-Фиджийская впадина (КО) на севере постепенно переходит в юрско-меловую мегавпадину ЗП, и их структурная граница (1200 км) отсутствует. На других участках субширотной границы (>4000 км) за нее условно принимается цепь океанских трогов – асейсмических симметричных желобов без сейсмофокальных зон и ОД: Витязя, Северного Соломонова, Западно-Меланезийского.

КО Австралии имеет четкую структуру разбитой тарелки: угловатые обломки и разрывы разных направлений выдают жесткий континентальный фундамент: складчатые пояса ($Pz-Mz_1$) с наложенными впадинами (K_2-P). И эти черты раздробленности КК ясно прослеживаются на север в Западную Пацифику – центральную часть океана, лишь более океанизованную. В ее меланезийской части, в Каролинских впадинах с желобами Лира, Муссау и др., в Каролинском поднятии и вале Эаурипик вулканический фундамент не мезозойский, а олигоценый, как в ЗАКО; а в хр. Муссау – типично островодужные неогеновые вулканиты [28]. Здесь, таким образом, обнаруживается условность нашего, далекого от абсолютности деления земной коры на “континентальную окраину” и “центральную часть океана”: в этом секторе (меланезийском) южная часть ЗП, вероятно, до Марианских впадин на севере, по возрасту, геотформациям и строению, т.е. историко-геологически ближе к другим сегментам ЗАКО, чем к ЗП. Но и ЗП, со своей стороны, может “претендовать” на Меланезийский сегмент, неотделенный от нее никакой геологической границей, как на свою неотъемлемую часть. Следовательно, вся ЗП – это “разбитая тарелка”, и большая часть фрагментов, предварительно океанизовавшись, опустилась на теперешние глубины.

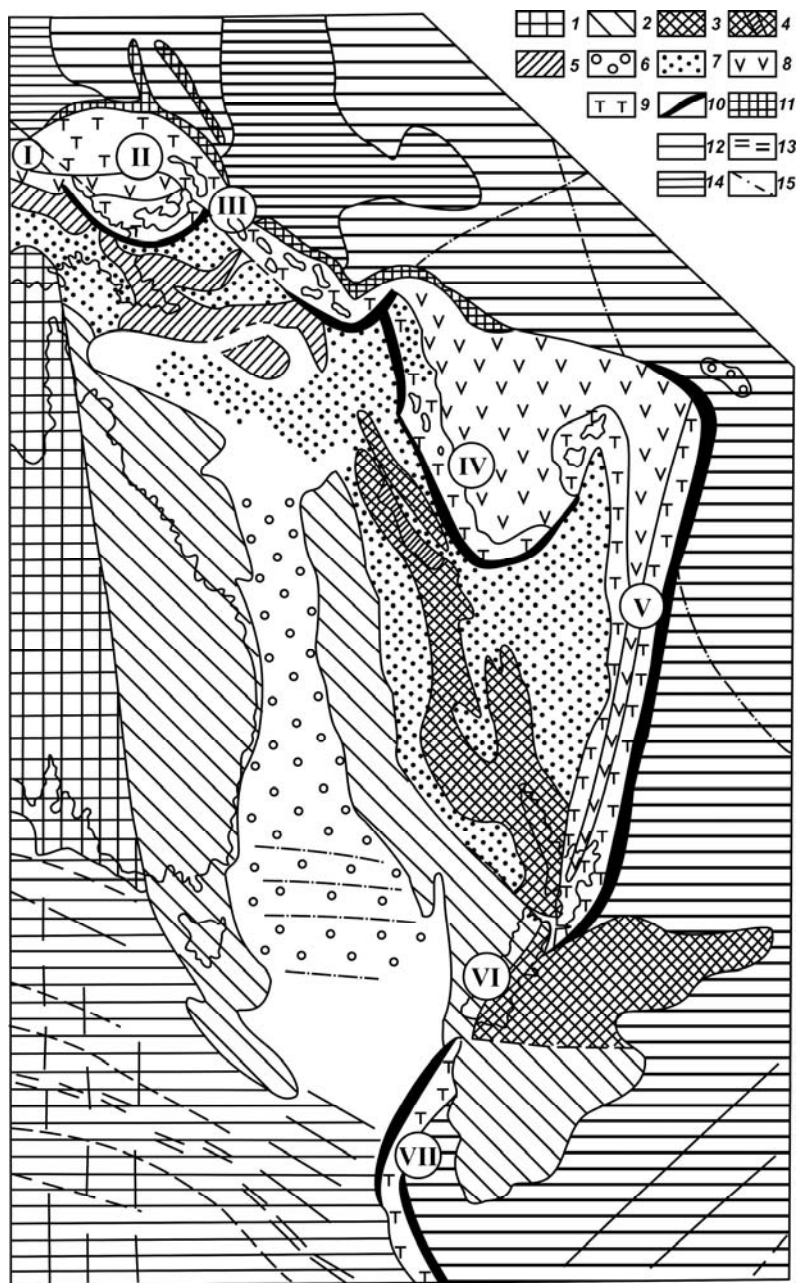


Рис. 2. Переходная зона колумбийского типа по В.В. Белоусову [5].

1 – древняя платформа; 2 – парагеосинклиналь Скалистых Гор; 3 – эвгеосинклиналь Кордильер (преимущественно триас и юра); 4 – гранитные и гранолиоритовые батолиты (преимущественно позднемеловые); 5 – францисканская формация (юра- мел); 6 – плато Колорадо; 7 – Большой Бассейн; 8 – траппы Колумбийского плато (миоцен); 9 – андезиты Каскадных гор (эоцен – миоцен); 10 – современные и четвертичные вулканы; 11 – осадочные породы и базальты (эоцен); 12 – миогеосинклиналь Восточной Кордильеры Мексики; 13 – домезозойский фундамент (срединный массив); 14 – меловые и более молодые обломочные отложения; 15 – Поперечный хребет; 16 – разлом Сан-Андреас; 17 – континентальный склон; 18 – изобата (м); 19 – Калифорнийское подводное окраинное плато; 20 – подводные крупные разломы; 21 – срединный океанический хребет (Восточно-Тихоокеанское поднятие); 22 – глубоководный желоб; 23 – «трансформные» разломы; 24 – пояс эпицентров землетрясений (изображен условно).

Все сегменты ЗАКО построены сходно: они состоят из субизометричных морей с (суб)океанической корой, останцовых ОД – бордерлендов, вулканических ОД [21,22] и ГЖ как с сейсмофокальными зонами, так и без них. Многие ГЖ не древнее миоцена или плиоцена, по простиранию мелеют, вылаживаются и кончаются, чтобы через сотню-другую км снова возникнуть. Внутри КО они сильно изгибаются (почти на 180^0), что субдукцию и заметные горизонтальные смещения делает нереальными. Эти изгибы местами с одного, южного конца ограничивают ОД (Новогвинейскую, Новогвинеидское, Соломоново и др.), ясно обозначая надвигание дуг и задуговых морей (а не пододвигание какого-то дна), в Австралийском секторе – на юг от экватора, и меньше на СВ (Тонга), а в сегменте хр. Маккуори – на две стороны – запад и восток. Все это делает разговоры о субдукции несерьезными.

В экваториальном секторе ЗАКО максимально развита формация береговых рифов Новогвинейского типа, изученная австралийским профессором Дж. Шапеллом и под его руководством одним из авторов [85,89]. В противоположность основному, Дарвиновскому способу формирования рифов при опускании дна, эта формация создавалась поднятием берега. Ее стратификация и строение подобны аллювиальным террасам, но отличаются масштабом: Берег Миклухо-Маклая, например, одет террасированным (из 50 террас) коралловым панцирем до высоты 600 м, и возраст верхней террасы 400 тыс. лет. Многие острова, начиная с Тонга и Фиджи и далее на запад в Австралийско-Меланезийском и Индонезийском секторах ЗАКО, до разной высоты одеты подобным панцирем, в плиоцен – четвертичное время довольно быстро поднимались, и орогенез продолжается ныне, что, как и образование вулканических дуг, нередко считается началом континентализации. Однако это не больше чем временная и естественная, как бы попятная фаза генеральной океанизации и противоречивого пути общего тафрогенеза. Но если не хватит “топки”, это развитие может остановиться на данной фазе, а геосинклиальный цикл продолжится и завершится общим орогенезом какого-то сектора ЗАКО.

Восточные активная и пассивная континентальные окраины (ВАКО и ВПКО) узкие, без ОД и ОМ. Однако в некоторых продольных хребтах и впадинах континентов (в Андах, на западе США и Канады) пытаются (ради симметрии?) найти что-то общее с ЗАКО и ее ОМ и ОД, хотя эти кордильеры и трюги, горсты и грабены в С. Америке заполнены континентальными отложениями (см. ниже). Эти явные и мнимые аналогии ОМ и ОД мешают видеть уникальность ВАКО, ВП и всего Тихого океана с его ясной асимметрией [62-65].

Восточные КО узкие, но с нечеткими границами. Океанская граница ВАКО ясна лишь там, где имеется ГЖ: в КО тогда войдет его континенталь-

ный склон и, возможно, узкий шельф, так как обычно в составе АКО рассматривается и вулканическая дуга (ВД); вместе с ГЖ она и определяет окраину активной. В Андах и Кордильерах США и Канады ВД нет, их аналогами считают континентные (они же и континентальные) вулканические пояса (ВП). Условность приемлема для субдукционных КО, но субдукция здесь и в других местах остается крайне проблематичной. В Андах скорее идет надвигание всего горного сооружения или только отдельных кордильер (в режиме растяжения орогена), что подтверждается образованием продольных грабенов-трогов. На территории Калифорнии, Орегона и Вашингтона (США) и Колумбии (Канада) подобная геодинамика (растяжение, складчатость, надвигание в меловое время и провалы продольных зон и подъем горстов-кордильер в N-Q) также хорошо изучена, но и она чисто континентальная, в ПЗ не входящая. ПЗ здесь считается пассивной, хотя геодинамически примыкающая зона континента активна: это колумбийский тип ПЗ.

К определению восточной границы ПЗ в Андах и С. Америке можно идти от общей оценки ситуации на западе Америк. Е.Н. Меланхолина [33] исходит из субпрямолинейности их западных берегов (резкое отличие от ЗАКО) и значительной фиксированности окраин на протяжении мезокайнозоя (можно добавить – вероятно, и позднего палеозоя), объясняя это осевым вращением Земли. Геодинамическая роль ротационного фактора устанавливается или предполагается все чаще, но пока как вторая или третья. Нужна более определенная оценка. Главное в Андах все же фиксированность в течение длительного времени уникального континентного известково-щелочного, андезитового вулканизма в течение многих десятков или сотен миллионов лет и его источника под толстой континентальной корой и в ней самой. В конце палеозоя и в мезозое Андийская геосинклиналь получала терригенный материал с запада, с материка Ареквины [11]; ныне это глубокий океан. Новообразованный Андийский ВП континентальный, и к ПЗ он, видимо, не должен относиться. Тогда какого же типа эта зона? Активная ли она? Во всех случаях она Андийская, со своими выразительными особенностями. Свое лицо имеет и Колумбийская ПЗ [5].

Переходная зона колумбийского типа, выделенная В.В. Белоусовым [5] на западе С. Америки (рис. 3), в основном в секторах США (штаты Калифорния, Орегон и Вашингтон) и Канады (Британская Колумбия), отличается сложностью строения и истории, сочетанием признаков АПЗ и ППЗ (последних больше) и не поддается удовлетворительной ТЛП-интерпретации. На суше, как и в Ю.и Ц. Америке, в прибрежной зоне – складчатый апогеосинклинальный пояс (Кордильеры, триас, юра) с активными современными динамическими (рифтинг, продольные сбросы, косые сдвиги – режим растяжения) и магматическими (андезитовый вулканизм Каскадных гор,

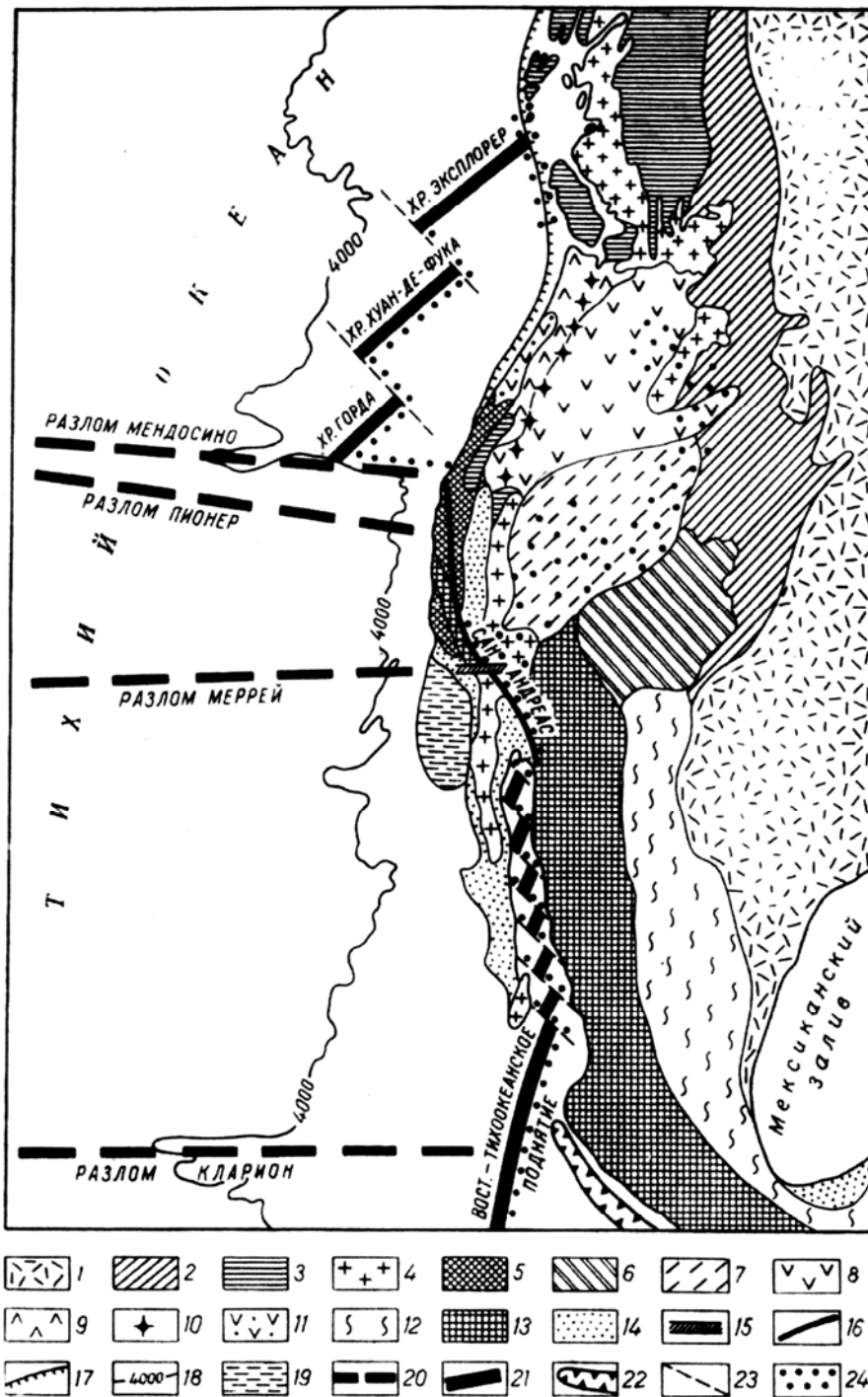


Рис. 3. Меланезийский тип Тихоокеанской зоны перехода по Б.И. Васильеву [10].

1 – Австралийская эпибайкальская платформа; 2-5 – складчатые зоны: 2 – палеозойская (тасманийская), 3 – раннемезозойская, 4 – то же, активизированная в палеогене, 5 – раннекайнозойская; 6-8 – наложенные впадины: 6 – позднемеловые, 7 – палеогеновые, 8 – неогеновые; 9 – островные дуги; 10 – глубоководные желоба; 11 – внутриокеанические делоба; 12 – котловина Тихоокеанской мегавпадины; 13 – приосевая зона Срединно-океанического хребта; 14 – подводные валы и плато; 15 – главные разломы. Римские цифры в кружках – звенья Австрало-Меланезийского сектора: I – Новогвинейское; II – Западно-Меланезийское; III – Соломоново; IV – Новогвинеидское; V – Тонга-Кермадекское; VI – Новозеландское; VII – Маккуори.

накладывающийся на позднемеловые батолиты гранитов и гранодиоритов) процессами, и они идут без какой-либо субдукции (отсутствуют зона Беньофа и ГЖ), т.е. без участия океанической коры и осадков. Замечательны и конкретные региональные образования – провинция Хребтов и Долин, или Большой бассейн, Колумбийское плато траппов (N_1^2), загадочный косой правый сдвиг Сан-Андреас, Поперечный хр., Калифорнийское окраинное подводное плато (подобное плато Блейк севернее Флориды в Атлантике) и другие. Большой бассейн овальной формы (СВ ось 1000 км, СЗ – 600 км) – молодое (N_2-Q_4) субизометричное поле “группового, или рассеянного рифтинга” вследствие регионального растяжения в ВСВ-м направлении и образования системы горстов и грабенов ССЗ-простираения на месте и при образовании сводового поднятия (с P_3 или с N_1). Это поле к ССВ сменяется также овальным, но несколько большим полем траппового магматизма Колумбийского плато, а на ЮЮЗ и З ограничивается батолитами гранитов и гранодиоритов (в основном K_2). Толщина земной коры всей этой области сокращенная до 18-20 км (в основном, вероятно, за счет “третьего” слоя), скорости сейсмических волн кровли мантии пониженные (7,8 км/с), а тепловой поток сильный, что характерно для ППЗ (но и для СВ-го Китая [48, 91]). Все это указывает на подготовку коры к тафрогенезу с образованием системы ОМ+ОД или очередного сегмента океанического дна.

В океане Колумбийская ПЗ В.В. Белоусовым очерчивается изобатой 4000 м, на 1000 км отстоящей от побережья. Этот самый пологий, широкий, постепенный, но ступенчатый переход от континентального склона к абиссальным глубинам есть, во-первых, наследие его первичной континентной природы, а во-вторых, наложенного сводового поднятия, на юге представленного тремя хребтами – сегментами “спредингового” хребта: Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер. Их зона сечет континентальные структуры и параллельна сводовому поднятию на континенте, демонстрируя безразличие этих форм к типу коры. В юрское и меловое время эта часть океана поставляла материал в Кордильерскую геосинклинали. Даже после площадных излияний базальтов в палеогене и неогене на многих участках этой ПЗ отмечаются континентальные и мелководные образования [5], ныне находящиеся на километровых глубинах.

Некоторые выводы по ВПЗ. Сложность строения ВПЗ и отличия от ЗПЗ объясняются в значительной мере ее длительной (палеозой – квартал) тектонической и магматической активностью и фиксированностью на одном месте, приведшей к наложению образований трех-четырех тектономагматических циклов друг на друга, и пока последним из них оказывается кайнозойский океанический. Все предыдущие циклы были внутриконтинентальными: области современных ВП и ЮП (по крайней мере, их восточные

части) поставляли терригенный материал как в Андийскую (реконструированный материк Арекипа [10]), так и Северо-Американскую [5] (францисканская серия) геосинклинали. В Колумбийской ПЗ окраинные плато опущены на разную глубину, например, Калифорнийское на 1-2 км. На поверхности ее – субаэральные базальты (возраст 4,8 и 1 млн. лет): эта большая часть континента (350х 200 км) ушла под воду лишь в плейстоцене. Толщина коры с приближением к шельфу уменьшается, в Калифорнии с 30 до 20 км и далее до 10 км: это уже океаническая кора, и она в среднем почти в два раза утоняется на расстоянии около 1000 км от континентального склона С. Америки, что зеркально повторяет утонение КК в ЗПЗ, например, в Филиппинском море [106-108]. Единственное удовлетворительное объяснение этой эмпирической закономерности – центриклинально нарастающая океанизация КК и ее замещение океанической корой. И здесь нет никаких признаков континентализации океана. Наоборот, наступление океана на континенты не ослабевает, но оно здесь в основном пока разворачивается на континенте, внутри литосферы.

Тихоокеанское кольцо (ТК) – в геотектонике это подвижный пояс, объединяющий большую часть ПЗ, или КО, и периконтинентальных складчатых (СП) и вулканических поясов (ВлП), сегметно разновозрастный (рифей – кайнозой), структурно резко неоднородный и разной ширины (от 4-5 тыс. км на западе до десятков км в подводном хр. Маккуори на ЮЗ или до нуля, если считать и Антарктическую ППЗ, где “кольцо” разрывается). Структурная целостность ТК видится в его общей конформности к современному очертанию океана (точнее, к дну с океанической корой), и в субпараллельности СП, ВлП, ОД и поясов ОМ. Хотя здесь много преувеличений и упрощений, такая конформность на большинстве участков при первом подходе просматривается. Но какой ее генетический смысл? Ныне это периклиналиное, точнее западное и северо-западное ярко выраженное наступление океанообразования на континенты и, после образования в кайнозое ВП, пока в основном подспудное, лишь готовящееся на востоке. Но если океанов современного типа раньше на Земле не было, то не могла реализовываться эта генетическая конформность. Остается одна, геологически “постоянная” причинная связь кольцевых поясов с центральным участком земной коры в двух-трех формах выражения: 1) жесткий блок КК (кратон) – и циркумконтинентальный подвижный пояс (пояса), приспособляющийся к нему; 2) раскол и умеренный раздвиг частей кратона – и межблоковые ПП, и 3) погруженные вследствие океанизации блоки КК (не только в ОМ, но, вероятно, и во многих котловинах центральных частей Пацифики) – и цепи гор, окружавшие (и окружающие) их.

ТК, или *Тихоокеанский кольцевой пояс* (ТОКП), во многом кажущаяся целостность, большей частью и скорее всего это пассивный (по своему периферическому к наложенному на континенты океану положению) “ансамбль” фрагментов кратонов и разновозрастных межкратонных и периферических ПП; в центральных частях океана кратоны, СП и ВлП, вероятно, сильно океанизированы и погружены в литосферу и мантию. Самые крупные и молодые, последние на нынешний день и небывалые раньше наложенные неконформные ПП – ВТП и ЮТП, заходящие и в ПЗ (Калифорнийский залив, Британская Колумбия). Они стали расти в миоцене, почти одновременно с СОХ других океанов [47], включая и Арктический. В последнем сходное поднятие – хр. Гаккеля – фактически инициальное, почти синхронное с началом тафрогенеза (впадины Амундсена и Нансена) внутри суперконтинента Северной Пангеи, еще недавно, в мезозое, объединявшей все северные материи, их шельфы и Арктику. Но почему СОХ нет даже в заметно более (чем Арктика) океанизированной ЗАКО, не без оснований отождествляемой [51] с концентрированной спрединговой зоной первого порядка? Или образование таких тектоно-магматических поднятий строго не связано с океанической корой?

Обобщение. Общее у ЗАКО и ВАКО – отсутствие признаков смены океанизации на континентализацию: нигде деструктивный для континентов процесс океанизации не сменился на противоположный, хотя наступление океана на американские континенты, после образования ВП, пока идет в первой фазе нового цикла, в форме внутрилитосферной подготовки (базификации) большой зоны континентов Америк. Граница же континент-океан пока здесь стабилизировалась.

Континентализация океана стала узким местом в ТЛП: прошел полный цикл Бертрана, а закрытия океанов не происходит; напротив, даже рождаются новые океаны (Арктический). Поэтому российские приверженцы ТЛП с надеждой смотрят на Корякию, как на сегмент Тихого океана, в котором, якобы, еще в раннем мелу происходили субдукция океанической коры под континент, скупивание, складчатость и образование из океанической новой континентальной коры. С тех пор континент как бы последовательно продвигается на ЮВ: ныне фронт его наступления – Алеутская дуга, которую тоже рассматривают как континентальное новообразование на океанической коре, вопреки очевидным фактам (древний континентальный фундамент и неокееанические кайнозойские формации), указывающим на ее остаточность (как бордерленд) от океанизированного континента [84, 85, 87-93, 95, 103 и др.] Задуговые котловины (Командорская и Алеутская в Беринговом море) с (суб)океанической корой некоторые геологи и ныне продолжают считать частью океана, обреченной на континентализацию. Но легко устанавливаемая

прямо противоположная фактическая геологическая история опровергает этот “сценарий”, видимо, написанный под теорию. В раннем мелу Корякия находилась по меньшей мере за 2 тыс. км (но скорее много дальше) от океана, который и ныне отстоит от нее на 1000 км, а тогда не только весь его северо-западный угол с Императорским хребтом, поднятиями Хесса, Обручева, Шатского, но, вероятно, и северо-восточный угол был континентом [9, 11, 111, 120]. Фундамент многих поднятий и фланговые острова (особенно приаляскинские) Алеутской дуги включает мезозойские, палеозойские и, возможно, более древние континентальные породы [7, 78, 91], аналогично Камчатско-Курильско-Японской дуге. Алеутская дуга – не чисто океанический наложенный ВП, а бордерленд, в разной степени океанизированный останец КК. Все выведенные на поверхность формации дуги (P-Q) континентальные [93,103], и для кластолитов палеогена материал приносился с юга, из океана. Скорее всего, лишь в миоцене океан подошел к Алеутской дуге и, наступая на Берингию, преодолел ее [103] – образовались субизометричные Командорская и Алеутская котловины с (суб)ОК. Южная часть Берингова моря – не реликт периферии океана, а новообразование – молодые наложенные тафрогенные впадины на месте участка КК и мантийного диапира под ним. Корякия была и осталась внутриконтинентальным складчатым апогеосинклинальным поясом, видимо никогда не соприкасавшимся с океаном. Но в будущем их встреча может состояться, если тенденция наступления океана на северные континенты здесь сохранится.

Иногда в качестве примеров континентализации приводят островные вулканические дуги, возникшие на ОК вследствие вулканической аккумуляции. Хотя таких цепей и хребтов в океане много, это лишь детали океана, а не континентов, и из таких деталей континенты нигде не собирались, во всяком случае нигде не описаны. Это лишь фаза развития океана.

Сходство геологического строения и эволюции ЗАКО и ЗП и их постепенный переход друг в друга в ряде мест – свидетельство их одинакового генезиса. Как будет показано ниже (гл. 5), они образовались в результате базификации (океанизации) КК и тафрогенеза, в ЗП лишь зашедших дальше. Сходство ЗАКО и геосинклиналей прошлого, подтверждая это, не позволяет полностью отождествлять последние с ЗАКО и тем более с современными океанами: не те ни мера, ни эра. Даже наиболее близкий по возрасту, как геосинклиналь стартовавший почти синхронно с океанами, Альпийский СП близок к ЗАКО, но все же уступает ей по сложности, размеру и океанической зрелости, т.е. по степени океанизации и по положению в структуре земной коры: периокеаническим он не был, что грозило бы Тетису или его внешней части стать океаном (чего не случилось) и избежать апогеосинклинального финала. “Океан” Тетис, как и ЗАКО, состоял из субизометрических впадин и

удлиненных прогибов скромных размеров (до первых сотен км) с (суб)океанической корой и немногих разделяющих их гряд – останцов КК и вулканических хребтов. Их главное отличие – складчатость и надвиги Альп и отсутствие в ЗАКО признаков общей компрессии; складчатость общего сжатия в ней может вообще не состояться.

ГЛАВА 5. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТИХОГО ОКЕАНА

Геологическая история складывается из цепей фактических последовательностей – геологических тел разных уровней, частично показанных выше (гл. 1-4). В их исторической интерпретации помогает сравнительно-геологический метод, в частности большое сходство ЗП с ЗАКО [91,92] и их отличия от ВП и ЮП. Породные документы, найденные в пределах современного Тихого океана, уже можно делить на океанические и доокеанические; последние относятся к фундаменту, о котором можно судить по фрагментам, поднятым драгами в эскарпах разломов и с крутых склонов останцов и поднятий. Базальты верхнего триаса о. Таити [15] и других точек ЗП, вероятно, доокеанические, но залегающие в разрезе, начинают первый вулканический мегацикл (T_3-K_1) – цикл становления океана, длительное время протекавший еще на суше. Существование континента на месте ЗП в конце палеозоя и в первой половине мезозоя уже можно считать установленным, о чем свидетельствуют разнообразные конкретные факты (гл.1-3): многочисленные останцы КК, породы и геохимические метки континентов, континентальные и мелководные базальные слои чехла, коры выветривания, трапповый тип инициального вулканизма, пористость базальтов и т.д. Кора ЗП первой в будущем океане подверглась деструкции, в конце триаса или юре проявившейся на поверхности. Этому предшествовало длительное (Р-Т) внутрилитосферное преобразование КК: внедрение гипербазит-базитовых даек и других интрузий, флюидно-магматическое изменение коры по типу метасоматоза – базификация, или океанизация.

Последствия глубинной деструкции и замещения коры, по имеющимся ныне данным, раньше всего проявились в блоке с Марианскими впадинами, хотя некоторые другие участки ЗП низких широт сильно не отстали от него и могут еще нагнать (гл. 2,3). В поздней юре и раннем мелу равнины материка и мелководные бассейны продолжали заливаться платобазальтами, по которым можно судить о массовом (“рассеянном”) рифтинге. В раннем мелу вулканизм стал сопровождаться опусканием блоков; оно усилилось в позднем мелу, когда толеитовый вулканизм стал самым интенсивным и разнообразным (включая базальты KLAEP, MOR, субщелочные и др.), а рифтинг – более концентрированным. В конце мела из более разнообразных вулкани-

тов создавались уже региональные вулканоаккумулятивные хребты и усложнялось строение останцов КК и поднятий (Мид-Пацифик, Императорский, Лайн, а потом и Гавайи). К концу мезозоя ЗП приобрела почти современный рельеф. В ней так и не появился “сверхконцентрированный рифт” – СОХ. Его не было и в других океанах на этой стадии. Глубина котловин достигла 3-4 км (красные глины еще не формировались), а размеры ограничивались центральной частью ЗП, в основном севернее экватора, но без северной, приалеутской части. В начале кайнозоя в центральной части ЗП уменьшился тепловой поток, ослабел вулканизм, снизилась тектоническая активность и замедлилась седиментация, на глубоких участках дна котловин она сменилась подводным выветриванием: достоверно красные глины зафиксированы в олигоцене (местами они, возможно, эоценовые). Это означает расширение океана на север, вероятно, почти до современного расположения Алеутских островов, и на юг, до Австралии. В таком виде центр ЗП может оставаться сотни миллионов лет, если не навсегда.

Северо-запад и север ЗП [45] с поднятиями Шатского, Обручева, Хесса явно отставали в ходе океанизации. Здесь вплоть до миоцена сохранялась седиментационная связь с континентами, и западный, северный, восточный и местный терригенный снос создавал мощные (до 2 км, вместе с фоновыми диатомитами и известняками), вероятно, турбидитовые толщи (как на Алеутах в это же время). Видимо лишь в плиоцене на западе и севере возникли ГЖ – перехватчики и ловушки терригенного материала. На северо-востоке океана, в Аляско-Канадском секторе и ныне турбидиты на запад и юго-запад распространяются на тысячи километров. В аномально толстой (до 22 км) коре поднятий могут быть реликты КК. Это подтверждают поднятые гранитоиды, кристаллические сланцы и другие породы КК [8], во многом тождественные породам Камчатки, а также ксенолит в лавах Гавайев (гранатовые пироксениты с возрастом ≥ 3 млрд. лет [112,121]).

В ЮП с ее пассивной окраиной тепловой поток, видимо, никогда в кайнозой не достигал интенсивности потока в ВП (не сказалось ли в этом близость к полюсу?), и магматическая, и тектоническая активности были сравнительно слабыми. Может быть поэтому здесь оказались неокееанизированными и самые большие блоки континентов – миниконтиненты Кемпбелл, Чатем на западе и реконструированный Аркевиба [11,14] на востоке. Многосторонняя пассивность блока ЮП тоже грозит ей законсервированностью, распечатать которую могли бы глубинный плюм (как в Арктике) и дегляциация Антарктиды.

ВП и ЮП имеют только кайнозойскую, менее документированную (по сравнению с ЗП) историю. Некоторые их общие с ЗП черты строения (разрезы коры в котловинах и сходство начальных вулканитов) позволяют и в ВП в

качестве первой стадии восстанавливать формирование трапповой формации на суше и опускание ее на нынешние глубины. Под базальтами типа MORB действительно обнаружены платобазальты (скв.157,320,321), но пока что недоступны их базальные потоки. Наземные траппы или их аналоги вероятны. Еще в палеогене здесь стала накапливаться базальтовая формация типа MORB, однако, связанная не с ВТП и ЮТП, которых тогда, видимо, еще не было, а с локальными рифтами, подобными ныне активным в секторе Хуан-де-Фука, Наска, Кокосового хр. и др. С началом роста в миоцене ВТП и ЮТП из этих же или аналогичных мантийных камер изливались те же базальты типа MORB, вероятно, распространявшиеся не дальше первых десятков км. С ростом поднятий и разогревом рифтовой и более широкой зоны усиливались подсос и круговорот океанской воды; и гидротермальный процесс, включавший мобилизацию, вынос и седиментацию металлов, как в виде хемогерм “курильщиков”, так и отложений с металлами [33], становился, вероятно, доминирующей формой вулканизма. Помимо этой седиментационной формации гидротермальный элювиальный процесс создавал кору вулканического “выветривания”, вероятно состоящую из палыгорскитовых, смектитовых и других глин, опалолитов, аллитов, сульфидолитов и иных руд (месторождения типа вторичных кварцитов и др.).

На протяжении всего кайнозоя происходило опускание (проседание) дна, местами провальное. С ослаблением вулканизма на дне большинства впадин ВП и ЮП в олигоцене начался уже непрерывный массовый гальмиролиз и образование красных глин, не прекращающееся и даже расширяющееся ныне. Это означало опускание дна до КГК на все большей площади, усиление изоляции от терригенного материала и, наоборот, устранение преград полной вентиляции придонных вод холодными приполярными. Красные глины большей части впадин, например, восточнее хр. Лайн и в зоне разломов Кларион–Клиппертон, лежат на нанопланктоногенных известняках типа писчего мела (маркизская и другие формации-стратоны), что указывает на заметно меньшие глубины дна (выше КГК) большинства блоков ВП и отчасти ЮП в раннем кайнозое. Диахронная смена известковой седиментации формированием гальмиролитических красных глин точно фиксирует место и время опускания дна ниже КГК, чутко отражая “вертикальную” динамику седименто- и тектоногенеза.

Происхождение Тихого океана – проблема № 1 в современной геологии. С ее решением легче познается генезис других океанов, увереннее восстанавливается история океанов, определяется их место в геологической истории Земли, обоснованнее делается долговременный прогноз и решаются главные прикладные задачи геологии: поисковые (на минеральное сырье), инженерно-геологические и экогеологические. В современной крайне поля-

ризованной геологии разработаны два главных пути их решения [33, 94]: мобилистский и, в основном, фиксистский с элементами эклектики; между ними – ряд промежуточных, иногда еще более эклектичных, т.е. более геологических, – на основе: 3) идеи умеренного расширения Земли и чередования фаз ее расширения и сжатия [49, 50] (пульсационная гипотеза); 4) идей изначальной асимметрии Земли и древности Тихого океана [62-65]; 5) представлений о блоковом строении океанов и материков и их сложном, эклектичном, более реалистичном развитии [30-33].

Почти полвека активно разрабатывается неомобилистская *гипотеза тектоники литосферных плит* (ТЛП [20, 76, 109 и др.]), становящаяся ныне теорией [94]. Ее главные положения: 1) океан образуется раздвигом (спредингом) континентов, при котором в зоне дивергенции из мантийного расплава создается новая кора Земли; в Тихом океане такой генератор – в осевой зоне ВТП и ЮТП; 2) одновременно с раздвигом закладываются противоположные зоны поддвига (конвергенции, субдукции) океанической коры под континенты и утопления ее в мантии – в западной и восточной сейсмофокальных зонах, в области которых образуются островные дуги с андезитами, дацитами и риолитами – новая континентная кора; 3) океаны во времени конечны, малые живут 150-200 млн. лет (цикл Бертрана в новой трактовке), большие – до 650 млн. лет (цикл Вилсона); закрытие океана – видимо, следствие изменения отношения скоростей спрединга/субдукции ($c > 1$ на < 1); 4) первопричина движения континентов – мантийная конвекция, способная их перемещать на тысячи километров; 5) геосинклинали – это океаны прошлого, поэтому надо отказаться от дублирующего термина и понятия; 6) складчатые пояса – это захлопнувшиеся океаны;

Критика этого сценария широко известна [5-12, 14-16, 21-23, 38-44, 50, 52, 55-60, 66-74, 77, 80-82, 84-108, 110, 111, 113-116, 124 и др.], и здесь дается лишь в мере, необходимой для решения проблемы происхождения Тихого океана. Выше, в гл. 1-4 и в гл. 5 (геологическая история) были приведены конкретные факты, не укладывающиеся в концепцию ТЛП и оставляющие ей лишь второе, подчиненное место в генезисе Тихого океана. Главные обобщенные негативные для максиТЛП положения и факты: 1) несостоятельность моноспредингового (из ВТП+ЮТП) механизма, 2) недоказанность субдукции и 3) фиксированность (большая или меньшая) основных структурных элементов дна и очагов магматизма; 4) отсутствие геологических свидетельств закрытия океанов и даже смены где-либо курса океанизации на континентализацию; современные океаны “пришли надолго, если не навсегда”, так как даже теоретически не просматриваются силы и механизмы их “исчезновения” [91, 94] (мифическая субдукция – не в счет); 5) геосинклинали прошлого не были океанами; 6) большая часть крупнейших эндогенных

месторождений формируется в течение сотен миллионов лет на одном и том же месте рециклингами в основном одного и того же вещества, т.е. фиксированно, и горизонтальная миграция плит минерагеническому вызреванию противопоказана. Особая слабость и уязвимость ТЛП в деталях, в сотнях конкретных фактов, т.е. в региональной и локальной геологии, – удел всех “монотеорий” в исторических науках [94], в которых простые “единственно правильные” теории всегда оказываются ложными и вредными.

Альтернатива ТЛП – перерастающая в теорию гипотеза *базификации* земной коры континентов, приводящая к их океанизации и тафрогенезу (по В.В. Белоусову [5, 6]). Ход этих процессов (совершившихся в условиях большей или меньшей, но определяющей, в крупном плане, пространственной *фиксированности*) и их производные рассмотрены во всех разделах выше и в [5, 6, 9, 23, 41-44, 56, 57, 66, 77, 91, 97-101, 116]. Основные факты: 1) округлая или субизометричная форма многих впадин, исключая их совместное образование из одной спрединговой зоны и допускающая лишь местный малоамплитудный спрединг, как следствие, например, подъема магматического диапира тех же или близких размера и формы; 2) эволюция магматизма на протяжении многих десятков миллионов лет, требующая фиксированности его очагов не только в мантии, но и относительно слоев коры; 3) прямолинейность или малая та или иная изогнутость разнонаправленных линеаментов и хребтов между впадинами, за исключением некоторых участков поздних форм (СОХ, ОД, ГЖ); 4) блоковое строение, мозаичность коры и литосферы (и, видимо, более глубокой мантии) океана; 5) останцы континентальной коры и воссозданные по ним малые и большие континенты (особенно в ЗП), местами и ныне составляющие единое целое с “метрополией” (подводные плато Кемпбелл, Чатем – Новая Зеландия – Австралия и др.); 6) субаэральные и мелководные инициальные вулканы и осадки и ясные признаки опускания дна, часто быстрого; 7) фактическая геологическая история регионов и океана в целом – пробный камень и последний критерий для гипотез и теорий.

Принципиальную схему стадий эволюции и детали процессов для понимания генезиса основных, центральных частей океана, по крайней мере Палеоокеана (ЗП), дает хорошо изученная [7-11, 21, 22, 29, 76, 83-113, 115, 117-120, 122, 123] Западная континентальная окраина – современная природная геодинамическая лаборатория, производящая из континентальной коры океаническую окраинных морей, отделенных от океана мало или непосредственными останцами континентов–бордерлендами и наложенными на них вулканическими поясами, образующими и свои островные дуги на океанической коре. Это – юные стадии многих впадин ЗП и ее хребтов, ушедших дальше в океанической эволюции и не сохранивших (если они были) неко-

торые типы вулканитов АКО, например, известково-щелочные. Богатый и разнообразный вулканизм КО по одним типам сближает их с краевыми вулканическими поясами и эвгеосинклиналями прошлого [7-11, 14, 21, 22, 84-88, 91, 92, 95-113, 115, 117-122], по другим – с океанами; но он несет признаки и отличия от тех и других.

Каков же фундамент океанической коры и почему непохожи ВП и ЮП на ЗП и ЗАКО? Судя по останцам КК [8-11, 14, 15, 82] – океаническая кора покоится на континентальной коре или на ее базифицированных фрагментах, по встречаемости доминирующих в ВП и ЮП. Если фундамент ВП и ЮП действительно в основном ультрабазит-базитовый, по составу и степени метаморфизма близкий к палеозойской эвгеосинклинальной мегавпадине Ю. Урала, то, вероятно, он превосходил ее по площади и “базитовости”. Но это не снимает вопрос: куда делись огромные объемы “кислого”, силикатического вещества? В модели Ю.М. Пушаровского [61-65] он снимается “по определению”, ибо весь сектор Пацифики с наибольшей базит-ультрабазитовостью, видимо, никогда не был богат гранитным материалом. Но снимая таким образом один вопрос, мы получаем другие: возможен ли на Земле сегмент с постоянно активным эндогенным режимом? Не является ли правилом связь активности недр с усилением производства кремнекислого материала, своего рода “каменной пены” – неизбежного результата глубокой дифференциации вещества в многочисленных эндо-экзогенных циклах? Отрицательный ответ на первый вопрос и положительный на второй позволяют часть доокеанических базитов-гипербазитов считать не очень уж древними и заставляют настойчивее искать следы кислого материала.

Непредвзятый геологический подход, пока опирающийся на скромные данные, приводит лишь к одному общему предположению о предшественнике современного океана и о его доокеаническом фундаменте: это была система континентов–кратонов и разделяющих их апоэвгеосинклинальных складчатых поясов; соответственно подстилать молодые океанические базальты в разных частях океана могли породы любого более древнего возраста и типа. Об этом говорят находки глубоко метаморфизованных пород – гранулитов и фрагментов эклогитов и гнейсов, как и останцы КК почти во всех частях океана. Свинцово-изотопные отношения [12] в галенитах ВТП, Курильской ОД, Японии и Камчатки показали, что свинцы ЗАКО и ВТП не могут быть производными одного и того же источника или результатом его дифференциации, поскольку их свинцово-изотопные тренды совершенно разные и никаким смешением океанических осадков с толеитами в зоне Бенъофа их получить нельзя. Этим исключается участие осадков и базальтов ВТП в генерации свинца вулканитов и руд этих регионов. Анализ свинцово-изотопных данных по Японским о-вам показывает: кора с островодужными

свинцами, соответствует метаморфитам пояса Хида, относимым А. Миасиро (1976) к комплексу серых гнейсов, характерных пород КК архея. По расчетам эволюция свинца гнейсов Хида проходила в резко различных условиях: с момента образования Земли до 3700 млн. лет (типично коровые параметры) и с этого рубежа до ныне (корово-мантийные). Это еще одно свидетельство о заложении КО в данном секторе на докембрийском фундаменте, а не на пододвинутой океанической коре. По изотопам К, Ar, Pb, Sr, Nd [Mac Ken at al., 1983; 112, 119, 125] под Алеутами, Гавайями, о-вами Общества, Маркизскими и др. обнаруживается мантия континентальной литосферы с возрастом 3,5 млрд. лет.

Непохожесть ВП+ЮП на ЗП+ЗАКО объяснить труднее, ибо стадийно первая пара такая же начально-молодая (кайнозойская), как и ЗАКО, а рельеф и строение резко отличны. Рельеф ВП и ЮП, изначально и ныне ровный, холмистый и невысокогорный (не считая одиночных вулканических гор), в середине короткой (<30 млн. лет) истории был нарушен ростом валлообразного поднятия (ВП+ЮП), которого нет и не было (и вероятно не будет) в ЗАКО и ЗП. Соответственны и отличия в тектоническом строении. Объяснить различия пока затруднительно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные материалы и основанная на них документальная история Тихого океана приводят к ряду общих выводов.

1. По строению дна океан резко неоднороден и разновозрастен; в первом приближении в нем четко различаются западная (Западная Пацифика+Западная активная континентальная окраина, ЗП и ЗАКО) и восточная (Восточная Пацифика+ Южная Пацифика, ВП+ЮП) части, представляющие по существу разные океаны: западный “океан” имеет более древнюю, юрско-меловую кору в центре и в основном кайнозойскую ЗАКО, по строению похожей на ЗП; восточный “океан” более прост и однороден, в основном с кайнозойской корой.

2. Эти части океана формировались независимо одна от другой (не из одного центра или зоны) и на месте их современного расположения, без больших горизонтальных смещений; основными в их развитии были вертикальные движения с доминированием опусканий, в разных блоках нередко быстрых, провальных, оставлявших целики континентальной коры (КК); из заметных горизонтальных смещений выделяются сдвиги, наибольшие в восточной части.

3. Основным “поверхностным” процессом в формировании Тихого океана был вулканизм более интенсивный вначале (вероятную стадию роста интенсивности мы еще не видим), в первой половине истории каждой его

части и ослаблявшийся во второй. В ЗП первая, вулканическая стадия длилась более 100 млн. лет (юра и мел), в ВП, ЮП и ЗАКО она началась 25-30 млн. лет назад и пока продолжается, но уже менее интенсивно. В ЗП в это время сильно ослабленный очаговый вулканизм лишь сопровождал седиментогенез и литогенез. Вулканизм эволюционировал от излияний “неистощенных” платобазальтов к базальтам типа MORB и далее к субщелочным и изредка к щелочным базальтам и к малообъемным щелочным базитам. Это свидетельствует о фиксированном положении дна океана над мантийными очагами, в конце эволюционного цикла обычно сильно углублявшимися (не более 100 км).

4. Осадочные формации во времени и на площади постепенно замещали вулканические, и в кайнозой они стали доминирующими; среди них с позднего мела все больше “вызревали” типично океанские формации: планктоногенные меловые и диатомитовые и особенно специфичная формация глубоководных гальмиролитических красных глин с железо-марганцевыми конкрециями, встречающаяся еще в Индийском и Атлантическом океанах. Она знаменует появление с начала кайнозоя обширного (от полюса до полюса) океана с глубинами ниже критической для карбонатов почти на половине его площади.

5. Наиболее древние, поздне триасовые и (или) раннеюрские базальты океана, практически тождественные континентальным платформенным траппам, имеют ясные признаки излияния в субаэральной обстановке, что подтверждается их пористостью, типами осадков и субаэральным элювием. Континентальные траппы дна впадин и останцовых гор – первые гонцы из мантии и литосферы, свидетельствующие о начавшемся или уже продвинувшемся преобразовании КК в океаническую. Траппы и их океанические аналоги – платобазальты – по мере погружения дна теряли черты мелководности. Медленно (на протяжении десятков млн. лет) менялся и состав выплавов, которые все больше приближались к типу MORB, а в позднем мелу и кайнозой, с углублением очагов или усилением мобилизации и выноса щелочей и их спутников, базальты становились субщелочными и, местами, щелочными.

6. Геологическое строение, геологическая история океана, эволюция магматизма и осадочные формации ныне уже не оставляют сомнения в генеральном способе образования океана – тафрогенезе, с погружением базифицированных участков континентальной коры без их существенных горизонтальных перемещений. Причиной была, по гипотезе В.В. Белоусова, базификация коры, инициируемая глубокими мантийными струями (плюмами), несущими флюиды и тепло из внешнего слоя (D) ядра. Детали процесса разрабатываются петрологами и геохимиками.

7. Дружный старт процесса образования современных океанов в середине мезозоя свидетельствует о начале нового, океанического периода в истории Земли. В доокеаническом периоде таких океанов (с огромными площадями дна без гранитно-метаморфического слоя коры и водной формацией 4-5-километровой толщины), вероятно, не было, как об этом говорят осадочные формации. Складчатые пояса континентов развились не из океанов, а из геосинклиналей, подмена последних океанами – грубейшая ошибка концепции тектоники литосферных плит, отбросившая геологию назад.

8. Сохраняющаяся тенденция наступления океанов на континенты (океанообразования) способствует сохранению центральных частей современных океанов надолго, если не навсегда.

Остались для авторов неясными: 1) причины расхождений полосовых магнитных аномалий с геологией в конкретных местах и 2) оставлены без комментариев спутниковые данные о скоростях перемещения плит и континентов (геологически короткое время наблюдений не позволяет пока придавать им историческое, геологическое значение). Читатель в этой работе найдет не только ответы авторов на актуальные вопросы по теме, но не меньшее число поставленных в ней новых вопросов по геологии и истории этого удивительного океана и может включиться в поиски их решения. Тема неисчерпаема.

Авторы благодарны академикам Е.Е. Милановскому и А.А. Маракушеву, чл.-кор. РАН Г.Б. Удинцеву, профессору Л.Л. Перчуку, кандидатам г.-м.н. В.А. Ермакову и Н.А. Куренцовой за внимание к работе, ценные советы, замечания и помощь. Спасибо Е.В. Карповой, М.Н. Щербаковой, А.В. Зайцеву, И.В. Фроловой, С.Б. Иванову и А.Ю. Фролову за помощь в подготовке рисунков и форматирование. Особо благодарим д.г.-м.н. Б.И. Васильева, из книг которого мы получали ценный материал и идеи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В.В., Кругляков В.В. Металлогения Мирового океана. М.: МГУ. 2005.190 с.
2. Андреев С.И. Геодинамика и рудогенез Мирового океана. СПб.: ВНИИОГ.1999.
3. Андреев С.И. Мировая талассогенная система. Срединно-океанический хребет (СОХ) //Планета Земля. "Тектоника и геодинамика". СПб: ВСЕГЕИ. 2004. С. 257-259 и 601-604.
4. Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов //История Мирового океана. М.: Наука.1971. С. 107-127.
5. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.:Недра.1982.150 с.
6. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Наука. 1989. 380 с.

7. Белый В.Ф. Крайне-континентальные тектоно-магматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1998. 58 с.
8. Васильев Б.И. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток. ДВО АН СССР. 1988. 192 с.
9. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Ч.1 и 2. Владивосток. Дальнаука. 1992. 176 с. 242 с.
10. Васильев Б.И. Меланезийский тип Тихоокеанской зоны перехода //Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 3-12.
11. Васильев Б.И., Чой Д.Р. Геология глубоководных желобов и островных дуг Тихого океана. Владивосток. Дальнаука. 2001. 184 с.
12. Волобуев М.И., Ступникова Н.И., Зыков С.И. Глубинное строение Курильской островной дуги по данным свинцово-изотопных исследований // Вестн. МГУ, 4, Геология. 1987. № 6. С. 23-34.
13. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность /Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука. 1995. 368 с.
14. Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Ред. Б.И. Васильев. ТОИ ДВО РАН. Владивосток. Дальнаука. 2005. 167 с.
15. Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пущин И.К. и др. Петрографические провинции Тихого океана. М.: Наука. 1996. 444 с.
16. Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М., Недра. 1985. 199 с.
17. Голубева Э.Д. Толейтовые базальты провинций Тихого океана. Владивосток. 1990 135 с.
18. Грамберг И.С., Исаев Е.Н., Левин Л.Э. Геология и минерализация позднеюрско-четвертичного осадочного чехла в океанах и на континентах. М.: ВНИИЗарубежгеол. 1993. 681 с.
19. Дмитриев Л.В. Вариации состава базальтов СОХ как функция геодинамической обстановки их формирования. //Петрология 1998. Т.6. № 4. С. 340-362.
20. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС. 2001. 292 с.
21. Ермаков В.А. Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов //Проблемы глобальной геодинамики. М.:ГЕОС.2000.С.175-192
22. Ермаков В.А. Особенности развития активной континентальной окраины (на примере Курило-Камчатского региона) М.:Изд. РАН. 2002. С. 158-188.
23. Зотов И.А., Резанов И.А. Магматическое замещение континентальной коры – возможный механизм ее преобразования //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984.Т. 59. №5. С. 3-13
24. История Мирового океана. М.: Наука. 1971. 288 с.
25. Кашинцев Г.Л. Глубинные породы океана. М.: Наука. 1991. 283 с.
26. Кашинцев Г.Л., Жданов В.В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1980. № 8. С. 28-37.
27. Когарко Л.Н. Магматизм островов Мирового океана и неоднородность верхней мантии Земли //Твердая кора океанов. М.: Наука. С. 113-120.
28. Колобов В.Ю., Коновалов Ю.И., Симонов В.А. Магматизм хребта Муссау как индикатор его островодужной природы // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск. Наука. 1988. Вып. 754. С. 67-68.

29. Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме //Кора и верхняя мантия. М.: Наука.1968. С. 60-74.
30. Красный Л.И. О великом Тихоокеанском георазделе // Докл. АН СССР.1973. Т. 242. № 5. С. 1148-1151.
31. Красный Л.И. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра 1978. Т.1. 264 с. Т.2. 248 с
32. Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра. 1984. 220 с.
33. Красный Л.И. , Петров О.В., Блюман Б.А. (ред.). Планета Земля Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. 652 с.
34. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 440 с.
35. Лисицын А.П. Проблемы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.
36. Лисицын А.П. Литология Мирового океана //Планета Земли. Т. Тектоника и геодинамика. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 235-251.
37. Лисицын А.Л., Богданов Ю.А., Гуревич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океанов. М.: Наука. 1990. 256 с.
38. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М: Недра.1980. 246 с.
39. Лутц Б.Г. Формационные типы офиолитовых разрезов (интерпретация офиолитов как остатков океанической коры) //Геодинамические исследования № 13. М.:1989.С.69-93.
40. Магматические формации базальтового фундамента Тихого океана. Л. Недра.1986. 52 с.
41. Макаренко Г.Ф. Базальтовые поля Земли. М.: Недра. 1978. 146 с.
42. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрологическая роль // Очерки физ.-хим. петрологии, вып. 14. М., Наука. 1987. С. 24-38.
43. Маракушев А.А. Роль магматического замещения в процессах формирования и эволюции континентальной земной коры //Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: Изд. РАН. 2003. С. 214-229.
44. Маракушев А.А.,Моисеенко В.Г.,Сахно В.Г.,Тарарин И.А.Петрология и рудоносность Тихого океана // Тихоокеан. геология. 2000. Т.19. № 6. 138 с.
45. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики. М.:Наука. 1988. 216 с.
46. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир. 1966. 274 с.
47. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана /Г.Б. Удинцев (ред.). МОК (Юнеско), РАН...М.– СПб. 2003.
48. Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М.: Изд. Межвед. геофиз. Комитета АН СССР. 1991. 148 с.
49. Милановский Е.Е. Геопульсации в эволюции Земли. Эволюция рифтогенеза в истории Земли //Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. С. 41-55; 162-173.
50. Милановский Е.Е. Концепция тектоники литосферных плит. Там же. С. 344-348.
51. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. № 4. С. 3-16.

52. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука. 1975. 176 с.
53. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука. 1987. 301 с.
54. Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма. Калининград: Изд-во КГУ. 2004.
55. Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм. М.: Наука. 1979. 415 с.
56. Орленок В.В. История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ. 1998. 245с.
57. Павленкова И.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения вещества //Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. 2003. С. 168-182.
58. Павленкова И.И. Ротационно-флюидная концепция. Геодинамическая концепция «Тектоника глобальных вращений»// Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004.С.374-377, 377-380.
59. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение //Очерки физ.-хим. петрологии. Вып.14. М.: Наука. 1967. С. 39-64.
60. Проблема океанизации Земли /Ред. В.В. Орленок. Калининград. КГУ. 1983. 149 с.
61. Пушаровский Ю.М. Формационные категории океанов и морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 3-8.
62. Пушаровский Ю.М. Тектонический феномен океанов //Фундаментальные проблемы общей геотектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 174-230.
63. Пушаровский Ю.М. Тектоника океанов //Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика». Ред. Л.И. Красный и др. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 226-232.
64. Пушаровский Ю.М. Тектоника Земли. Тектоника и геодинамика. М.:Наука.2005.352с.
65. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его образование. М.: Наука. 1992. 264 с.
66. Резанов И.А. Происхождение океанов. М.: Наука. 1979. 199 с.
67. Резанов И.А. Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука. 2002. 299 с.
68. Рудич Е.М. Движущиеся материки и эволюция океанического ложа. М.Недра.1983.420 с.
69. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра. 1984. 250 с.
70. Рудич Е.М. Мелководные фации Мирового океана. Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма. Калининград. 2004. 267 с.
71. Русинов В.Л. Базификация земной коры как механизм взаимодействия коры и мантии // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: 2003. С. 200-213.
72. Ряховский В.М. Закономерности развития базальтового магматизма в океанах / Дисс. докт. геол.-минер. наук. М.: РАН. 1999. 68 с.
73. Сахно В.Г., Мартынов Ю.А. Магматизм и особенности флюидного режима основных структур Тихого океана //Твердая кора океанов. М.: Наука. 1987. С. 65-82.
74. Семенова Г.И. Структура земной коры Тихого океана //Сравнительная тектоника континентов и океанов. М.: Межвед. геофиз ком-т РАН. 1987. С. 85-94.

75. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах //Петрология. 1995. Т.3. № 1. С. 24-36.
76. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 2002. 570 с.
77. Спорные вопросы тектоники плит и возможные альтернативы. М: ОИФЗ РАН.2002. 236 с.
78. Табунов С.М., Томановская Ю.И., Старицына Т.Н. Комплексы горных пород ложа Тихого океана в районе разломов Кларифон-Клиппертон //Тихоокеан. Геология. 1989. № 4. С. 11-20.
79. Тарарин И.А. Высокобарический метморфизм в породах океанической коры (на примере офиолитового комплекса зоны разломов Элтанин, Тихий океан) //Докл.АН СССР. 1997. Т. 354. № 5. С. 665-668.
80. Тимофеев П.П., Хворова И.В., Холодов В.Н. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах //Литология и полез. ископаемые. 1983. № 3. С. 3-23.
81. Тимофеев П.П. (ред.) Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука. 1987. 287 с.
82. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение океанов. М. Недра. 1987. 239 с.
83. Уэраел Ж. Глубинная структура окраин материков и срединноокеанических хребтов.//Геология и геофизика морского дна. М.: Мир.1969. С.362- 285.
84. Фролов В.Т. История развития северо-западной части Тихого океана в мезозое и кайнозое //Природа океана. Изд. МГУ. 1983. С. 231-235.
85. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра. 1984. 222 с.
86. Фролов В.Т. Тожественны ли океанские и геосинклинальные формации? //Формации осадочных бассейнов. М. Наука. 1986. С. 37-44.
87. Фролов В.Т. Историко-геологический подход к расчленению палеогеновых и неогеновых отложений Командорских островов //Историческая геология: итоги и перспективы. М.: Изд-во МГУ. 1987. С. 107-122.
88. Фролов В.Т. Эволюция осадконакопления северо-западной окраины Тихого океана // Осадочная оболочка в пространстве и времени. М.: Наука. 1989. С. 155-164.
89. Фролов В.Т.Литология Кн.3.Ч.III. Геологические формации. М.:Изд-во МГУ. 1995. С. 62-352.
90. Фролов В.Т. Историческая геодинамика восточной окраины Азии //Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. М.: ГЕОС.1999. Т.2.С.243-245.
91. Фролов В.Т. Восточный Китай: признаки деструкции континентальной коры //Вестн. МГУ, 4, Геология. 2000. № 2. С. 23-32.
92. Фролов В.Т. Геоистория и геодинамика Западной Пацифики и происхождение океана //Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. Т.2. М.: ГЕОС. 2001. С. 274-276.
93. Фролов В.Т. , Ростовцева Ю.В., Щербакова М.Н. Кайнозойское осадконакопление в зоне Курильских и Командорских островов. Ст. 1 и 2.//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т.72, № 1. С. 14-22. Т. 73. №.1. С. 57-63.
94. Фролов В.Т. Наука геология: философский анализ . М.: Изд-во МГУ. 2004. 158 с.

95. Фролов В.Т. Литогенез океанов. С. 251-257. Литогенез активных континентальных окраин. С. 301-304. Литогенез пассивных континентальных окраин. С. 321-322. //Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004.
96. Фролова Т.И. Магматизм подвижных поясов и океанов. Сравнение и выводы //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996.Т. 71. № 4. С. 4-19.
97. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение тафрогенных впадин //Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН. 1997. С. 298-317.
98. Фролова Т.И. Роль магматических процессов в преобразовании земной коры //Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 78. № 2. С. 7-24.
99. Фролова Т.И. Магматизм окраинных и внутренних морей и их формирование //Проблемы глобальной геодинамики, вып. 2. М.: РАН. 2003.С. 247-275.
100. Фролова Т.И. Магматизм океанов. С. 264-274. // Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004.
101. Фролова Т.И. Магматизм активных континентальных окраин // Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. С. 289-301.
102. Фролова Т.И., Фролов В.Т., Бурикова И.А. и др. Пояса островных дуг //Вулканические пояса востока Азии. М.: Наука.1984. С. 354-373..
103. Фролова Т.И. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра. 1985. 275 с.
104. Фролова Т.И., Коновалов Ю.И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования //Вестн. МГУ. Геология. 1985. № 4. С. 54-74.
105. Фролова Т.И., Злобин Т.К. Новые данные о глубинном строении южной части Курильской дуги и некоторые петрологические следствия //Вестн. МГУ, Геология. 1987. № 1. С. 3-15.
106. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 1989. 259 с.
107. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ. 1997. 319 с.
108. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый вулканизм и океанообразование //Спорные вопросы тектоники плит и альтернативы. М.: ИФЗ РАН. 2002. С. 30-48.
109. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир. 2001. 606 с.
110. Чой Д.Р. Структура и состав коры Северо-Западной части Тихого океана // Глубинное строение Тихого океана и его континентального обрамления. Благовещенск.1988.С.20-21.
111. Choi D.R., Vasil'yev B.I., Tuezov J.K. The Great Oyashio Paleoland. A Palaeozoic-Mezozoic Landmass in the Northwestern Pacific (Critical aspects of the Plate tectonics Theory). Theophrastus publ., Greece. 1990, v. 1, p. 197-213.
112. Fray F.A. The origin of piroxenites and garnet piroxenites from Salt Lake Crater. Oahu, Hawaii: trace element evidence //Amer. J. Sci. 1980. V. 280-A, pt.2. 427-449 p.
113. Frolov V.T. Geological history of Russian Far East – an alternative for extreme mobilism // Abstr.of Intern. Symp. on New concepts in global tectonic. Japan, Tsucuba, 1998. P.335-337
114. Frolova T.I. Role of magmatism in process of oceanisation //Abst. of Intern. Symp. on New concepts in global tectonic. Japan, Tsukuba. 1998. P. 48-51.

115. Frolova T.I., Perchuk L.L. Formation and evolution of young oceanic crust in marginal sea floor: petrological and geochemical constrains //Symp. wrench. tectonics. Oslo.2001 P.131-136.
116. Frolova T.I., Perchuk L.L., Burikova I.A. Magmatism and transformation of Earth crust in Active margin. Oxford. IBH. Public. Co. LLD New Dahly. 1992. 362 p.
117. Geology and Geophysics of Japan sea. Tokyo: TERRAPAB. 1996. 487 p.
118. Geology and Geophysics of the Philippine sea/ Tokyo. TERRAPAB. 1995. 403 P.
119. Krummenmacher D. et.al. Potassium-argon ages from monoliths and differentiates in coarsed grained rocks from the centre of the Issland Tahiti French Polinesia //Geol. Soc. Amer. Abstr., Programs. V.4, N 3.
120. Heezen B.C., McGregor J.D., Foreman H.R. et al. The last Jurassic sedimentary sequence on the Pacific Plate: A kinematic interprtation of diachronous deposits //Initial Rep. DSDP. 1973. V 20. P. 725-738.
121. Morioka M., Kigoshi K. Lead isotopes and age of Hawian Lhercolite nodules //Earth and Planet Sci. let 1975. V.5, N 2, p. 116-120.
122. Sheth H.C. Oceanisation: Geochemic evidence from oceanic basalts //Proc. Int. Symposium on NCCT. Nov.1998. P. 148-153.
123. Shcheka S.A. Igneous rocks of DSDP, Leg 61. Nauru basin //Initial Rep.DSDP, 1981. V.61. P. 633-646.
124. Storetvedt K. Our evolving planet:Earth history in new perspective/ Bergen, Norway: Alma Mater. 1997. 456 p.
125. Vidal Ph., Chauvel C., Brousse R. Large Mantle Geterogenety beneath French Polynesia //Nature, 1984. V. 307, 9, p. 536-538.
126. Wilson M. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. London. 1988. 465 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. Строение дна котловин и поднятий вне окраин океана	4
2. Осадочные формации	11
3. Магматизм, магматические серии и формации	18
4. Переходные зоны	25
5. Основные черты геологической истории и происхождение Тихого океана	36
Заключение	43
Литература	45