

ДИСКУССИИ

УДК 551.4.01

О. К. ЛЕОНТЬЕВ, С. А. ЛУКЬЯНОВА

К ВОПРОСУ О ВОЗНИКНОВЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ПЕРЕХОДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Строение, образование и эволюция так называемых переходных областей, т. е. комплексов окраинных морей, отделяющих их от океана островных дуг и окаймляющих последние (как правило, с океанской стороны) глубоководных желобов — одна из важнейших проблем геотектоники. Наряду с геологией, геотектоникой и геофизикой, большой вклад в ее решение должна внести геоморфология. Важнейшим методом изучения рельефа Земли является сравнительно-геоморфологический анализ, основой которого служит признание того, что в рельефе Земли одновременно сосуществуют формы рельефа и их комплексы, возникшие в разное время и достигшие разных ступеней развития. Задача сводится к тому, чтобы построить их генетический ряд, рассмотрение которого позволяет составить суждение о последовательности геологических (геоморфологических) событий и тем самым — о путях возникновения и развития объекта исследования.

Изучению переходных областей и их отдельных элементов — котловин окраинных и некоторых внутренних морей, островных дуг и глубоководных желобов — посвящена столь обширная литература, что перечисление только части ее заняло бы непозволительно много места. Назовем только некоторые из последних работ, которые дают богатый материал для решения поставленной задачи. Так, большое внимание глубоководным желобам и островным дугам уделено Г. Б. Удинцевым в его монографиях по Тихому и Мировому океанам [1, 2], Г. М. Власовым [3], М. Г. Марковым с соавторами [4]. С позиций тектоники плит проблема освещена в сводке Е. Зейболда и В. Бергера [5], с противоположных позиций — в учебнике О. К. Леонтьева [6], оригинальные взгляды по этой проблеме развивает М. Хосино [7, 8]. Одним из авторов предлагаемой работы сравнительно-геоморфологический анализ переходных зон был выполнен в 1968 г. [9], а рассмотрение особенностей геодинамики и генезиса глубоководных желобов — в 1980 г. [10].

Прежде всего отметим, что под глубоководными желобами понимаются формы рельефа, сопряженные с островными дугами. Отнесение к глубоководным желобам таких образований, как, например, впадина Романш, желоб-разлом (по терминологии Г. Б. Удинцева) Мюссау, связанных с океаническими зонами так называемых трансформных разломов, нецелесообразно, так как выражение «глубоководный желоб» давно уже имеет определенное значение, закрепленное в таких справочных изданиях, как БСЭ [11], Геологический словарь [12], Горная энциклопедия [13]. Исходя из названных изданий, в дальнейшем глубоководными желобами в тексте называются сильно вытянутые, обычно дугообразные в плане (реже прямолинейные) узкие и глубокие (как правило, глубже 5—6 км) прогибы, располагающиеся преимущественно вдоль внешнего края островных дуг. Понятия «окраинное море» и «островная дуга» не вызывают разночтений. Комплекс «котловина окраинного моря — островная

дуга. — глубоководный желоб» предложено называть областью переходной зоны или для краткости — переходной областью. Подавляющее большинство переходных областей, как известно, сосредоточено на окраинах Тихого океана.

Сравнительный геоморфологический анализ переходных областей (главным образом Тихого океана) позволил [6, 9] выделить несколько морфогенетических типов переходных областей и расположить их в определенный генетический ряд. В этот ряд был включен также средиземноморский тип как замыкающий элемент, не представленный в Тихом океане. Были выделены типы витязевский, марианский, курильский, японский и средиземноморский.

Витязевский тип — простейший из них. В него входит желоб Витязя и отделенная им от океана Северо-Фиджийская котловина. Характерно отсутствие четко выраженной островной дуги. К югу от желоба расположено несколько подводных гор (из них наиболее крупная гора Пандора — около 3000 м относительной высоты), не образующих какую-либо гряду и не имеющих общего цоколя. Максимальная глубина желоба 6150 м, т. е. заметно меньшая, чем у большинства глубоководных желобов. О времени заложения желоба (олигоцен — ранний миоцен) имеются лишь предположительные данные [14]. Рельеф дна Северо-Фиджийской котловины холмисто-грядовый, сходный с грядовым холмогорьем многих котловин ложа океана.

Примером марианского типа является Марианская область. Здесь протягивается четко выраженная цепь глубоководных желобов, включая одноименный желоб, имеющий максимальную глубину в океане 11034 м. При этом и другие желоба, образующие как бы продолжение Марианского, характеризуются глубинами > 9 км. Не менее четко выражены также протягивающиеся западнее этих желобов, вдоль них, островные дуги (Марианских, Волкано, Идзу-Бонинских островов), образованные цепочками вулканов. Область характеризуется высокой сейсмичностью, активным вулканизмом, малой мощностью осадочного слоя как в желобах, так и в особенности на дне котловины Филиппинского моря. Рельеф дна этого моря сложный, имеется ряд крупных подводных хребтов, очень характерен рельеф абиссальных холмов, практически ничем не отличающийся от такового котловин ложа океана [15]. Заметим также, что островные дуги двойные, но острова очень небольшие. Имеется ряд активных, в том числе и подводных вулканов [16]. Судя по преобладанию в составе лав слабощелочных толеитовых базальтов [17], земная кора, слагающая основание островных дуг, океаническая. Возраст наиболее древних пород, известных на островах, позднеэоценовый или более ранний [17]. Дно морской котловины также сложено корой океанического типа. Для Марианской дуги характерны глубокофокусные землетрясения, которые, правда, постепенно исчезают южнее — при переходе к дугам Яп и Палау [2].

Курильский тип от предыдущего отличается значительно большей обособленностью морских котловин (Южно-Охотская, Алеутская), преимущественно субокеаническим типом земной коры под котловинами, сравнительно большими глубинами глубоководных желобов (максимальная глубина Курило-Камчатского желоба 9717 м). Характерен очень активный вулканизм, наряду с базальтами имеются и андезитовые лавы. Под островными дугами — субконтинентальный, а местами и континентальный тип земной коры [18]. Резко выражена сейсмичность: как и в предыдущем типе, гипоцентры землетрясений приурочены к фокальным зонам Заварицкого-Беньоффа. Наиболее древние породы, участвующие в строении островов, — верхнемеловые.

Японский тип характеризуется значительным распространением земной коры континентального типа, а также крупными островами, которые, по существу, образовались за счет слияния ряда разновозрастных островных дуг. Днища морских котловин сложены субокеанической корой, но имеются также значительные подводные массивы, сложенные корой континентального типа, например возвышенность Ямато в Японском море, массив Суллу в море Банда [19]. Области этого типа еще весьма сейсмичны (сейсмичность привязана к зонам Заварицкого-Беньоффа), но вулканизм уже заметно слабее, чем в переходных

областях предыдущего типа. Глубина желобов также меньше (в Японском желобе 8412 м). В строении островов большую роль играют дислоцированные породы мезозойского и палеозойского возраста.

По своим характеристикам к японскому типу переходных областей тяготеют еще два подтипа — индонезийский и восточно-тихоокеанский, которые в генетическом отношении могут рассматриваться как его региональные разновидности. Их сближает с собственно Японской областью большая континентальность геофизического строения. Для областей индонезийского типа (кроме Индонезии к этому же типу относятся Карибская область и область моря Скоттия) характерно также существование нескольких островных дуг и сложность их планового строения, сильная изогнутость дуг. Глубины желобов здесь заметно меньше, чем в переходных областях предшествующих типов. Для областей восточно-тихоокеанского типа (последний включает Центральноамериканскую и Чилийско-Перуанскую области) отличительным свойством является отсутствие морских котловин: здесь глубоководные желоба непосредственно примыкают к материковым склонам континентов, а роль островных дуг как бы выполняют активные вулканические цепи, протягивающиеся на окраине континента параллельно глубоководным желобам.

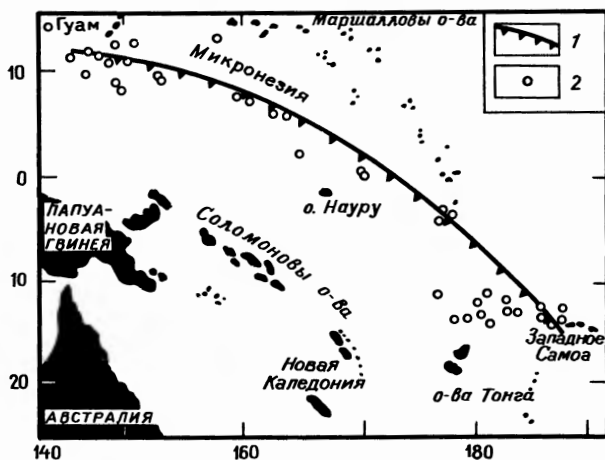
По мере перехода от первого к четвертому типам усиливается сложность геоморфологического и геологического строения, увеличивается возраст наиболее древних островных пород, сначала возрастает, а затем уменьшается глубина желобов, возрастает мощность осадков в желобах и котловинах. Если в первых двух типах строение коры под морскими котловинами не утрачивает океанических черт, так же как и строение подводного рельефа (абиссальные холмы), то дальше идет все большая «континентализация», все большее усиление роли «континентальных элементов» в геолого-геофизическом строении переходной области.

Описываемый генетический ряд завершается средиземноморским типом переходной области. Для него характерно дальнейшее нарастание роли материковой коры, которая распространяется и на обширные пространства дна котловин, тогда как субокеаническая кора остается лишь в виде «окон», окруженных со всех сторон материковой корой. Бывшие островные дуги уже превратились в молодые горные сооружения, образующие края континента, крупные острова или полуострова с корой материкового типа. Лишь местами сохранились отдельные поднятия, которые по ряду признаков еще можно рассматривать как островные дуги (например, Критская дуга в Средиземном море). Вулканизм имеет посторогенный характер, преимущественно андезитовый или липаритовый. Глубоководные желоба сохранились лишь в виде реликтов, как например, Эллинский желоб в восточной части Средиземного моря. Мощность субокеанической коры в некоторых котловинах достигает десятка, а то и первых десятков километров, главным образом за счет накопления мощного осадочного слоя. В таком рыхлом чехле наблюдаются конседиментационные складчатые деформации типа складок южного Каспия [20] или многочисленных соляных куполов в Балеарской котловине Средиземного моря [21].

Новейшие материалы позволяют дополнить генетический ряд еще двумя типами. Один из них — назовем его типом Маккуори — занимает место между витязевским и марианским. Как известно, с юго-запада к подводному Новозеландскому плато, которое вместе с Новой Зеландией можно рассматривать как «самый маленький материк» Земли [22], примыкает подводный хр. Маккуори, состоящий из серии узких горных гряд и желобов между ними. Высказывались представления, что этот хребет является частью георифтогенального комплекса Южно-Тихоокеанского срединно-океанического поднятия. Однако ни геологические данные, ни строение рельефа дна не дают основания для такого заключения. Более реальной представляется точка зрения Г. Б. Удинцева [2], который, вслед за новозеландскими геологами, рассматривает хр. Маккуори как продолжение геосинклинальных структур Новой Зеландии и относит его к общему геосинклинальному поясу Тихого океана. Морфологически линейно вытяну-

тый хр. Маккуори отличается от других островных дуг лишь тем, что представляет собой в основном подводную форму. Единственный остров — Маккуори — расположен в центральной части хребта. Он сложен преимущественно молодыми базальтами, в северной части есть небольшие выходы габбро [17]. Возраст изверженных пород палеоген-неогеновый [2]. По морфологическим признакам можно предполагать начало формирования двойного строения островной дуги. Сейсмически хребет очень активен [2]. С востока к хребту примыкает котловина Эмералда, представляющая собой небольшой окраинный морской бассейн с глубинами порядка 4—5 тыс. м, с очень неровным рельефом дна типа рельефа абиссальных холмов. С внешней (океанской) стороны хр. Маккуори расположено два глубоководных желоба — Хьорт и Пкио-Сегюр — с глубинами соответственно 6219 и 5988 м. Относительно малая их глубина, а также то, что они еще не слились в единый глубоководный желоб, как и сравнительно простое строение островной дуги, сходство строения рельефа дна бассейна Эмералда с рельефом дна ложа океана, на наш взгляд, свидетельствуют о молодости этого комплекса, о соответствии его следующей, послевитязевской, стадии развития переходной области, предшествующей марианской стадии.

Самую начальную стадию формирования переходной области совсем недавно описали Л. Кронке и Д. Уокер [23]. На основе анализа новейших данных по сейсмической активности в западной экваториальной части Тихого океана ими была выявлена протяженная сейсмическая зона дугообразных очертаний, которая протягивается от района о-ва Гуам, севернее Каролинских островов, под углом пересекает поднятие островов Гилберта и далее, проходя северо-восточнее островов Эллис, заканчивается в районе Западного Самоа (рисунок)



Зарождающаяся в Тихом океане островная дуга, названная Микронезийской (из [23] с упрощениями). 1 — положение зарождающейся дуги, 2 — очаги землетрясений

Описываемая зона целиком располагается в пределах ложа океана, которое, как правило, асейсмично. Указанные авторы предположили, что выделенная ими сейсмическая зона отмечает положение нового, только еще зарождающегося глубоководного желоба, названного ими Микронезийским. Здесь, как отмечают Л. Кронке и Д. Уокер, еще нет столь характерной наклонной сейсмической зоны Заварицкого-Беньюффа, уходящей на большую глубину в толщу земной коры и верхнюю мантию. Сейсмичность здесь мелкофокусная. Однако плановое расположение фокусов землетрясений говорит в пользу гипотезы упомянутых авторов. Кроме того, Л. Кронке и Д. Уокером также показано, что в западной части выделенной зоны имеется протяженная область гравитационного минимума, который обычно ассоциируется с глубоководными желобами.

Представляет интерес, как зарождающийся Микронезийский желоб выражен в рельефе дна. Ранее [6] была высказана гипотеза, что глубоководный желоб — это «след» в рельефе дна выхода зоны Заварицкого-Беньоффа. С этой гипотезой в частности, хорошо согласуются дугообразные контуры глубоководных желобов: поскольку зоны Заварицкого-Беньоффа имеют наклонное заложение, пересечение наклонной плоскости со сферической поверхностью Земли всегда должно дать дугообразный «след». Однако в пределах «Микронезийской дуги» распространены только мелкофокусные землетрясения, что, очевидно, указывает лишь на начало формирования зоны Заварицкого-Беньоффа, которая проявилась пока только в самых верхних слоях океанической литосферы. Поэтому в рельефе дна океана можно рассчитывать найти лишь начальные признаки развития отрицательных форм рельефа типа глубоководного желоба. Помимо этого зоны Заварицкого-Беньоффа — это зоны неустойчивости земного вещества как коры, так и верхней мантии. Отсюда логично предполагать, что здесь земная кора должна быть деформирована разломами, должна быть высокопроницаема для магматической деятельности. Поэтому в рельефе дна следует искать признаки формирующейся вулканической дуги. Такие признаки обнаружены в пределах котловины Науру, где по сейсмическим профилям методом отраженных волн выявлены современные деформации земной коры, весьма напоминающие морфологию комплекса «желоб — передовая дуга» [23]. Здесь к югу от границы, проведенной по эпицентрам землетрясений, располагаются широкие низкие вздутые поверхности дна, а севернее — пологое линейное понижение. Кроме того, западнее котловины Науру к указанной границе тяготеет серия подводных вулканических гор. Напомним, что даже в переходной области витязевского типа, где островной дуги еще нет, все же отмечаются изолированные подводные горы несомненно вулканического происхождения, располагающиеся в общем параллельно желобу Витязя. В зоне Микронезийской зарождающейся дуги непосредственно к северу от Соломонова поднятия, разделяющего Каролинскую и Меланезийскую котловины, прослеживается цепочка подводных гор явно вулканического происхождения. Две из них — Понапе и Кусаие — выступают своими вершинами над уровнем океана (соответственно на 865 и 634 м), образуя вулканические острова. Они сложены толеитовыми базальтами. К востоку от Понапе расположено на той же линии еще четыре подводных горы в пределах Меланезийской котловины. Западнее островов Понапе и Кусаие расположен атолл Трук — классический пример атолла с вулканическим ядром [24]. Вулканическое ядро этого атолла образует о-в Тол — вулкан, возвышающийся над уровнем океана на 452 м. Он сопровождается еще несколькими мелкими вулканическими островками. Все они сложены базальтами. По мнению Р. Фейбриджа [17], это остатки крупного щитового вулкана, возможно, миоценового возраста.

Таким образом, морфологические признаки свидетельствуют о возможном зарождении новой островной дуги. Л. Кронке и Д. Уокер [23] подчеркивают огромную протяженность этой будущей островной дуги (свыше 5000 км). Интересно, что аналогичная зарождающаяся островная дуга предполагается также в северо-восточной части Индийского океана [25], где между о-вом Шри-Ланка и Австралией прослеживается очень активная зона мелкофокусных землетрясений, в целом субпараллельная Зондским островным дугам, хотя ее ориентировка вызывает разночтения [26].

Выделенные выше типы переходных зон соответствуют последовательным стадиям эволюции этих крупных морфоструктурных элементов океана. Одни из них могут пройти полный цикл развития, морфологически и геологически усложняясь. Эволюция других может приостановиться на определенной стадии, о чем свидетельствует наличие в ряде мест современного геосинклинального пояса реликтовых островных дуг (например, хр. Три-Кингс, Норфолк и др.).

В целом представленный материал подтверждает, на наш взгляд, ранее высказанную гипотезу, согласно которой переходные области, т. е. современные окраинные геосинклинальные области, формируются путем определенной после-

довательности геологических событий. На ослабленных участках океанической земной коры закладывается зона Заварицкого-Беньоффа, причем еще до оформления глубоководного желоба с ее «тыловой» стороны возникает цепочка изолированных друг от друга подводных вулканов. Затем на месте выхода на земную поверхность сформировавшейся фокальной зоны образуется глубоководный желоб, который как бы «выкраивает» определенный сегмент из окраинной части ложа океана. Вдоль этого желоба за счет все большего нарастания вулканизма и слияния вулканов в одну цепь образуется островная дуга. Она изолирует отчлененный сегмент бывшего ложа океана, образуется котловина окраинного моря, превращаясь в осадочный бассейн. Островная дуга переживает сложную геологическую эволюцию, как под воздействием развивающегося вулканизма, так и в результате дизъюнктивных дислокаций. Ведь такие островные дуги, как, например, Курильская, состоят нередко из ряда блоков, отделенных друг от друга разломами. Движения этих блоков сопровождаются складчатостью. Уже на стадии развития Маккуори формируются двойные дуги. Осадочный бассейн претерпевает погружение, которое сопровождается смятием осадочной толщи, вулканизмом, внедрением интрузий. Все это ведет к консолидации земной коры, к превращению океанической коры в субокеаническую, затем в континентальную. На средиземноморской стадии развития переходной области лишь местами остаются «окна» субокеанической коры. Все это завершается общей тектонической инверсией, превращением осадочного бассейна в поднятую сушу и наращиванием окраины континентальной платформы более или менее широкой полосой новообразованной континентальной коры.

Мы отдаем себе отчет в очень большой схематичности нарисованной здесь картины. В действительности она неизмеримо сложнее. Однако, как нам кажется, сравнительно-геоморфологический анализ типов переходных областей, выделенных по морфогенетическому принципу, позволяет уловить общую тенденцию развития этих областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 396 с.
2. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 237 с.
3. Власов Г. М. Островные дуги и новая глобальная тектоника // Геотектоника. 1976. № 1. С. 5—16.
4. Марков М. Г., Пушаровский Ю. М., Тильман М. М., Федорович В. Н., Шило Н. А. Тектоника восточной Азии и дальневосточных морей // Геотектоника. 1979. № 1. С. 3—22.
5. Зейбольд Е., Бергер В. Дно океана (введение в морскую геологию). М.: Мир, 1984. 319 с.
6. Леонтьев О. К. Морская геология. М.: Высш. шк., 1982. 339 с.
7. Hoshino M. Origin of trenches // La mer. 1978. V. 16. № 3. P. 16—27.
8. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 428 с.
9. Леонтьев О. К. Геоморфологические типы зон перехода от материка к океану // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1968. № 2. С. 28—35.
10. Леонтьев О. К. О генезисе и геодинамике глубоководных желобов // Геоморфология. 1980. № 4. С. 3—12.
11. Большая Советская Энциклопедия. Изд. 3. Т. 9. 1972. С. 155.
12. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. С. 244.
13. Горная энциклопедия. Т. 2. М.: Сов. энциклопедия, 1986. С. 78.
14. Kroenke L. W. Cenozoic tectonic development of the South-West Pacific // U.N.ESCAP SСOP/SOPAC Techn. Bull. 1984. № 6. 126 p.
15. Гершанович Д. Е., Леонтьев О. К. Холмистое дно океана // Природа, 1985. № 9. С. 43—47.
16. Апродов В. А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 361 с.
17. Энциклопедия региональной геологии мира. Западное полушарие. Л.: Недра, 1980. 509 с.
18. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
19. Одли-Чарльз М. Дж. Сулавеси. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. С. 430—451.
20. Маев Е. Г. О проявлении конседиментационной складчатости на дне Южного Каспия // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137. № 1. С. 146—149.
21. Royan W., Henry D., Hersey B., Fahlquist D., Allan D. The tectonic of the Mediterranean // The Sea. 1950. V. 4. P. 11. P. 543—587.
22. Леонтьев О. К. Новозеландский «микроконтинент» — седьмая материк Земли // Геоморфология. 1984. № 1. С. 3—18.
23. Kroenke L. W., Walker D. A. Evidence for the formation of a New Trench in the Western Pacific. EOS // Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. V. 67. № 12. P. 145—146.

24. География атоллов юго-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1973. 141 с.
25. *Sykes L. R.* Seismicity of the Indian Ocean and possible nascent island arc between Ceylon and Australia // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. № 26. P. 5041—5055.
26. *Шеменда А. И.* Внутриплитовые деформации в Индийском океане — этап, предшествующий образованию зоны поддвига // Тез. 8-й школы морской геологии. Т. 2. М.: Наука, 1988. С. 105—106.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
5.IX.1988

ON THE FORMATION AND EVOLUTION OF TRANSITION AREAS

LEONTYEV O. K., LUKYANOVA S. A.

S u m m a r y

Morphogenetic analysis of transition areas (mostly of those in the Pacific ocean) revealed a sequence in their evolution. Several stages are distinguished, most consideration being given to the youngest one, which is the island arc formation.