

Лекция 3

Планетарные активные зоны сжатия (зоны субдукции)

К планетарным системам дислокаций сжатия относятся зоны **субдукции и зоны коллизии**.

1. Типы субдукционных структур

Согласно положениям концепции глобальной тектоники плит, зона субдукции является частной разновидностью конвергентных границ между литосферными плитами, приуроченным к осевым зонам глубоководных желобов, сопряженных с островными дугами либо активными континентальными окраинами. На этой границе происходит сдвигание двух литосферных плит, чаще всего океанической и континентальной, и поддвижение более плотной и тонкой океанической плиты под более легкую и толстую континентальную.

Субдукция является одним из основных геодинамических режимов на нашей планете.

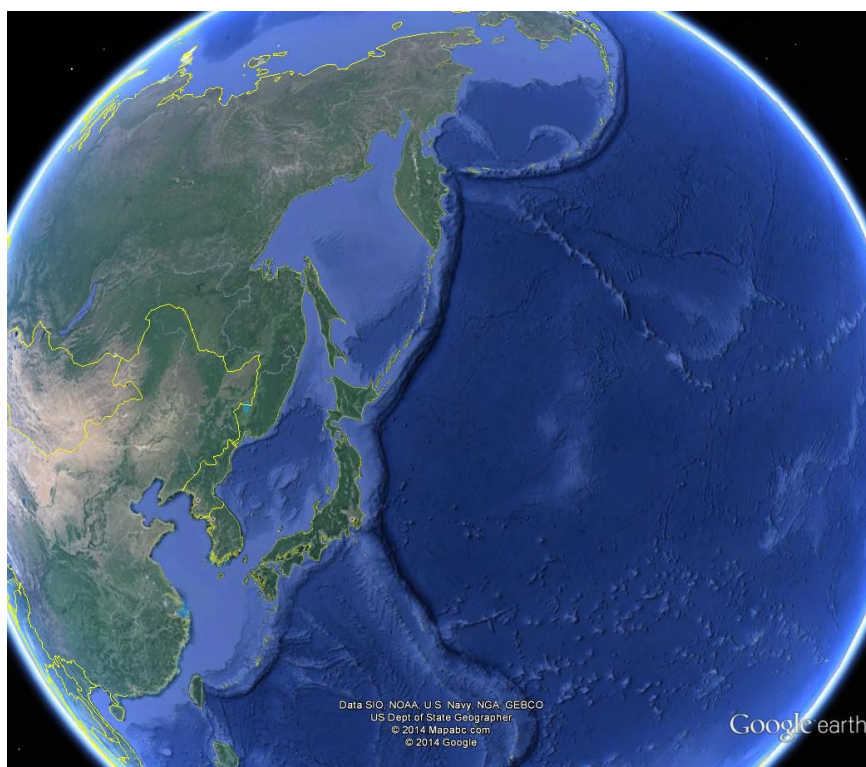
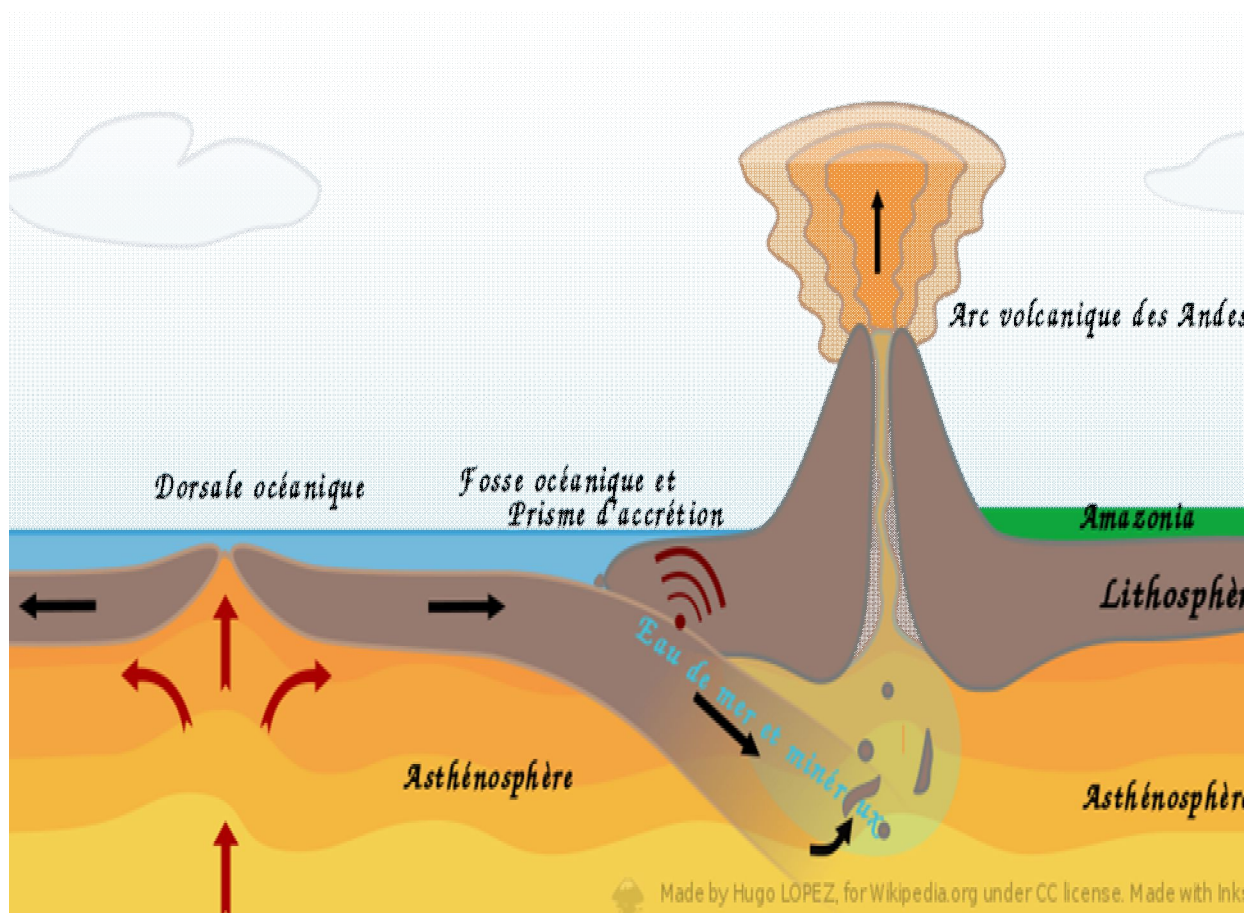


Рис. 1. Сегменты парных структур разного уровня (континент – океан и глубоководные желоба – островные дуги) с образованием окраинных морей в зоне Тихоокеанской субдукции

Согласно теории плитной тектоники спрединг и субдукция это взаимосвязанный механизм круговорота вещества внутренних геосфер, своеобразный конвейер рождения и умирания литосферных плит. Объем

поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга.



Спредингово-субдукционный круговорот вещества

Рис. 2. Схема конвейера литосферных плит

Общий периметр границ погружающихся в мантию плит около 57 000 километров, 45 000 из них при этом приходится на субдукционные, остальные 12 000 — на коллизионные.

В классическом варианте тектоники плит субдукция реализуется в случае столкновения двух океанических, или океанической и континентальной плит. Однако, в последние десятилетия выявлено, что и при коллизии континентальных литосферных плит также имеет место поддвиг одной литосферной плиты под другую, это явление получило

название континентальной субдукции. Но при этом не происходит погружения ни одной из плит в мантию из-за малой плотности континентальной коры. В результате происходит скучивание и нагромождение тектонических пластин с образованием мощных горных сооружений. Классический пример – Гималаи.

В зонах субдукции происходит постоянное наращивание континентальной коры за счет аккреции, т. е. сдирания и интенсивного смятия осадочного чехла с погружающейся плиты. Разогрев погружающейся коры является причиной широкого развития среднего и кислого вулканизма вдоль активных континентальных окраин. Наиболее масштабная система субдукции наблюдается по периферии Тихого океана – Тихоокеанское огненное кольцо. Поглощение океанической коры по периферии Тихого океана указывает на процесс сокращения (закрытия) этого древнейшего из ныне существующих океанических бассейнов планеты. Подобные процессы имели место и в прошлом. Так, древний океан Тетис начал сокращаться с мезозоя и к настоящему времени практически прекратил свое существование, от него остались лишь реликты, известные теперь как Средиземное, Черное, Азовское, Каспийское моря.

Наиболее известные зоны субдукции в Тихом океане: Японские острова, Курильские острова, Камчатка, Алеутские острова, западное побережье Северной Америки и Южной Америки. Но зоны субдукции имеются и в других океанах. Например, это острова Суматра и Ява в Индонезии, Антильские острова в Карибском море, Южные Сандвичевы острова, Новая Зеландия и др.

По структурным признакам выделяется 4 типа зон субдукции:

1. Андский
2. Зондский;
3. Марианский;
4. Японский;

Зона субдукции андского (андийского) типа — зона, которая формируется там, где молодая океанская литосфера с большой скоростью и под пологим углом (около 35-40° к горизонту) пододвигается непосредственно под континент. Латеральный структурный ряд от океана к континенту включает в себя следующие структурные элементы: краевой вал – желоб – береговой хребет (иногда подводное поднятие или террасу) – фронтальный бассейн (продольную долину) – главный хребет (вулканический) – тыловой бассейн (предгорный прогиб).

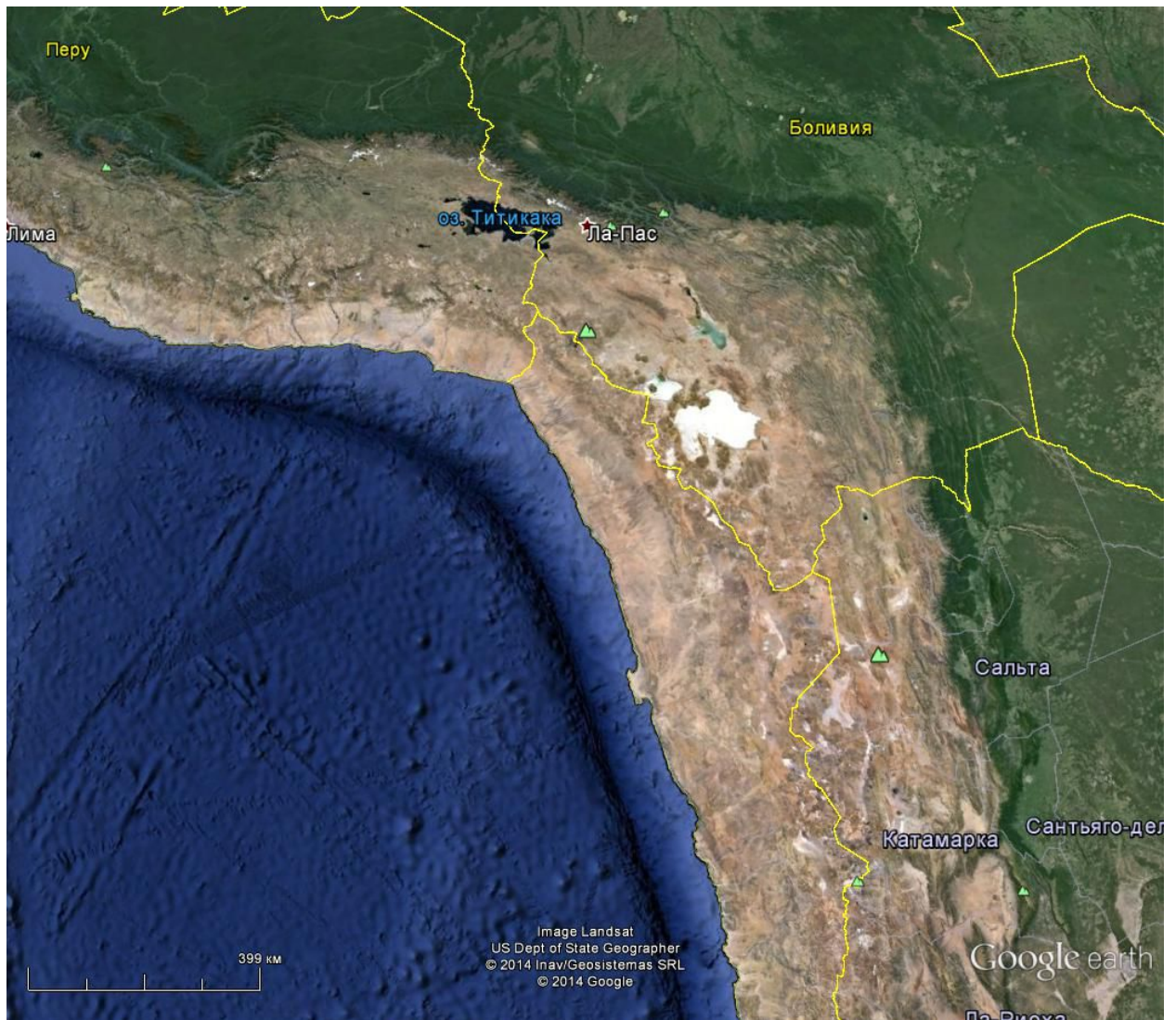


Рис. 3. Характер строения зоны субдукции Андского типа Хорошо выражен глубоководный желоб и линейные внутренние структуры

Зона субдукции зондского типа отличается тем, что здесь происходит поддвигание древней океанской литосферы, уходящей на глубину под крутым углом под утоненную континентальную кору, поверхность которой находится в основном ниже уровня океана. Латеральный структурный ряд выглядит так: краевой вал – желоб – невулканическая (внешняя) островная дуга – преддуговой бассейн (прогиб) – вулканическая (внутренняя) дуга – задуговой бассейн (окраинное море). Внешняя дуга – это либо **аккреционная призма**, либо выступ фундамента висячего крыла зоны субдукции.



Рис. 4 Зона субдукции зондского типа в районе Индонезийского архипелага.

Зона субдукции марианского типа — зона, формирующаяся при поддвигании под континентальную плиту сразу двух участков океанской литосферы (своеобразный поезд). Латеральный структурный ряд включает в себя: краевой вал – желоб (терригенного материала довольно мало) – береговой хребет, невулканическую дугу – преддуговой бассейн (в качестве фронтального) – энсиматическую вулканическую дугу – задуговой бассейн (или междуговой в качестве тылового на утоненной континентальной или новообразованной океанской коре).

окраинное море) с новообразованной корой океанского или субокеанского типа.

Перечисленные типы зон субдукции чисто по морфологическому признаку условно объединяют в 2 группы:

- Восточно-Тихоокеанская – это зона андского типа. Характерно наличие активной континентальной окраины.
- Западно-Тихоокеанская – сюда входят остальные типы зон субдукции. Характерно развитие в висячем краю плиты вулканической островной дуги.

Основные структурные элементы зон субдукции Западно-Тихоокеанского типа:

В поперечном сечении

1. Глубоководный желоб
2. Преддуговой склон
3. Вулканическая дуга
4. Задуговый бассейн

Зоны субдукции Восточно-Тихоокеанского типа отличаются тем, что в их структуре вулканические дуги и окраинные бассейны отсутствуют, а место преддугового склона занимает **материковый склон**.

2. Строение и геодинамические процессы в пределах структурных элементов зон субдукции

Глубоководный желоб

Специфическими структурами Мирового океана являются глубоководные желоба. Это сильно вытянутые, узкие асимметричные прогибы, сопряженные с островными дугами. В плане они имеют как правило соответствующую дугообразную форму. Протяженность их составляет сотни, иногда несколько тысяч км, глубина 5-11 км. Максимальная глубина отмечена в Марианском желобе – 11022 м – это самая глубокая точка всего Мирового океана.

Желоба – шовные структуры, разделяющие блоки с субконтинентальной корой (со стороны островных дуг) и океанической (со стороны океана). Мощность базальтового слоя под осью желобов небольшая. По данным В. Белоусова, под желобом Кермадек толщина коры 4,5 км, в Японском желобе – 9 км, в Идзу-Бонинском – 7 км, в Перу-Чилийском – 5-10 км.

Типичные желоба обрамляют структуры Тихого океана с севера (Алеутский желоб) и с запада (Курило-Камчатский, Японский, Огасава, Волкано, Марианский).

Практически нет желобов в Атлантике. Единственный небольшой желоб Пуэрто-Рико обрамляет с внешней стороны южную часть Больших Антильских и восточную ветвь Малых Антильских островов.

Желоба рассматриваются как выраженные в рельефе области субдукции. Их глубина зависит от скорости субдукции и особенностей состава и строения погружающейся плиты.

Глубина желобов относительно смежного краевого вала субдуцирующей плиты достигает 4000 м. Ширина желобов обычно не превышает 50-100 км. В поперечном сечении желоба имеют V-образную форму с заметно выраженной асимметрией: внутренний склон, примыкающий к дуге – крутой, до 10 и даже 20°, внешний – пологий (около 5°). Желоба трассируют линии активного контакта взаимодействующих при субдукции литосферных плит. С осью желоба совпадает выход на поверхность сейсмофокальной зоны Беньофа-Заварицкого.

На дне желобов накапливаются осадки флишеидного облика. Они, как правило, имеют молодой возраст (плейстоценовый и голоценовый), почти горизонтальное залегание и небольшую мощность обычно не превышающую нескольких сотен метров. Это обстоятельство и породило более чем сомнительное предположение о том, что рыхлые осадки затягиваются в зону субдукции вместе с погружающейся плитой океанической коры (Хаин, Ломизе, 1995). На островной или континентальной стороне желобов мощность осадков увеличивается благодаря сносу материала с прилегающих участков суши и явлениям гравитационного оползания¹).

Согласно мобилистским построениям, вероятность проявлений магматизма в желобах весьма невелика, и они являются структурами амагматичными. На самом деле в ряде желобов зафиксированы проявления молодого вулканизма. Это базальты в Перуано-Чилийском, Центральноамериканском желобах, в желобе Яп, Марианском и других. Рудогенная роль этих образований пока остается неясной.

В металлогеническом отношении глубоководные желоба изучены недостаточно. Пока можно констатировать лишь отсутствие признаков

¹ В Японском желобе в его приостровной части на глубине порядка 1500 м на траверзе порта Ногоя в процессе изысканий трассы глубоководного оптико-волоконного кабеля связи были обнаружены формы рельефа, характерные для речной долины: меандрирующее русло и надпойменные террасы. Глубже, вблизи осевой части желоба на глубине около 6200 м также прослежен фрагмент поверхности дна, соответствующий по морфологии строению речной долины с меандрирующим руслом, террасами, островами, протоками (ериками), притоком. Эти наблюдения В.В. Круглякова не укладываются в рамки привычных мобилистских представлений и в известной степени подтверждают данные о широком развитии на океанском дне мелководных фаций различного возраста (<Океанизация>, 2004).

гидротермальной и экзогенной рудной минерализации, что оправдывает довольно скептическую оценку возможностей формирования в этих структурах рудных месторождений.

Расстояние от оси желоба до вулканического фронта – 100-150 км (в зависимости от угла наклона зоны субдукции, на активных континентальных окраинах расстояние достигает 350 км). Это расстояние соответствует глубине погружения слэба в 100-150 км, где начинается магмообразование. Ширина зоны вулканизма около 50 км, при общей ширине всей зоны тектонической и магматической активности 200-250 км (на активных континентальных окраинах до 400-500 км).

Преддуговой склон

Преддуговой склон включает 2 основных элемента:

1. Аккреционная призма
2. Преддуговая терраса

Аккреционная призма – самая нижняя часть преддугового склона, имеющая чешуйчатое строение, шириной от первых км до 10, иногда и 50 км. Снизу она ограничена поверхностью главного скола, которая выходит на поверхность в зоне контакта основного склона с осадками **океанической земной коры**. Первоначально считалось, что она образуется за счёт «соскабливания» осадков с океанической плиты – «бульдозерного эффекта». В последнее время выяснилось, что это имеет место, но является частным случаем. Установлено, что океаническое ложе со слоем залегающих на нем осадков уходит под преддуговой склон до 40 км, где происходит подслаивание этих осадков снизу, за счёт чего и образуется эта призма.

Область между вулканическим фронтом и аккреционной призмой, состоит из нескольких структурных террас, разделенных крутыми уступами. Пологие участки террас заняты преддуговыми бассейнами **седиментации**, на которых отлагаются вулканогенными и пелагическими осадками, в тропической зоне на верхней террасе могут быть развиты коралловые рифы. Могут обнажаться породы кристаллического фундамента либо породы чужеродных блоков, в разное время причленившихся в островной дуге.

Вулканическая дуга

Под вулканическими островными дугами понимаются тектонически активные пояса, пространственно совпадающие с областями наиболее сильных землетрясений, и состоящих из дугообразно выгнутых цепочек действующих стратовулканов. Для них типичен эксплозивный характер извержений, связанный с повышенным содержанием флюида в островодужных магмах.

Обычно термин островная дуга применяется к области, расположенной между окраинным морем и внешним краем желоба. Радиус кривизны их в плане изменяется в широких пределах. По морфологическим признакам

выделяют: одинарные, двойные, тройные островные дуги, также активные и пассивные (например, Командорские острова). К особому типу относятся раздваивающиеся островные дуги.

Островные дуги в направлении континента следуют за глубоководным желобом, связанного с выходом на поверхность сейсмофокальной зоны, вначале следуют внешняя невулканическая островная дуга, – преддуговый бассейн, – вулканический пояс внутренней островной дуги, – задуговый бассейн или окраинное море. В некоторых случаях внешняя островная дуга отсутствует, а на ее месте наблюдается резкий перегиб подводного рельефа у бровки глубоководного желоба.

Вулканические дуги протягиваются параллельно глубоководным желобам на 200-300 км, ширина активной вулканической зоны составляет при этом около 50 км.

Наиболее типичные островные дуги известны в северной и западной частях Тихого океана. Это Алеутская, Курило-Камчатская, Японская, Суматра и Ява. Далее следуют Идзу-Бонинская, Марианская, Яп, Рюкю, Манильская, Филиппинская, Новобританская, Соломон, Новогейбридская, Тонга, Кермадек, Новозеландская. В Индийском океане – Зондская. К подобным системам относится Антильско-Карибская область и область моря Скотия.

Выделяются два типа островных дуг: энсиалические, образованные на мощной (до 40 км) коре континентального типа, испытавшей длительное полициклическое развитие, и энсиматические, которые подстилаются маломощной океанической корой. Островные дуги первого типа образованы, как правило, крупными островами – Японские, Филиппинские, Новая Гвинея, Новая Зеландия и др. Дуги второго типа представлены цепочками мелких островов – Алеутские, Курильские, Малые Антильские, Новые Гебриды и др. Некоторые из них частично расположены на континентальной коре.

В строении и историческом развитии земной коры островных дуг выделяются собственно островодужный комплекс и фундамент. В энсиалических дугах фундаментом служат древние комплексы, возникшие на месте длительно развивавшихся подвижных поясов. Энсиматические дуги закладываются на фемиической коре мощностью до 20 км и подстилаются офиолитовыми комплексами.

Островодужный комплекс энсиматических дуг сложен толеитовыми базальтами. На более поздних этапах образуются андезито-базальты, андезиты; более кислые магмы встречаются редко.

Среди вулканитов энсиалических дуг преобладают более кислые породы: андезиты, обычными являются дациты, риолиты. На поздних стадиях развития вулканизма повышается щелочность пород.

В основании вулканических дуг нередко залегают гранитоидные плутоны: с повышенной основностью в энсиматических дугах: диориты, тоналиты и гранодиориты и нормальные граниты – в энсиалических. Вмещающие породы претерпевают региональный метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Значительная часть разрезов островных дуг обнажается на суше, в том числе иногда на поверхность выходят и породы фундамента. Поэтому степень изученности геологических формаций этих структур наиболее высокая.

История развития островных дуг запечатлена в смене разнообразных геологических формаций: вулканогенными, вулканогенно-осадочными, осадочными, интрузивными, последовательность образования которых отражает этапы развития этих структур. Среди формаций присутствуют глубоководные, мелководные и наземные. Вулканогенные формации в процессе развития островных дуг эволюционируют от подводных базальтовых и базальт-бонинитовых к мелководным и наземным – базальт-андезибазальтовым, базальт-дацитовым, – и наземным островным формациям с большими объемами средних и кислых пород, в том числе пород повышенной щелочности. Изменяется и характер вулканизма: трещинные и щитовые вулканы базальтовых формаций сменяются стратовулканами, осложненными кальдерами, экструзивными структурами и т.д. В строении стратовулканов существенную, иногда преобладающую роль играют пирокластические породы.

Наряду с вулканогенными комплексами и формациями образуются комагматичные им интрузивные комплексы. Среди них наиболее широко распространены габбро-плагиогранитовые, габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовые трондьемитовые, габбро-монзонит-сиенитовые. Реже встречаются комплексы кварц-гранодиорит-гранитовой формации.

Интрузивные комплексы комагматичные вулканитам, являются различными фациями единых долгоживущих магматических систем. Интрузивные породы формируются, завершая отдельные этапы вулканической деятельности, в поздние стадии развития очаговых зон. Более длительная дифференциация магмы в очаговых зонах определяет большее количество кислых и средних интрузивных пород по сравнению с вулканитами. Интрузивный магматизм сопровождается интенсивной гидротермальной деятельностью, результатом которой является формирование эндогенных месторождений.

На завершающих этапах развития островных дуг проявляется ареальный базальтовый вулканизм, сменяющийся часто щелочным – оливин-базальтовым или шошонитовым.

Таким образом, островодужный вулканизм в большинстве случаев эволюционирует от однородных толеит-базальтовых формаций к дифференцированным известково-щелочным и имеет преимущественно гомодромный (направленный) характер.

Последний нарушается на поздних этапах, когда известково-щелочной вулканизм вновь сменяется базальтовым, часто со щелочной тенденцией. В островных дугах, сформированных на мощной континентальной коре, может проявляться антидромный характер магматизма (Фролова, 1997). В то же время индивидуальные особенности развития свойственны не только каждой отдельной дуге, но и отдельным участкам и даже вулканическим центрам. По этим причинам формационные ряды различных островодужных систем весьма разнообразны.

Окраинные бассейны

Это полузамкнутая котловина (серия котловин), сформировавшаяся между островной дугой и материком. Большинство их образовалось за счёт разрыва материка при отделении крупного блока от него (ставшего основой для энсиалической островной дуги), и в глубоких котловинах открывшихся морей начинает образовываться новая океаническая кора – процесс этот получил название задуговый спрединг. При этом в некоторых окраинных морях не обнаружено признаков активного рифтогенеза в настоящее время. Обычно это связывают с перескоком зоны субдукции.

Существуют окраинные бассейны, происхождение которых не связано с задуговым спредингом – так называемые отгороженные окраинные бассейны (Берингово море) – которые представляют по сути кусок океанической коры, отгороженный растущей зоной субдукции.