

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное автономное образовательное  
учреждение высшего образования  
«ЮЖНЫЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт наук о Земле

Ю. В. Попов, Ю. Н. Костюк

## Основы геодинамического анализа

Учебно-методическое пособие  
по дисциплинам «Геотектоника» и «Геодинамический анализ»

Ростов-на-Дону  
2017

УДК 551.2(075.8)  
ББК 26.32я73  
П58

*Печатается по решению научно-методического совета  
Южного федерального университета*

Попов, Ю. В.  
П58 Основы геодинамического анализа : учебно-методическое пособие / Ю. В. Попов, Ю. Н. Костюк ; Южный федеральный университет. – Ростов-на-Дону, 2017. – 42 с., 14 ил., 3 табл. – Библиогр.: 15 назв.

В пособии рассмотрены основные понятия и положения геодинамического анализа, приведены классификации опорных геодинамических обстановок и основные особенности их структурно-формационных комплексов.

Рекомендовано для учащихся бакалавриата по направлению «Геология» и специалитета по направлению «Прикладная геология».

УДК 551.2(075.8)  
ББК 26.32я73

© Южный федеральный университет, 2017  
© Попов Ю. В., Костюк Ю. Н., 2017

## Оглавление

|                                                                                  |    |
|----------------------------------------------------------------------------------|----|
| Введение.....                                                                    | 4  |
| 1. Общие сведения о геодинамических обстановках .....                            | 4  |
| 1.1. Основные понятия и положения .....                                          | 4  |
| 1.2. Классификация опорных геодинамических обстановок .....                      | 5  |
| 1.3. Основные этапы тектоно-магматического цикла.....                            | 7  |
| 2. Структурно-формационные комплексы опорных геодинамических<br>обстановок ..... | 16 |
| 2.1. Обстановки океанических бассейнов.....                                      | 16 |
| 2.2. Геодинамические обстановки активных окраин континентов .....                | 25 |
| 2.2.1. Глубоководные желоба .....                                                | 25 |
| 2.2.2. Островные дуги .....                                                      | 26 |
| 2.2.3. Окраинно-континентальные вулканические пояса .....                        | 29 |
| 2.2.4. Окраинные моря.....                                                       | 31 |
| 2.3. Обстановки пассивных окраин континентов.....                                | 32 |
| 2.4. Обстановки внутренних частей континентов.....                               | 33 |
| 2.4.1. Коллизионные пояса .....                                                  | 33 |
| 2.4.2. Континентальные рифты .....                                               | 36 |
| 2.4.3. Внутриконтинентальные магматические зоны.....                             | 39 |
| Рекомендуемая литература .....                                                   | 41 |

## **Введение**

Планета Земля – динамичная, изменяющаяся во времени система. В её развитии значительную роль играют геодинамические процессы, вызванные глубинными силами, связанными с эволюцией планеты и определяющими движение энергии и вещества в твердых оболочках. Эти процессы определяют движения и деформации литосферных плит.

*Геодинамический анализ* представляет собой последовательную схему исследований, направленную на выявление геодинамических комплексов и определение геодинамических обстановок, разработку палеогеодинамических реконструкций, моделей формирования геологических тел и создаваемых ими структурно-вещественных ассоциаций, а также моделей, отражающих закономерности размещения и формирования месторождений полезных ископаемых.

## **1. Общие сведения о геодинамических обстановках**

### **1.1. Основные понятия и положения**

*Геодинамическая обстановка* – реконструируемые динамические условия образования структурно-вещественных комплексов (в общем случае определяемые в соответствии концепцией тектоники литосферных плит).

В каждой конкретной геодинамической обстановке образующие структурно-вещественный комплекс горные породы характеризуются определёнными особенностями состава, характерными деформациями, метаморфическими и метасоматическими преобразованиями, что позволяет объединять их в *геодинамический комплекс*. Нужно подчеркнуть, что в отличие от других геологических тел соизмеримого масштаба (формационные ряды и пр.), геодинамические комплексы выделяются на основании связи с динамическими процессами и сопровождающими их геологическими следствиями, определяемыми горизонтальными перемещениями литосферных плит. При этом формироваться они могут как на границах плит (дивергентных, связанных с областями деструкции континентальной и формирования океанической коры, или конвергентных, где протекают процессы формирования новой континентальной коры), так и в тектонически стабильных внутриплитных условиях.

## 1.2. Классификация опорных геодинамических обстановок

Выделение и классификация опорных геодинамических обстановок основывается на вышеизложенных положениях, не исключающих применения разной комбинации критериев и степени детальности. В качестве иллюстрации приведем две их них (таблицы 1 и 2)<sup>1</sup>.

*Таблица 1*

### **Классификация опорных геодинамических обстановок** [Геодинамические исследования..., 1992]

| Класс                         | Тип геодинамических обстановок                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
|-------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Океанические бассейны         | Срединно-океанические хребты (океанические рифты).<br>Абиссальные плато.<br>Вулканические внутриплитные поднятия.                                                                                                                                                                                                                            |
| Активные окраины континентов  | Глубоководные желоба.<br>Островные вулканические дуги:<br>- энсиматические (на океанической коре);<br>- энсиалические (на континентальной коре).<br>Окраинные моря:<br>- спрединговые с новообразованной океанической корой;<br>- неспрединговые (котловины на коре континентального типа).<br>Окраинно-континентальные вулканические пояса. |
| Пассивные окраины континентов | Шельф.<br>Континентальный склон.<br>Континентальное подножие.                                                                                                                                                                                                                                                                                |
| Внутренние части континентов  | Внутриконтинентальные складчатые пояса (коллизийные пояса столкновения континентов).<br>Рифты.<br>Внутриконтинентальные магматические зоны (под действием горячих точек).                                                                                                                                                                    |

---

<sup>1</sup>Далее тексте работы структура изложения материала приведена в соответствии с классификацией, приведенной в таблице 1.

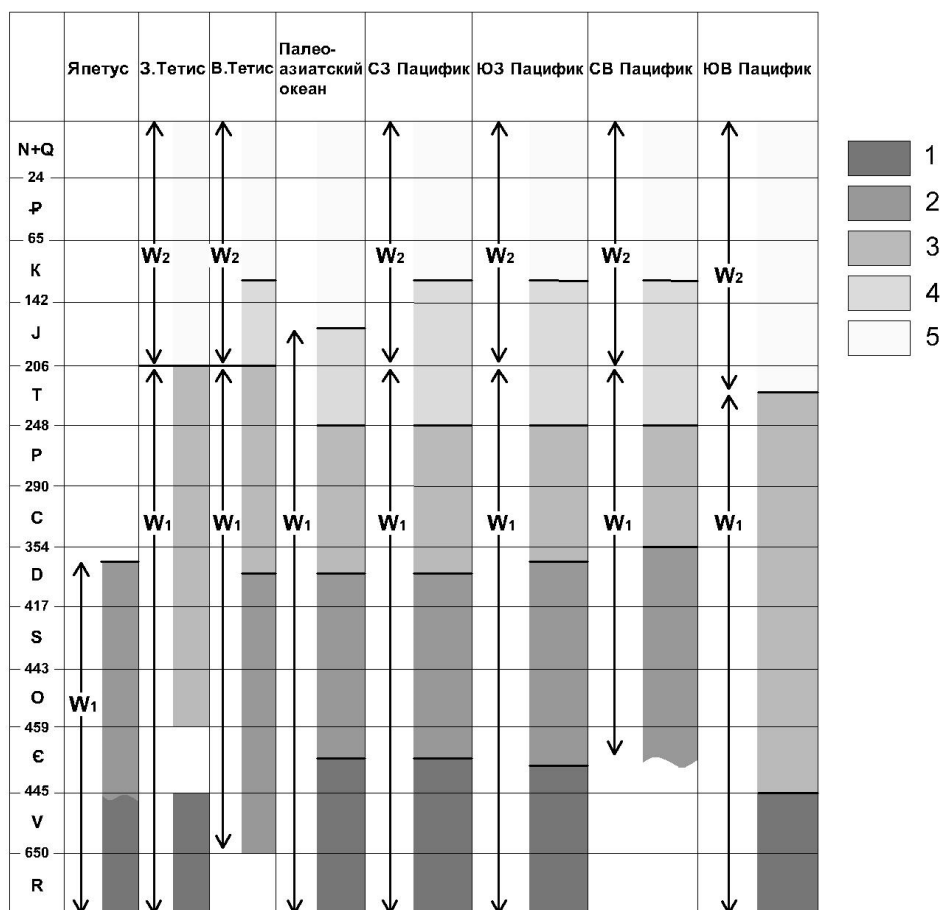
Таблица 2

**Классификация основных опорных геодинамических обстановок**  
 [Российский металлогенический словарь, 2003, с.164]

| Класс                                                                                    | Типы геодинамических обстановок и их положение на поверхности Земли                      |                                                                         |                                                                                                                                                          |
|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                                          | океан                                                                                    | переходная зона<br>от океана<br>к континенту                            | континент                                                                                                                                                |
| I. Дивергентные границы плит, зоны раздвижения земной коры (тафрогены)                   | Срединно-океанические хребты (поднятия), под-<br>типы медленного<br>и быстрого спрединга | Дно спрединговых<br>окраинных морей                                     |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Пассивные окраины континентов<br>и микроконтинентов (атлантический тип) |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Авлакогены (недоразвившиеся ветви рифтов)                               |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Межконтинентальные рифты                                                |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          |                                                                         | Рифтовые зоны                                                                                                                                            |
| II. Зоны скольжения плит<br>(трансформные разломы)                                       | Разломы I рода<br>(рифт – рифт)                                                          | Разломы II рода<br>(рифт – зона суб-<br>дукции)                         | Разломы III рода<br>(зона субдукции – зона<br>субдукции)                                                                                                 |
|                                                                                          | Короткие системы спрединга в связи с трансформными разломами<br>(пул-апарт бассейны)     |                                                                         |                                                                                                                                                          |
| III. Конвергентные гра-<br>ницы плит                                                     | IIIa. Субдукционные обстановки                                                           |                                                                         |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          | Глубоководные желоба                                                                     |                                                                         |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          | Островные дуги<br>энсиматические                                                         |                                                                         |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Микроконтиненты<br>(энсиалические островные дуги)                       |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Активные окраины континентов<br>(кордильерский и андийский типы)        |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          | Зоны скручивания<br>океанской коры                                                       | IIIб. Коллизионные обстановки                                           |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Зоны столкновения островной дуги с континентом                          |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Зоны столкновения микроконтинента<br>с континентом                      |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Зоны столкновения континентов<br>(гималайский тип)                      |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          |                                                                                          | Зоны столкновения континентов (кавказский тип)                          |                                                                                                                                                          |
| IV. Стабильные<br>и относительно стабиль-<br>ные геодинамические<br>обстановки (кратоны) | Абиссальные впадины<br>(ложе океанов)                                                    | Дно окраинных<br>отгороженных мо-<br>рей                                | Платформы и щиты                                                                                                                                         |
|                                                                                          | IVa. Зоны внутриплитной активизации (горячие точки и поля)                               |                                                                         |                                                                                                                                                          |
|                                                                                          | Цепи вулканических ост-<br>ровов, подводных гор и<br>плато                               |                                                                         | Трапповые провинции, по-<br>ля интрузий щелочных гра-<br>нитов, сиенитов, ультраба-<br>зит-щелочных<br>(с карбонатами), кимбер-<br>литовых трубок и даек |

### 1.3. Основные этапы тектоно-магматического цикла

Глобальную модель развития геодинамических процессов можно проиллюстрировать последовательностью, известной как «*цикл Вилсона*» - выделенный Дж. Вилсоном (Wilson, 1966) этап в геологической истории, начинающийся с распада суперконтинента и завершающийся образованием нового суперконтинента (продолжительность такого цикла составляет порядка 650 млн. лет.). Эта модель в целом применима и к рассмотрению процессов, связанных с раскрытием и последовательным закрытием малых океанских бассейнов, завершающихся столкновением микроконтинентов или некоторых континентов. Каждый такой региональный цикл завершается складчатостью, эпохи которых, разделенные временными промежутками продолжительностью 150-200 млн. лет, впервые установлены М. Бертраном. «Циклы Бертрана» приведены на **рис. 1** [Хаин, 2011].



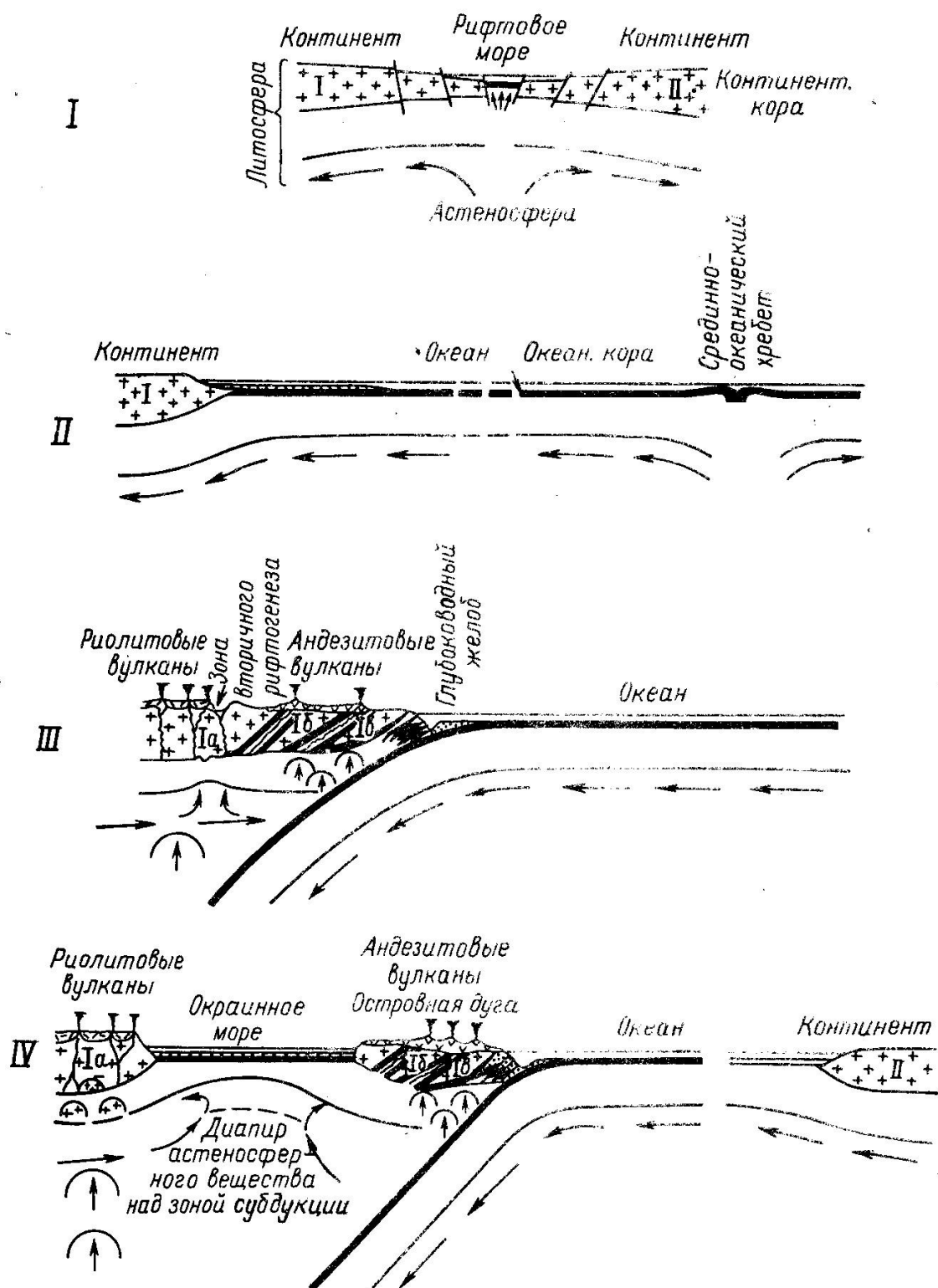
**Рисунок 1.** Суперциклы Вилсона (W) и циклы Бертрана в основных океанических и подвижных поясах неогена [Хаин, 2011]

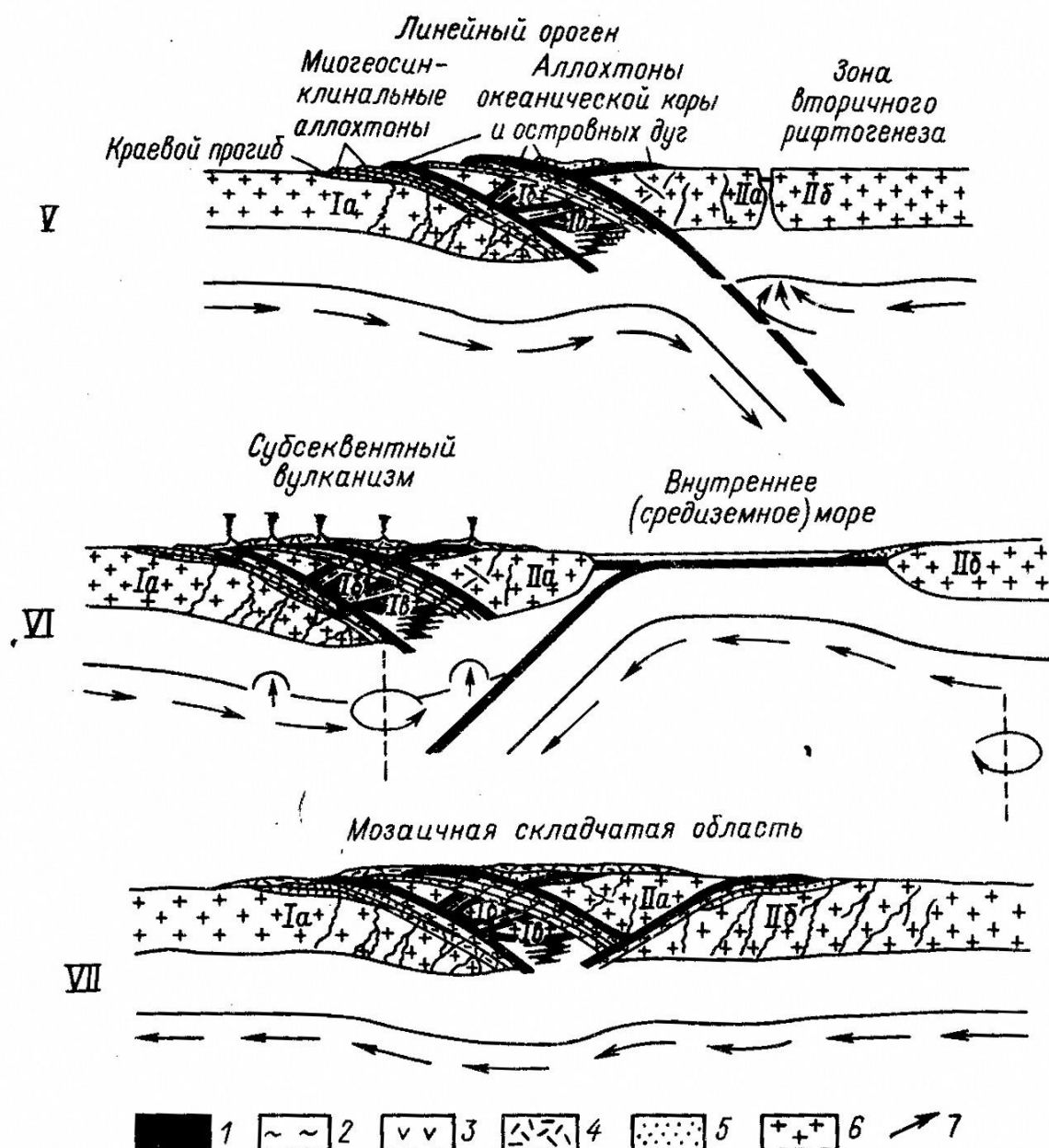
Тектоно-магматический цикл начинается со стадии заложения молодых рифтогенных систем (рис. 2). При этом заложению линейных рифтовых структур предшествует общее воздымание и растяжение участков континентальной коры, сопровождающееся формированием систем грабенов, щелочным базальтовым вулканизмом (связанных с подъёмом мантийных струй) или формированием контрастных серий; при этом магматизм может быть проявлен с разной степенью интенсивности (примерами могут служить Великие Африканские рифты и Байкальский рифт). Рифтогенезу также может предшествовать трапповый вулканизм, охватывающий значительные площади.

Эволюция рифтовой системы сопровождается растяжением и утонением континентальной коры, приводящими в динамично развивающихся ветвях её разрывом (например, рифты Аденского залива и Красного моря). Континентальный рифтогенез таким образом может смениться океаническим, приводящим к наращиванию океанической коры в осевых частях срединно-океанических хребтов за счет поступающих мантийных расплавов (спрединг).

Следующей стадией является стадия существования молодого океана с незрелой корой (так Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана, видимо, подстилается раздробленными, погруженными на разную глубину и пронизанными базитовыми телами блоками континентальной окраины) имеющего пассивные окраины с широкими шельфами. Со временем глубина и площадь океана возрастает, происходит деградация континентальной коры, приобретаются черты, свойственные современным Атлантическому и Индийскому океанам. Следует отметить, что на этой стадии процессы субдукции или обдукции по периферии океанического бассейна проявлены слабо. Магматизм сосредоточен в пределах срединно-океанических хребтов (СОХ), где доминируют нормальнощелочные толеитовые базальты (N-MORB типа), или связан с вулканическими островами, расположенными над зонами «горячих точек», где изливаются специфичные «обогащённые» базальты (E-MORB типа).







**Рисунок 2.**Тектоно-магматический цикл формирования складчатой области (по С. С. Шульцу мл., 1973).

**Номера рисунков.**I - раскол континента и разрыв континентальной коры; II- раскрытие молодого океана; III- существование зрелого океана, в окраинных частях которого уже сформированы зоны субдукции; IV - развитие зон субдукции: отрыв и отбрасывание в сторону океана краевых частей континентов и раскрытие окраинных морей (микроокеанов); V - формирование складчатого горного пояса: столкновение континентов и замыкание располагающихся между ними океанов; VI - сдвиговые деформации, вторичные раздвиги и вращательные движения, деформирующие образованную после закрытия океана горную складчатую страну; с этим этапом связано раскрытие морей средиземноморского типа и

активнейший вулканизм; VII— консолидация складчатой области и формирование мозаичных складчатых областей типа Иранского нагорья или Казахского щита.

**Цифры на схемах.** I и II - части континента, расчлененного при раскрытии молодого океана; Ia - блоки более древней континентальной коры; Ib и Iv - субдуцированные под край континента формационные комплексы островодужного и океанического происхождения, наращивающие континентальную кору (впоследствии — в составе островной дуги, позже — в складчатом фундаменте орогенической области); IIa и IIб- блоки коры обдуцируемого континента, расчлененные при формировании внутриорогенных средиземноморских бассейнов корой океанического типа.

1- океаническая кора и аллохтоны океанической коры в складчатых областях; 2 - зоны развитых голубых и зеленых сланцев; 3 - андезитовые лавы и туфы; 4 - кислые лавы и туфы; 5 - осадочные отложения; 6 - гранитно-метаморфическая континентальная кора; 7 - направления движения вещества астеносферы.

В формировании осадочного слоя значительную роль на ранней стадии имеют терригенные осадки, сносимые с континентов и накапливающиеся в значительном объеме на шельфе и у подножия континентального склона. Осадочная толща представлена сланцевой темноцветной или флишевой формациями (примером служит терригенный флиш верхоянского комплекса).

На последующей стадии раскрытия океанов строение их усложняется (за счет развития трансформных разломов в условиях активного спрединга, образования вулканических поднятий и пр.), на границах с континентами или другими океаническими плитами происходит заложение зон субдукции, трассирующих участки поддвига океанической плиты. Первоначально субдукция происходит непосредственно у краев континентов, где развиваются области активного вулканизма и гранитоидного магматизма; как вулканы, так и гранитоиды становятся все более кислыми по мере погружения субдукционной сейсмофокальной зоны под материк (андийский тип субдукционного процесса). Позже в результате разогрева и диапиризма астеносферного вещества в зоне субдукции происходит формирование вторичных рифтогенных структур над субдукционными зонами (так называемый «задуговой спрединг»), расщепление вулканических островных дуг по осевым зонам («внутридуговой спрединг»), «рассеянный спрединг» в

хаотично расположенных на площади (ареальных) центрах растяжений и раскрытие окраинных бассейнов типа Японского или Охотского морей. В ходе процессов задугового спрединга происходит отделение и «отодвигание» блоков континентальной коры от континента (остров Сахалин, Японские острова и др.). Фрагменты континентальной коры становятся фундаментом энсиалических островных дуг. В случае заложения зоны субдукции на границе океанических плит формирование островных дуг происходит на океанической коре (энсиматические дуги). При этом отсутствие континентальной коры в зоне плавления обуславливает резкое преобладание толеитовых базальтов в составе субдукционных вулканитов. На этой стадии развития может существовать несколько осей спрединга и активные окраины нескольких типов, что хорошо выражено в современном Тихом океане. Разнообразие условий формирования магматических расплавов и условий осадконакопления определяет и большое разнообразие формирующихся на этой стадии пород.

Впоследствии активное расширение сменяется сокращением площади океанического бассейна. Активное сжатие области океана и прекращение спрединга (неодновременное и неравномерное по площади) приводит к переходу к следующей, орогенной, стадии. Сжатие приводит к столкновению с краем континента (и друг с другом) расположенных в океаническом бассейне островных дуг, отдельных вулканических построек, микроконтинентов. Такими образом в ходе аккреции происходит наращивание края континента причленяемыми к нему террейнами, каждый из которых обладает присущими ему тектоническими, литологическими, металлогеническими и другими особенностями. Столкновение с океаническими блоками может сопровождаться формированием офиолитовых покровов в ходе обдукции. Процесс столкновения террейнов и аккреции сопровождается формированием сложнопостроенных складчато-

надвиговых зон и крупных шарьяжей. Перед фронтом тектонических покровов за счёт их разрушения часто формируются олистостромы, иногда с олистолитами огромных размеров.

Значимые по масштабам столкновения, предшествующие полному замыканию океанического бассейна, обычно соответствуют заключительным эпохам цикла Бертрана или фазам диастрофизма в пределах этих циклов.

Прогрессирующее сжатие приводит к замыканию океанического бассейна, столкновению и соединению двух континентов, к формированию в месте их сочленения нового линейного орогена, имеющего сложную внутреннюю тектоническую структуру. Нужно заметить, что на фоне доминирующего регионального сжатия могут возникать локальные участки растяжений, в которых происходит формирование эпиорогенных рифтов или даже раскрытие вторичных средиземных морей, в пределах которых образуются новые меньшие по масштабам зоны спрединга и субдукции (примерами служат современная Восточно-Средиземноморская зона спрединга, Критская и Калабрийская зоны субдукции).

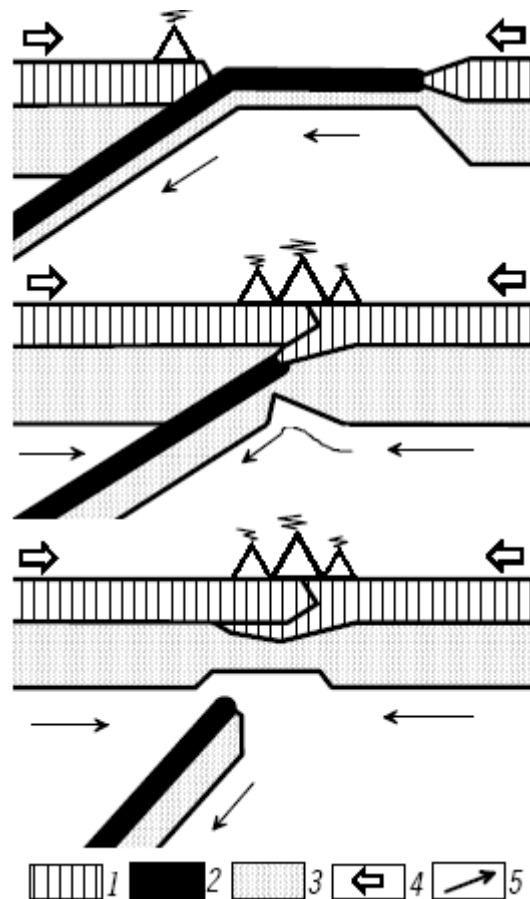
Область столкновения плит трассируется в складчатых поясах сутурными швами – «следами» реликтового океана и глубоководного желоба.

На орогенной стадии в ядре формирующегося горного сооружения происходит региональный метаморфизм (до уровня амфиболитовой фации) и формирование крупных гранитоидных интрузивов.

Орогенную стадию обычно разделяют на две подстадии: раннеорогенную и позднеорогенную. На раннеорогенной подстадии горообразование происходит в основном за счёт горизонтального сжатия и, как следствие, тектонического скупивания комплексов. В глубинных зонах при этом протекают процессы метаморфизма и формирования гранитоидов. Рельеф на этой подстадии низкий или умеренный, что отражается в

отсутствии грубозернистого материала. Характерно накопление нижней (сероцветной) молассы, формирующейся в морских и затем лагунных условиях и сложенной песчано-глинистыми, иногда с известняками и эвапоритами, толщами.

На позднеорогенной подстадии происходит резкое воздымание территории; при этом горообразование происходит за счёт изостазии, определяемой «всплытием» образованной в зоне коллизии мощной гранитизированной коры. К тому же, на протяжении некоторого времени (порядка 10-20 млн. лет) под зоной коллизии продолжает существовать холодный и плотный край субдуцировавшей океанской плиты (слэб), еще не успевший ассимилироваться в астеносфере (**рис.3**). Такая ситуация получила название внутриплитовой субдукции (англ. *intraplate subduction*). Постепенно слэб отрывается от континентальной литосферы и тонет в мантии (этот момент определяет и перелом в характере магматизма - субдукционный магматизм в зоне коллизии полностью прекращается, сменяясь на типичный коллизионный), а горные сооружения, лишившись глубинной нагрузки в виде слэба океанской литосферы, резко воздымаются. Установление континентального режима и интенсивные темпы роста горного сооружения определяют формирование верхней (красноцветной) крупно- или даже грубообломочной молассы в предгорных и межгорных прогибах.



**Рисунок 3.** Переход субдукции океанской литосферы во внутриплитовую субдукцию и коллизию [Аплонов, 2001].

1 – континентальная кора; 2 – океанская кора; 3 – подкоровая литосфера;  
4 – направления движений плит; 5 – направления астеносферных течений.

Завершающая тафрогенная стадия связана с кратковременным этапом растяжения, следующим за сжатием орогена и предваряющая переход к платформенному режиму. Вертикальное вздымание на этой стадии сочетается с растяжением верхних частей континентальных сводов, приводящим к образованию узких грабенов, заполняемых терригенными осадками и базальтами, излияния которых связаны с глубокими разломами. Примером тафрогенов служат поздне триасовые – раннеюрские структуры восточного склона Урала и Западно-Сибирской плиты.

Завершая обзор тектоно-магматического цикла нужно отметить, что итогом являются сложнопостроенные складчатые области, состоящие из

мозаики скученных и в той или иной степени переработанных разнородных комплексов. Одной из главных задач геодинамических реконструкций является выявление геодинамических обстановок формирования этих комплексов и проведение палинспастических реконструкций. Полученные данные, в свою очередь, имеют важное практическое значение для прогнозирования и поисков полезных ископаемых.

Степень детальности проводимых реконструкций определяется как целью и масштабом проводимых работ, так и представительностью имеющегося фактического материала. В данной работе мы ограничимся рассмотрением критериев выделения геодинамических обстановок наиболее высокого ранга (их систематика приведена ранее в таблицах 1 и 2).

## **2. Структурно-формационные комплексы опорных геодинамических обстановок**

### **2.1. Обстановки океанических бассейнов**

При геодинамических реконструкциях под океанами понимаются крупные заполненные водой мегаструктуры, подстилаемые океанической корой. Такая трактовка исключает из «географических» океанов шельфы, области континентального склона и микроконтиненты. Геологическими границами океанов в межматериковых областях служат крупные разломные зоны (Шпицбергенская, Австрало-Антарктическая и др.) или островодужные системы (Карибская и др.). Формирование океанических бассейнов определяется процессами спрединга, приуроченными к глобальной системе срединно-океанических хребтов (СОХ).

*Спрединг* – предполагаемый процесс наращивания океанической коры в осевых зонах срединно-океанических хребтов в результате конвективного подъёма мантийного вещества и симметричного перемещения новообразованных порций коры от оси хребтов [Геологический словарь, 2012, т.2, с.142]. Определяющим процессом



формирования океанической коры является дифференциация базальтового расплава, приводящая к образованию её псевдослоистого разреза (рассмотренного ниже). Новообразованная кора по мере отодвигания от оси спрединга охлаждается и погружается, вследствие чего поднятия срединно-океанических хребтов переходят в абиссальные плато.

Возвращаясь к циклу Вилсона, отметим, что на океаническом этапе протекают процессы активного генерирования океанической коры, но в структурно-вещественных комплексах она сохраняется лишь фрагментарно, будучи погруженной в зонах субдукции и переработанной на этапе орогенеза. Фрагменты океанической коры в составе складчатых поясов известны как офиолиты.

### **Офиолиты**

Термин «офиолиты» в современном понимании вошел в геологическую литературу благодаря работам Г. Штейнманна (Steinmann, 1897; 1906; 1926), в особенности после опубликования его фундаментального доклада «Офиолитовые зоны в Средиземноморских горных цепях» на XIV сессии Международного геологического конгресса в 1926 г. в Мадриде. Так была названа ассоциация горных пород, встречающаяся почти в каждом складчатом поясе и характеризующаяся своим закономерно повторяющимся разрезом.

В эту ассоциацию пород входят (снизу вверх по разрезу):

1) серпентинитовый меланж - тектонически окатанные блоки горных пород в серпентинитовой основной массе, захваченные и перемещенные этой массой в процессе ее пластического движения;

2) комплекс ультраосновных пород (дунитов-гарцбургитов) не несущих следов магматической дифференциации в закрытых камерах (иногда его называют комплексом мантийных реститовых перидотитов или метаморфических перидотитов);

3) кумулятивный комплекс, сложенный чередующимися слоями перидотитов, пироксенитов, оливиновых габбро, анортозитов, троктолитов и габбро-норитов, как с расслоенными, так и с массивными текстурами;

4) комплекс уралитизированных и амфиболизированных габброидов, амфиболитов и габбро-амфиболитов с невыдержанными по простиранию линзами и зонами плагиогранитов;

5) ассоциация параллельно-полосчатых диабазовых даек - подводящих каналов для залегающих выше подушечных лав;

6) комплекс спилитизированных базальтовых лав с шаровой и подушечной отдельностью;

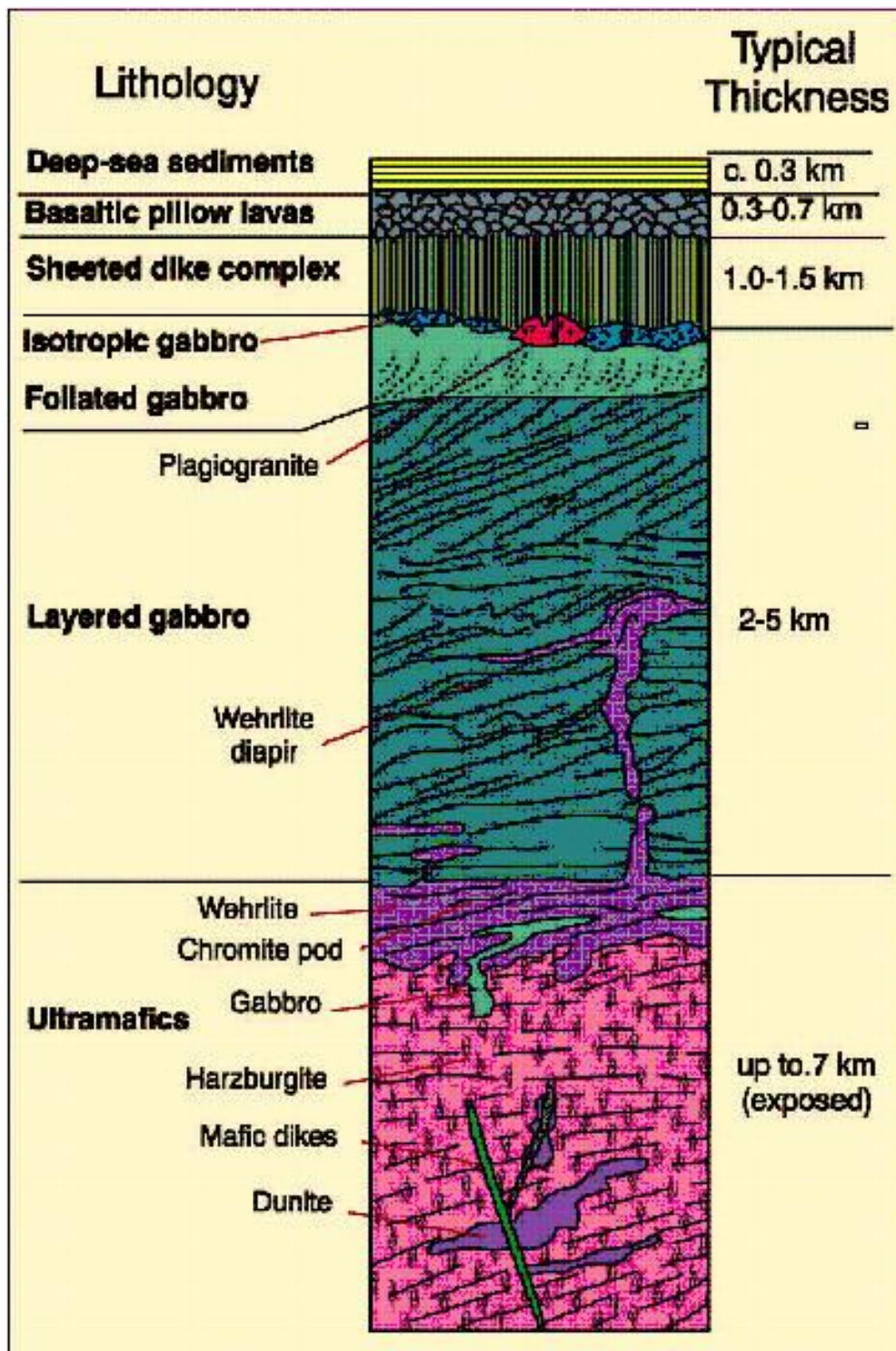
7) комплекс глубоководных кремней или кремнисто-карбонатных осадков.

Классический разрез офиолитовой ассоциации приведён на **рисунке 4**. При этом нужно иметь в виду, что перечисленные части разреза могут быть обнажены фрагментарно и пространственно разобщены (**рис.5**).

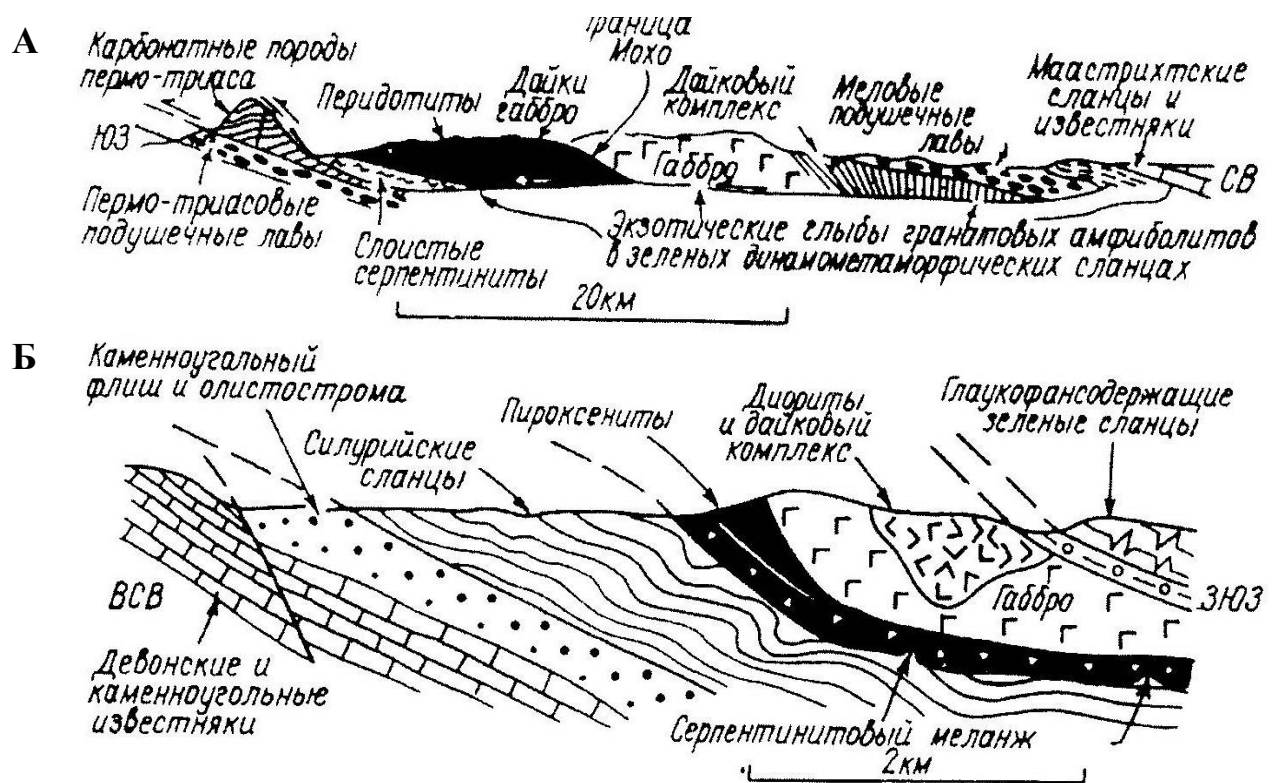
Получение данных о строении и составе океанической коры позволило сформулировать предположение о том, что выходы офиолитовых ассоциаций в разрезах складчатых областей являются фрагментами океанической коры, маркирующими швы замкнувшихся океанов прошедших геологических эпох. Это предположение было убедительно обосновано Г. Хессом (Hess, 1964), который сопоставил разрезы детально изученных им офиолитовых ассоциаций с геофизическими разрезами океанической литосферы и показал петрохимическое и геохимическое сходство образцов, драгируемых из осевых рифтовых зон срединно-океанических хребтов, с образцами пород офиолитовых ассоциаций.

Соответствующие офиолитам фрагменты океанической коры могут быть связаны с различными геодинамическими обстановками - океаническими бассейнами, окраинными морями, островными дугами.

Критерии выявления геодинамической природы офиолитов могут быть разделены на два типа: геологические и петрохимические.



**Рисунок 4.** Строение слоев и мощности классической офиолитовой последовательности офиолитов Самиял (Оман) по (Boudier&Nicolas, 1985).



**Рисунок 5.** Разрезы офиолитовых ассоциаций.

А - разрез офиолитового комплекса Вуринос, Греция (по Ж. Брюнну);  
 Б - разрез Ченгельдинского офиолитового аллохтона, горы Тамдытау, Кызылкумы (по С. С. Шульцу мл.).

Геологические критерии базируются главным образом на изучении осадочных пород, ассоциирующих с базальтовым комплексом офиолитовой ассоциации. При этом важное значение имеют:

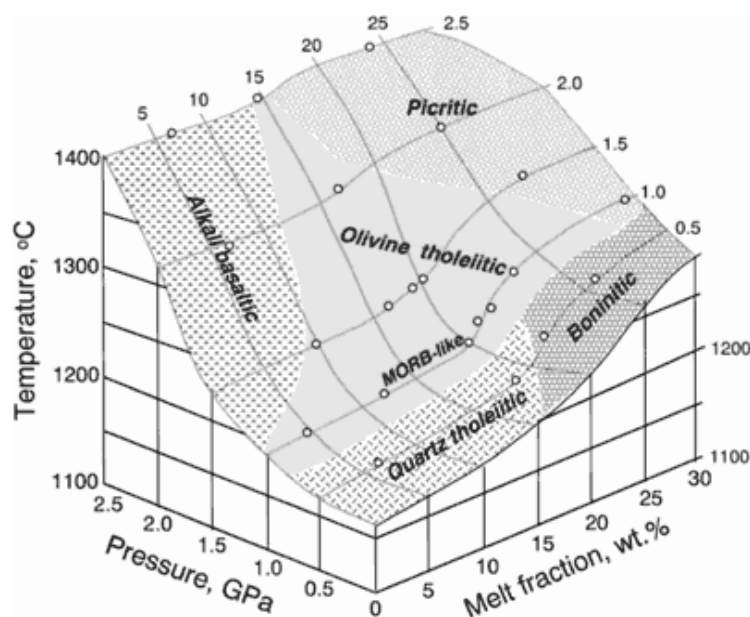
- выявление степени глубоководности или мелководности осадочных образований, позволяющее разделять, с одной стороны, океанические обстановки, с другой – островодужные и окраинно-морские;
- наличие или отсутствие нормальных стратиграфических взаимоотношений пород базальтового комплекса с груботерригенными отложениями: наращивание разреза базальтового комплекса обломочными терригенными осадками характерно для окраинно-континентальных обстановок – континентального склона, окраинных морей, островных дуг;

- наличие в терригенных отложениях пирокластического материала средних и кислых пород, что является указанием на островодужную обстановку;
- характер интрузивных магматических формаций, поясов гранитов, по времени формирования близких к базальтовому комплексу офиолитовой ассоциации.

Прилегающие к континентам и островным дугам обстановки формирования офиолитов (задуговые бассейны и др.) определяется наличием двух различных источников сноса осадочного материала: континента, откуда поступают продукты выветривания (иногда существенно кварцевого материала), и островной дуги, поставляющей граувакки, вулканомиктовый и пирокластический материал.

Глубоководные обстановки абиссальных плато и срединно-океанических хребтов отличаются принципиально иным характером осадконакопления. Прилегающие к континентальным склонам отложения представлены гемипелагическими глинами, образованными преимущественно за счет отложения тонкой взвеси, копролитов и турбидитных выносов. В удалённых от континентов областях биопланктоногенная седиментация определяет накопление пелагических известковых и кремниевых илов. Первые сложены преимущественно кокколитами (с фораминиферами и петроподами в разном соотношении), вторые - радиоляритами, диатомитами и переходными разностями. Наиболее специфичны в минералогическом плане эвпелагические красные глины, формирующиеся ниже критической глубины карбонатакопления за счет элювиального преобразования седиментогенного материала и метасоматоза базальтового материала. Типичные красные глины представлены цеолитовыми разностями, в разной мере содержащими железо-марганцевые корки и конкреции; переходные к другим литотипам разности характеризуются повышением доли карбонатов, биоопала, терригенных компонентов и органического углерода (для типичных разностей содержание  $C_{орг.}$  не превышает 0,1%).

Петрохимические критерии в первую очередь ориентированы на выявление геохимической специфики базальтоидов офиолитовой ассоциации. Базальты срединно-океанического хребта - Mid-ocean ridge basalt (MORB) – характеризуются обогащенностью элементами группы железа, обедненностью литофильными элементами, низким содержанием некогерентных элементов, им свойственны очень низкие содержания калия (до 0,2 мас.%), рубидия (3,3 г/т), бария (21 г/т), ниобия (3,4 г/т), лантана (3,8 г/т), самые низкие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70280), что связано с плавлением истощённой мантии на сравнительно небольших глубинах (**рис. 6**). Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в них характеризуется наклонным распределением лёгких РЗЭ и отношением  $(\text{La}/\text{Yb})_n=0,77$  при общем 10-кратном относительном обогащении.

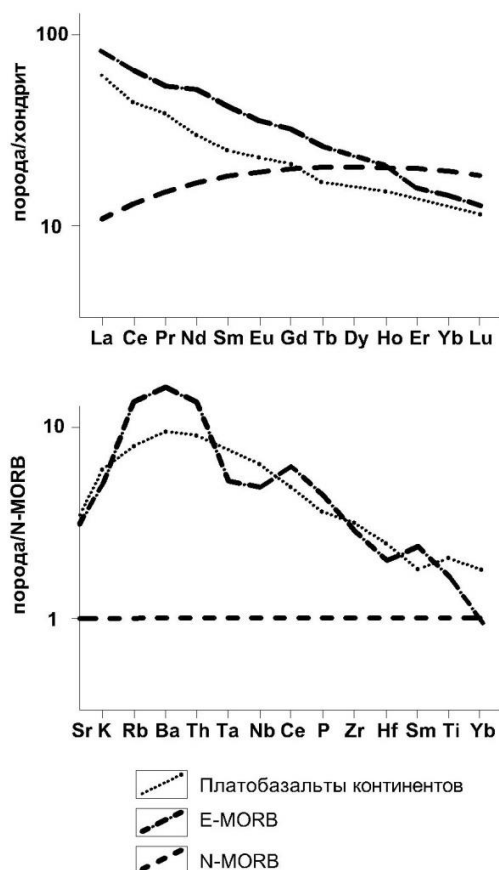


**Рисунок 6.** Диаграмма, демонстрирующую зависимость состава расплавов от температуры, давления и степени плавления мантии (Kushiro, 1996)

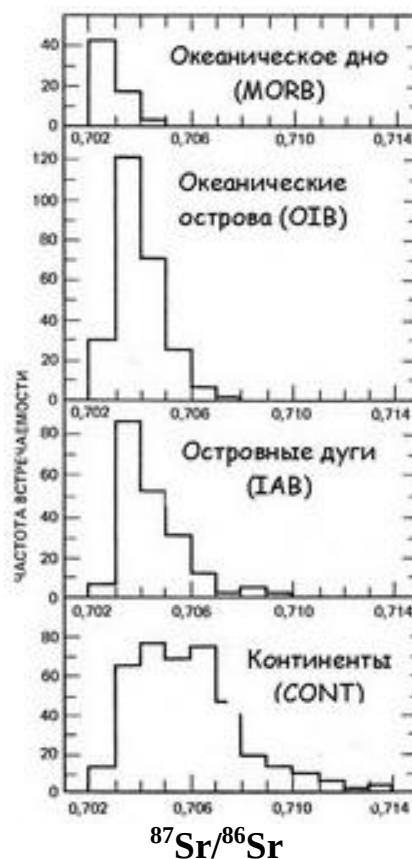
Нормальным океаническим толеитовым базальтам (N-MORB) противопоставляются внутриплитные базальты геохимически обогащённого типа E-MORB (или P-MORB), связанные с подъёмом горячих глубинных базальтовых магм и неистощенной мантией. Эти базальты имеют повышенную щёлочность, повышенное содержание лёгких редких земель, некогерентных элементов, содержание калия, рубидия, бария, ниобия и

лантана в них в 5-7 раз больше, чем в базальтах N-типа, несколько повышено значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70386). По сравнению с хондритом, базальты Р-типа примерно в 70 раз больше обогащены лантаном. Базальты Т-MORB типа (переходного), по сравнению с деплетированными, содержат в 2-3 раза больше калия, рубидия, бария, ниобия и лантана. Они характеризуются почти 20-кратным (по отношению к хондриту) обогащением РЗЭ и почти горизонтальным трендом нормированного по хондриту распределения резких земель.

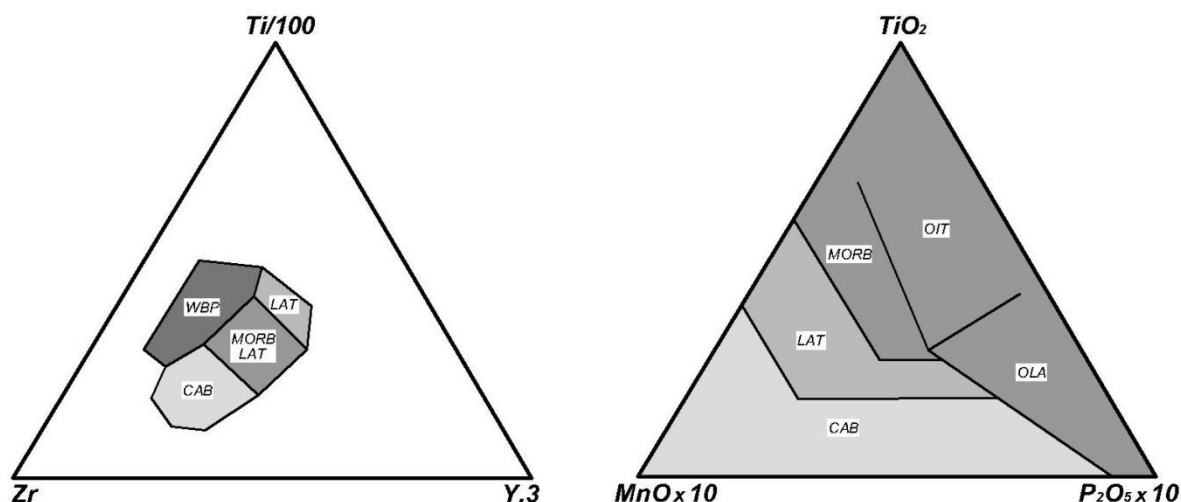
Некоторые геохимические особенности базальтов разных геодинамических обстановок приведены на **рисунках 7 и 8**. Имеющиеся геохимические различия позволили разработать ряд дискриминационных диаграмм, используемых для разделения базальтов разных геодинамических обстановок, некоторые из таких диаграмм приведены на **рисунках 9 и 10**.



**Рисунок 7.** Содержание РЗЭ и некогерентных элементов в базальтах разных геодинамических обстановок

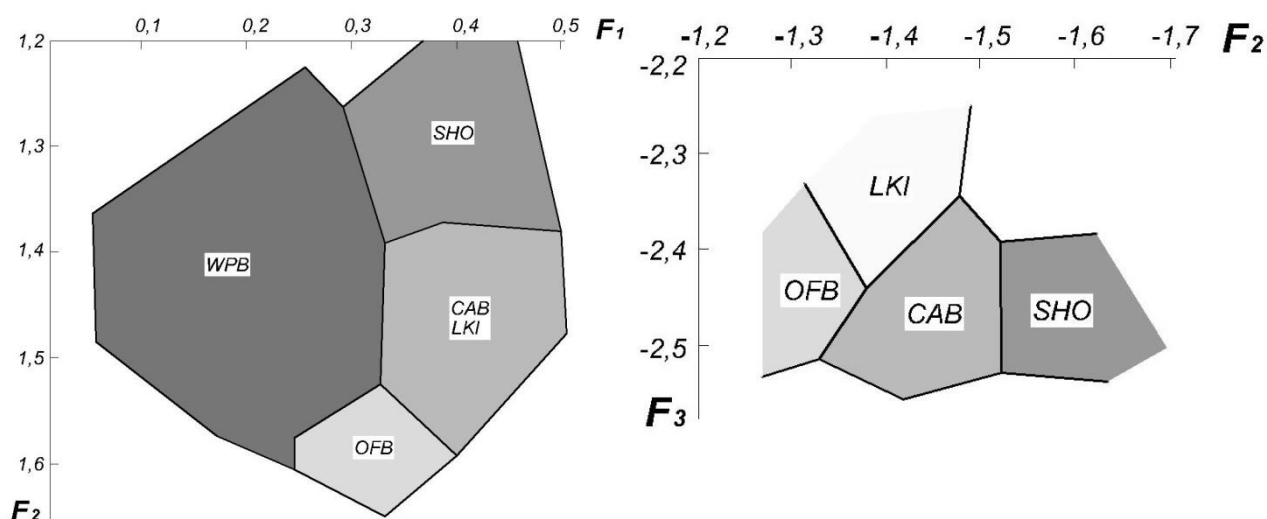


**Рисунок 8.** Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах разных геодинамических обстановок



**Рисунок 9.** Дискриминационные диаграммы для разделения базальтов разных геодинамических обстановок.

Обозначения типов базальтов: WBP (within-plate basalts), IAT (island-arc tholeiites), CAB (calc-alkaline basalts), OIT (ocean island tholeiites), OIA (ocean island alkaline basalt).



**Рисунок 10.** Дискриминационная диаграмма для разделения базальтов разных геодинамических обстановок (Pearce, 1976).

По осям абсцисс и ординат отложены дискриминантные функции  $F_1$ ,  $F_2$  и  $F_3$ :

$$F_1 = +0,0088 \text{ SiO}_2 - 0,0774 \text{ TiO}_2 + 0,0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,0066 \text{ FeO} - 0,0017 \text{ MgO} - 0,0143 \text{ CaO} - 0,0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0007 \text{ K}_2\text{O};$$

$$F_2 = -0,0130 \text{ SiO}_2 - 0,0185 \text{ TiO}_2 - 0,0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0134 \text{ FeO} - 0,0300 \text{ MgO} - 0,0204 \text{ CaO} - 0,0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0,0715 \text{ K}_2\text{O};$$

$$F_3 = -0,0221 \text{ SiO}_2 - 0,0532 \text{ TiO}_2 - 0,0361 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0016 \text{ FeO} - 0,0310 \text{ MgO} - 0,0237 \text{ CaO} - 0,0614 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0289 \text{ K}_2\text{O}.$$

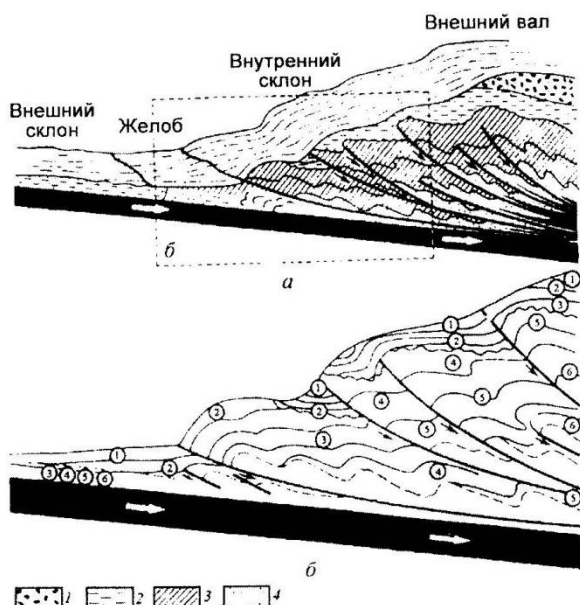


## 2.2. Геодинамические обстановки активных окраин континентов

### 2.2.1. Глубоководные желоба

Глубоководные желоба представляют собой крупные линейно-вытянутые прогибы морского дна, составляющие закономерную систему активных окраин континентов и располагающиеся между островной дугой и краевым океаническим валом. Морфологические особенности желобов определяются деформациями, сопровождающими поддвиг (субдукцию) океанической литосферы. В поперечном сечении они имеют V-образную ассиметричную форму с более крутым (до  $20^\circ$ ) склоном со стороны островной дуги.

В глубоководных желобах обычно накапливаются осадки, представленные главным образом бескарбонатными илами и турбидитами. Мощности осадков и уровень заполнения ими прогиба существенно различаются. В некоторых желобах в самых нижних частях преддугового островодужного или континентального склона (на глубинах 5 км и более) за счет «сгребания» и смятия осадков с субдуцирующей плиты формируются аккреционные призмы, выделяющиеся присутствием изоклинальной складчатости, хаотического меланжа и тектонитов. В основании аккреционной призмы породы могут подвергаться метаморфизму до уровня зеленосланцевой фации.



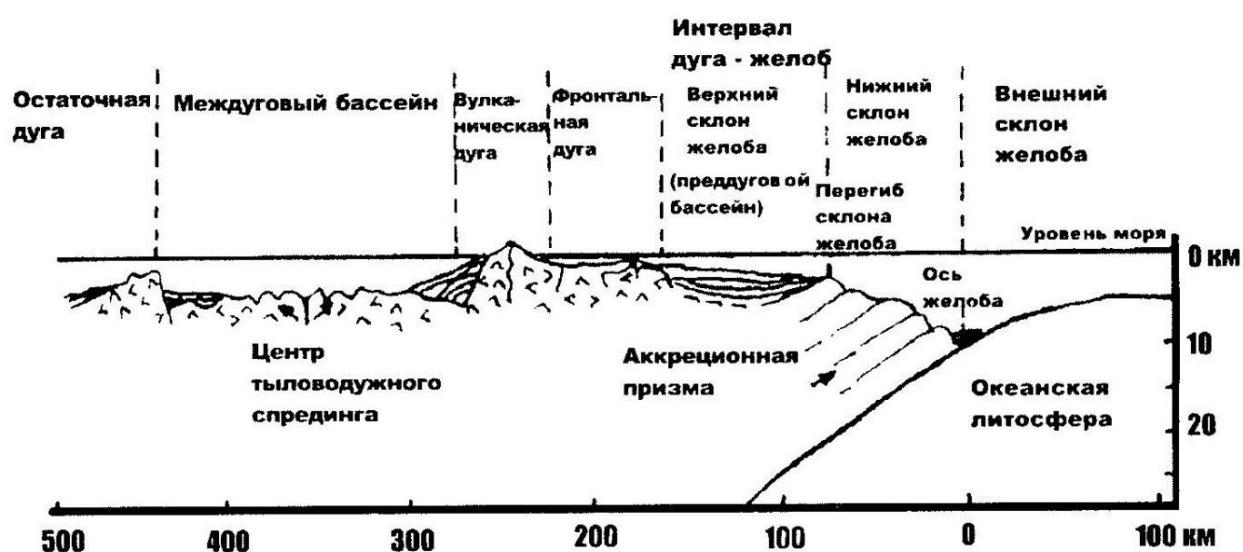
**Рисунок 11.** Модель аккреционной призмы [Борукаев, 1999].

Фации осадков (а):

1 – шельфа, 2 – континентального склона, 3 – глубоководного желоба, 4 – абиссальных равнин. Последовательность номеров (на схеме-врезке б) отражает относительный возраст отложений от более древних к более молодым.

### 2.2.2. Островные дуги

Островные дуги выражаются в рельефе дугообразно изогнутыми в сторону океана подводными хребтами, выступающими над поверхностью океана в виде цепи вулканических островов. Развитие этих структур определяет режим погружающейся под неё зоны субдукции. В ряде случаев островные дуги образуют системы параллельных хребтов (разделенных преддуговым прогибом) внешний из которых невулканический, сложенный породами аккреционной призмы, второй – вулканический (рис. 12).

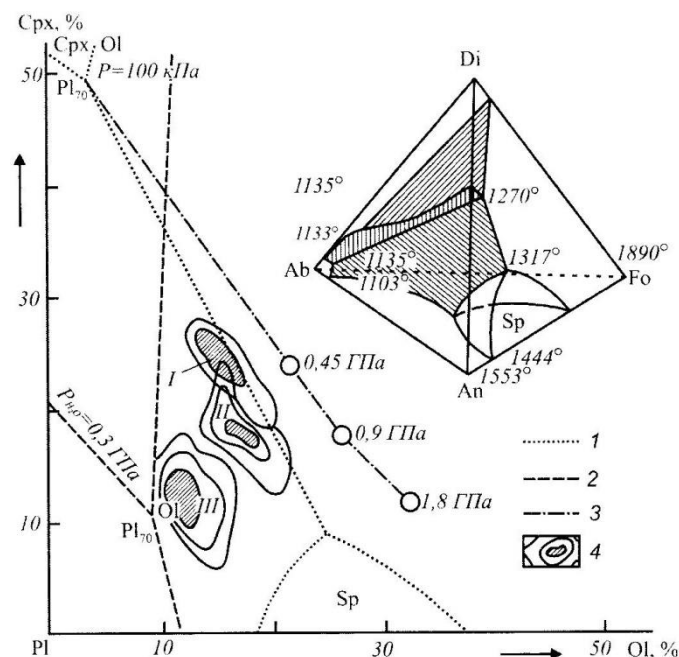


**Рисунок 12.** Схематическое изображение морфологических и тектонических образований в системе островной дуги [Структурная геология ..., 1991]

Термин «островные дуги» («вулканические дуги», «магматические дуги») иногда распространяют и на активные окраины андского (кордильерского) типа – окраинно-континентальные дуги.

В зависимости от типа фундамента островные дуги подразделяются на энсиматические (незрелые), развивающиеся на краю океанической плиты, под которую происходит субдукция, и энсиалические (зрелые), образованные на континентальном основании, возникшем при отчленения блока континентальной окраины в ходе раскрытия краевого моря. Расщепление дуги по оси спрединга и смещение её части от желоба,

приводящее к отрыву от магматических очагов, определяет образование остаточных островных дуг.



**Рисунок 13.** Составы базальтов океанов и островных дуг на плоскости Pl-Cpx-Ol диаграммы плавкости базальтовой системы Ab-Di-Fo-An (Frolova, Perchuk, Burilova, 1992).

Базальты: I – океанические, II – энсиматических островных дуг, III – энсиалических островных дуг. Эвтектические точки: 1 – при давлении 100 кПа, 2 – при давлении  $P_{H_2O}$  0,3 ГПа, 3 – линия, соединяющая точки при разных давлениях, 4 – плотность фигуративных точек в % (10, 15, 25 и более)

Субдукционные магмы обладают спецификой и разнообразием состава, связанными с участием в магмогенерации различного субстрата - пород погружающейся океанской литосферы, находящегося над ней астеносферного клина, мантийных и коровых пород литосферы висячего крыла, служащей фундаментом вулканического пояса. Важной специфической чертой магмообразования при субдукции считают поступление вещества океанской коры, в том числе её осадочного чехла, глубоко в мантию, что придает соответствующие геохимические особенности мантийным магмам. Кроме того, большое количество поступающей с субдуцирующими породами воды коренным образом меняет условия плавления пород над зоной субдукции и определяет специфику их состава (повышенную глиноземистость, степень окисленности магм и пр.).

Широко распространённые в океанических обстановках базальты нормальной щелочности хорошо разделяются на диаграмме базальтовой системы  $\text{Crх-OI-Pl}$  (рис. 13). Для щелочных магм характерно проявление оливин- и нефелин-нормативных разностей, повышенная роль калия, активное фракционирование магния относительно железа на ранних этапах. Для всех серий островных дуг общими геохимическими чертами являются устойчивые минимумы Nb и Ta, низкие содержания Ti, обогащенность легкими РЗЭ и литофильными элементами с большими ионными радиусами (K, Rb, Sr, Ba). Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в среднем 0,70437; в вулканических породах островных дуг, по-видимому, доминирующее влияние оказывает стронций, характерный для верхней мантии, однако эти отношения увеличиваются в зависимости от количества стронция, добавленного из пелагических осадков океанической коры и/или внесенного позднее в результате взаимодействия магмы с вышележащими породами.

Для ископаемых магматических комплексов энсиматических островных дуг характерны следующие особенности:

- ассоциация вулканитов с офиолитами;
- широкое развитие известково-щелочных вулканитов в ассоциации с толеитовыми базальтами (последние чаще приурочены к основанию вулканогенного разреза);
- преимущественно натровая специализация базальтов и андезитобазальтов;
- относительно незначительная роль пирокластических пород (менее 30% мощности разреза вулканитов);
- ассоциация вулканитов с глубоководными океаническими осадками (кремнистыми, красноцветными алевро-глинистыми породами) или осадками, характерными для глубоководных желобов (турбидитами);

- ассоциация с плутонической габбро-плагиогранитовой формацией.

Для ископаемых энсиалических островных дуг характерными особенностями служат:

- широкое развитие андезитов; резкое преобладание вулканитов известково-щелочной серии при незначительной роли толеитов (последние встречаются в низах вулканогенного разреза);
- развитие дифференцированных вулканических серий и наличие в разрезе кислых продуктов дифференциации – дацитов и риолито-дацитов;
- преимущественно калиево-натровая специализация вулканитов;
- значительная роль пирокластических пород (не менее 50%);
- ассоциация вулканитов с флишем и морской молассой;
- ассоциация с плутонической гранит-гранодиоритовой формацией.

В целом, типоморфными вулканическими формациями островных дуг являются: андезит-базальтовая, натриевых базальтов-риолитов, базальт-андезит-риолитовая, натриевых риолитов, шошонитовая.

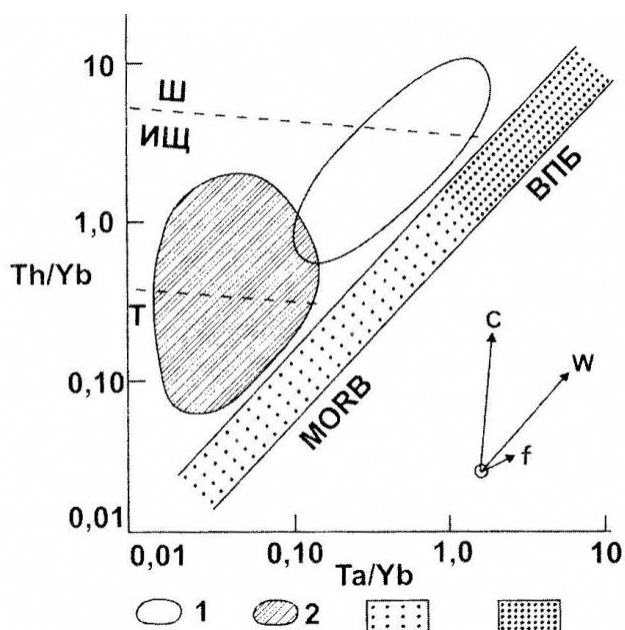
### 2.2.3. Окраинно-континентальные вулканические пояса

Химический состав вулканитов окраинно-континентальных поясов в целом близок к вулканитам энсиалических дуг. По сравнению с островодужными они относительно обогащены щелочами (особенно К), титаном, фосфором, железом относительно магния, крупноионными и высокочargedными некогерентными элементами (Rb, Sr, Ba, Th (**рис. 14**)), легкими РЗЭ в нормальнощелочных породах; характерной особенностью является и более высокая насыщенность флюидами. Изотопные данные

показывают значительный разброс значений, видимо, объясняемый разной ролью коровых компонентов в магмогенерации.

Для ископаемых окраинно-континентальных вулканических серий характерными особенностями являются:

- преобладание вулканитов среднего и кислого состава при резко подчинённой роли базальтов;
- широкое развитие известково-щёлочных вулканитов; отсутствие толеитов в нижней и средней частях вулканогенного разреза, незначительное их количество может присутствовать в верхних частях разреза;
- гомодромность в развитии вулканизма: андезиты (андезито-базальты) – дациты – риолиты, в конце цикла обычно извергаются базальты;
- наличие цикличности в развитии вулканизма, могут присутствовать несколько гомодромных циклов;
- значительная роль пирокластических пород (туфы нередко составляют более 50% объёма вулканитов);
- формирование вулканических серий на разнородном субстрате, сформированном в ходе акреции у края континента;
- незначительная роль осадочных пород в составе разреза вулканических серий (менее 20% объёма серий), представленных в большинстве случаев красноцветными континентальными отложениями;
- замещение вулканических серий по латерали красноцветной молассовой формацией;
- ассоциация с диорит-гранодиорит-лейкогранитовой плутонической формацией.



**Рисунок 14.** Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb для базальтов островных дуг и континентальных окраин, произошедших как из истощенной (MORB), так и из обогащенной мантии (Pearce, 1983):

1 – активные континентальные окраины, 2 – островные дуги, 3 – истощенный мантийный источник, 4 – обогащенный мантийный источник (внутриплитные базальты – ВПБ). Векторы показывают влияние следующих факторов: внутриплитного обогащения литофильными элементами (w), коровой контоминации (c), фракционной кристаллизации (f).

Типоморфными вулканическими формациями окраинно-континентальных поясов являются (приведённые в обычной возрастной последовательности): андезитовая, трахинандезитовая, дацит-риолитовая, риолитовая, трахиандезит-трахириолитовая, трахириолитовая, риолит-лейкобазальтовая. Таким образом, среди формаций как нормальной щелочности, так и субщелочных преобладают дифференцированные, непрерывные по кремнекислотности типы, но полные ряды пород от базальтов до риолитов редки. Контрастные формации встречаются значительно реже.

Формации щелочных пород, как в целом в комплексах складчатых поясов, развиты реже, преимущественно в пределах жестких массивов (Закавказская глыба, Талышский массив и др.).

#### 2.2.4. Окраинные моря

Окраинные моря представляют собой систему прогибов, отделённых от океана островными дугами. Образование котловин происходит за счет

деструкции континентальной коры, начинающейся с формирования сводового поднятия с наземным кислым и средним вулканизмом (как правило с обилием пирокластического материала). Последующее погружение, связанное с заложением рифтогенных структур, сопровождается образованием базальтов, несущим черты как толеитовых, так и известково-щелочных серий (с присутствием Ta-Nb минимума, кварц-нормативных разностей и пр.). Такие базальтовые излияния носят ареальный характер (в силу чего получили название ВААВ – Back-ArcArealBasalt) и связаны с площадями развития переходной субконтинентальной и субокеанической коры. Соотношение континентальной и океанической коры значительно варьирует, что обуславливает и различия морфологии дна (поднятия часто связаны с блоками, в которых фиксируется сиалическая кора). На заключительных этапах развития доминируют толеитовые базальты, образующиеся в условиях задугового спрединга, близкие к N-MORB типу. Особенности офиолитов, связанных с окраинными морями описаны выше. Впоследствии, в условиях растяжения участков океанической коры, формируются субщелочные и щелочные серии.

На активных окраинах андского типа аналогичную окраинным морям структурную позицию занимают тыловые прогибы. Наиболее типичны для них ареальные базальты, сходные с платобазальтами, ассоциирующие с субщелочными и щелочными сериями.

### 2.3. Обстановки пассивных окраин континентов

Пассивные континентальные окраины представляют собой зоны сочленения континентальной и океанической литосферы, сопровождающиеся образованием шельфов и характеризующиеся сглаженным рельефом, развитием структур платформенного типа, отсутствием сейсмичности и магматизма (хотя, эти явления не исключаются – например, современные Канарские острова). Подводная часть таких



окраин имеют хорошо выраженный шельф, континентальный слон и континентальное подножие.

Пассивные окраины образуются в условиях рифтогенеза и соответствуют плечам рифта расколовшегося континента. Поэтому в основании комплексов собственно пассивных окраин присутствуют рифтогенные образования (часто – красноцветные отложения, эвапориты), выполняющие системы грабенов и включающие проявления базальтового магматизма. По мере развития рифта континентальные отложения сменяются прибрежно-морскими (с развитием дельтовых фаций) и мелководно-морскими, впоследствии приобретающими характерную латеральную зональность для ряда шельф – континентальный слон – континентальное подножие (с преобладанием флишевых толщ). Местами существенную роль играют олистостромовые горизонты и потоки грубообломочного материала, проявления соляной тектоники или грязевого вулканизма.

## 2.4. Обстановки внутренних частей континентов

### 2.4.1. Коллизионные пояса

Коллизия – столкновение континентов или других крупных блоков с континентальной корой. Коллизия сменяет во времени процесс субдукции после того, как вся океанская литосфера оказывается поглощенной в зонах субдукции и на конвергентной границе встречаются континентальные части литосферных плит. На этапе начальной (мягкой) коллизии между сближающимися континентальными блоками сохраняются океанические бассейны, на периферии которых протекает субдукция. Впоследствии столкновение континентальных блоков происходит вдоль всей протяженности границы, происходит переход к жесткой коллизии с характерной для неё двухъярусной тектоникой плит и орогенезом. При этом в течение какого-то интервала времени (согласно расчетам, до 10 – 20 млн.

лет) под зоной коллизии продолжает существовать холодный и плотный край субдуцировавшей океанской плиты (слэб), еще не успевший ассимилироваться в астеносфере. Такая ситуация получила название *внутриплитовой субдукции* (англ. *intraplate subduction*). Постепенно верхняя часть слэба проплавляется настолько, что он за счет своего избыточного веса отрывается от континентальной литосферы и тонет в мантии. С этого момента субдукционный магматизм в зоне коллизии полностью прекращается, а горные сооружения на поверхности, лишившись глубинной нагрузки в виде слэба океанской литосферы, резко воздымаются, образуя горные системы. Магматизм и метаморфизм протекают в условиях поддвиговых и надвиговых процессов в континентальной коре (А-субдукция).

Коллизия приводит к образованию интрузивно-вулканических и плутонических поясов с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Орогенные интрузивные комплексы представлены главным образом кислыми породами известково-щелочного и умереннощелочного рядов (гранодиориты, граниты, лейкограниты), с которыми ассоциируют средние (диориты, кварцевые диориты, сиениты, монцониты) и реже основные (габбро) породы. В магматических сериях обычна гомодромная последовательность, завершающаяся формированием лейкогранит-гранитовой серии плюмазитовых пород повышенной кремнекислотности S-типа.

К собственно коллизионным поясам близки аккреционно-коллизионные пояса, формирующиеся за счет комплексов предшествующей субдукции (В-субдукции, субдукции Бенъофа), в целом «андезитового» состава. В гранитоидных сериях этого типа широко распространены миаскитовые породы низкой и умеренной кремнекислотности (кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты) преимущественно I-типа.

Составление гранитоидов коллизионных поясов двух указанных типов приведены в **таблице 3**.

*Таблица 3.*

Сопоставление двух групп гранитоидного магматизма коллизионных поясов

| Характеристики                                                       | Группы гранитоидов                                                                                                             |                                                                                                          |
|----------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| По типу геодинамических процессов                                    | Собственно коллизионные                                                                                                        | Аккреционно-коллизионные                                                                                 |
| По происхождению вмещающих геологических комплексов                  | Пассивные окраины плит                                                                                                         | Активные окраины плит                                                                                    |
| По возрасту и вещественному составу субстратов зон магмогенерации    | Преимущественно древние салические гранито-гнейсовые и аркозовые                                                               | Относительно молодые мафические магматические и граувакковые                                             |
| По глиноземистости и генетическому типу                              | Преимущественно плюмазитовые (S-тип)                                                                                           | Миаскитовые и плюмазитовые (I-тип)                                                                       |
| По составу гранитоидных серий                                        | Адамеллит-лейкогранитовые                                                                                                      | Диорит-гранодиорит-адамеллитовые                                                                         |
| По соотношению агпаитовых, миаскитовых и плюмазитовых разностей      | агпаитовые – нет<br>миаскитовые – 2%<br>плюмазитовые – 98%                                                                     | агпаитовые < 0,1%<br>миаскитовые – 31%<br>плюмазитовые – 69%                                             |
| По соотношению низко-, умеренно-, высоко- и ультракалиевых разностей | низкоК – нет<br>умеренноК – 1%<br>высокоК – 94%<br>ультраК – 5%                                                                | низкоК – 1%<br>умеренноК – 15%<br>высокоК – 77%<br>ультраК – 7%                                          |
| По преобладающим значениям $Sr^{87}/Sr^{86}$                         | > 0,710                                                                                                                        | < 0,710                                                                                                  |
| Повышенные концентрации в адамеллитах                                | Li, Rb, Cs, U, F                                                                                                               | Ba, Sr                                                                                                   |
| Повышенные концентрации в лейкогранитах                              | Li, Rb, Cs, U, F, Sn, Be                                                                                                       | Ba, Sr, Ta                                                                                               |
| Типовая металлогеническая специализация                              | Sn, W, F, Au                                                                                                                   | Mo, Cu, W, Au, Ag                                                                                        |
| Характерные примеры                                                  | Высокие Гималаи, Корнуолл, Центральный Французский массив, Рудные горы, Чукотка, Верхоянье, провинция Главного хребта Малайзии | Большой Кавказ, Тибет, Каракорум, Урал, Восточное Забайкалье, Сихотэ-Алинь, Восточная провинция Малайзии |

Типичные осадочные комплексы – молассы, сложенные толщей конгломератов, песчаников, глин и мергелей, характеризующихся крупной

циклическостью и неупорядоченным залеганием. Нижняя часть молассовой толщи (нижняя моласса) складывается сероцветными морскими или озерными относительно мелкообломочными отложениями, накапливающимися в начале формирования расчлененного рельефа в условиях размыва растущих внутрибассейновых поднятий (и сменяющих вверх по разрезу флиш). Верхняя моласса складывается мощной толщей грубообломочных отложений (преимущественно конгломератов), накапливающихся в условиях расчлененного рельефа как аллювий горных рек и пролювий.

#### 2.4.2. Континентальные рифты

Континентальные рифты, образующие линейные региональные зоны растяжения и утонения коры, подразделяются на эпиплатформенные (интракратонные) и эпиорогенные.

Развитие эпиплатформенных рифтов включает предрифтовую, материковую и стадию зрелого рифтогенеза, затем сменяющуюся переходной и океанической стадиями, соответствующими деструкции и разрыву континентальной коры.

Для предрифтовой стадии (связанной с зарождением мантийных плюмов) наиболее характерны трещинные, не имеющие определённой структурной приуроченности к линейным зонам, излияния субщелочных, иногда нормальнощелочных толеитовых базальтов, сходных с траппами (Эфиопский рифт). Характерные формации: оливин-базальтовая, реже контрастная базальт-риолитовая формации, еще реже формации непрерывного типа - трахибазальт-трахиандезит-трахит-фонолитовая и формация оливиновых базальтов, гавайитов, муджиеритов и трахитов.

Для зрелой стадии рифтогенеза характерны формации щелочных базальтов с карбонатитами и контрастные формации, состоящие из субщелочных и щелочных базальтов и щелочных кислых пород (отражающих развитие внутрикоровых очагов), типично присутствие

щелочно-ультраосновных пород. Для щелочных базальтоидов характерны включения гранат-шпинелевых лерцолитов, свидетельствующих о большой глубине (60-100 км) магматических очагов.

При высоких скоростях растяжения (более 1 см в год) значительную роль приобретают базальты с толеитовой тенденцией.

Переходная стадия характеризуется появлением океанических толеитов, на следующей стадии ассоциирующих с глубоководными осадками. Таким образом, типично общее направление вулканизма от щелочных продуктов к толеитовым базальтам, эта последовательность отвечает приближению к поверхности очагов плавления мантийного вещества.

Осадочные комплексы континентальных рифтов до переходной стадии характеризуются широким развитием терригенных пород, при этом на состав осадков, помимо тектонических движений, существенно влияют климатические факторы и эвстатические колебания уровня моря. Континентальные фации (сложно распределенные по площади) могут сменяться мелководно-морскими (с карбонатными, эвапоритовыми и пр. отложениями); в разрезах отмечается чередование терригенных, угленосных, карбонатных толщ. На переходной стадии доминируют морские и прибрежно-морские отложения, по мере прогибания рифта сменяющиеся более глубоководными.

Для ископаемых рифтогенных серий можно выделить следующие особенности:

- преобладание основных вулканитов;
- широкое развитие щелочных и субщелочных пород (в отличие от океанических, где господствует толеитовый магматизм) и бимодальных ассоциаций (трахибазальт-трахириолитовых, базальт-риолитовых);

- значительная роль осадочных пород в составе разреза (80-90% объёма), разрез которых отражает прогрессирующее углубление области осадонакопления;
- ассоциация с малоглубинными интрузиями, в строении которых участвуют ультраосновные, основные и гранитоидные породы различной щелочности (габбро, сиениты, монцониты, граниты) и более глубинными интрузиями кольцевого строения, сложенные щелочными ультраосновными и основными породами с завершающими магматизм трубками, дайками и жилами карбонатитов.

Эпиорогенные рифтовые зоны возникают либо после главной фазы орогенеза (так называемый тафрогенный этап развития складчатых поясов), либо развиваются совместно с орогенными структурами. Интенсивность протекающего совместно с орогенным сжатием рифтогенеза может быть различным - от относительно слабых явлений рифтогенеза на фоне преобладающего орогенного режима (Андская окраина) до возникновения активных рифтовых структур, одновременных с продолжающимися развиваться орогенными (Камчатка, Япония). Для эпиорогенных рифтов характерен тот же цикл развития, что и для эпиплатформенных: они начинаются рассеянным рифтогенезом на значительных площадях (предрифтовый этап) и заканчиваются формированием модного или, чаще, нескольких крупных грабенов, где сосредоточено растяжение.

Состав продуктов магматизма отличается от эпиплатформенных рифтов и весьма разнообразен. В общем виде, в тех случаях, когда рифт наложен на затухающие или прекратившие свое развитие орогенные структуры, магматизм повсеместно приобретает субщелочной характер; в случае одновременного развития процессов орогенеза и рифтогенеза возможен смешанный тип магматизма, когда типично островодужные

вулканиды сосуществуют с вулканидами, характерными для рифтовых структур. К подобным рифтовым зонам относится, например, Центрально-Камчатская депрессия.

От формаций эпиплатформенных рифтов они отличаются незначительным развитием щелочных формаций и большим объемом кислых пород, от формаций краевых (островодужных и континентальных) и внутриконтинентальных подвижных поясов – преобладанием субщелочных формаций, практически полным отсутствием известково-щелочных типов пород, широким развитием формаций контрастного типа.

Вулканизм носит наземный характер и синхронен с формированием молассовых формаций.

Временные формационные ряды эпигорогенных рифтов разнообразны. Они зависят от характера фундамента и мощности земной коры, краевого или внутриконтинентального положения подвижного пояса, интенсивности предшествующего орогенеза и длительности интервала между орогенезом и рифтогенезом. Типоморфными формациями могут служить: ареальных платобазальтов, субщелочных базальтов – трахидацитов и риолитов, субщелочных базальтов – трахитов – комендитов.

#### 2.4.3. Внутриконтинентальные магматические зоны

На континентах известны локальные относительно изометричные проявления вулканизма или интрузивного магматизма, объясняемые воздействием мантийных струй. Примером древних горячих точек служат кольцевые интрузии Кольского полуострова, современных – Йеллоустоунская вулканическая область. Учитывая мощность континентальной коры, она является проницаемой либо в ослабленных проницаемых зонах, либо в условиях приостановки дрейфа континента. Мантийные струи (плюмы) *горячих точек* связаны с *горячими полями*, соответствующими относительно разогретым участкам мантии; иногда струи

образуют *линейные горячие зоны* (например, линия Камеруна, протягивающаяся на 1600 км с Африканского континента до о. Пагалу в Атлантике).

Изотопные данные (в частности значительные вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) указывают, что в процессе магмообразования участвуют как мантийные (с разной долей астеносферного и плюмового материала), так и коровые компоненты. Примечательным является высокое отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (космический  $^3\text{He}$  связан с первичной недегазированной мантией).

Характерными особенностями таких обстановок являются кольцевые интрузии и высокая щелочность магматических пород. Типичны проявления щелочно-базальтового, щелочно-ультраосновного, карбонатитового, кимберлитового, фонолитового, щелочно-риолитового, лейцититового магматизма.



## Рекомендуемая литература

1. Андерсон Д. Горячие точки, базальты и эволюция мантии // Современные проблемы геодинамики. - М.: Мир, 1984. С. 197-217.
2. Аглонов С.В. Геодинамика: Учебник. – СПб: Изд-во С.- Петерб. ун-та, 2001. 360 с.
3. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. – М.: Наука, 2010. 604с.
4. Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 96 с.
5. Геологическое картирование вулкано-плутонических поясов. - М., 1994. 301 с.
6. Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. - М., 1994. 254 с.
7. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. - М.: Мир, 1995. 248 с.
8. Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. В 2-х томах. Т.2. – М.: ГЕОС. 2002. – 424 с.
9. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. - М., 1997.
10. Структурная геология и тектоника плит. В 3 т. / под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1991
11. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. - М.: Изд-во МГУ, 1997. 317 с.
12. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, её возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 403-424.
13. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник – 2-е изд., испр. и доп. – М.: КДУ, 2005. 560 с.
14. Цейслер В.М. Анализ геологических формаций. – М., 1992. 140 с.
15. Hess P.C. Origins of igneous rocks. - Harvard University Press, 1989. 336p.

Подписано в печать 25.09.2017.  
Формат 60×84  $\frac{1}{16}$ . Усл. печ. л. 2,44. Уч.-изд. л. 1,96.  
Бумага офсетная. Тираж 20 экз. Заказ № 5938.  
Отпечатано в отделе полиграфической, корпоративной и сувенирной продукции  
Издательско-полиграфического комплекса КИБИ МЕДИА ЦЕНТРА ЮФУ  
344090, г. Ростов-на-Дону, пр. Стачки, 200/1. Тел. (863) 247-80-51.