

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
P.P. SHIRSHOV INSTITUTE OF OCEANOLOGY

TECTONICS  
OF LITHOSPHERE PLATES  
(sources of energy of tectonic processes  
and plate dynamics)

Moscow 1977

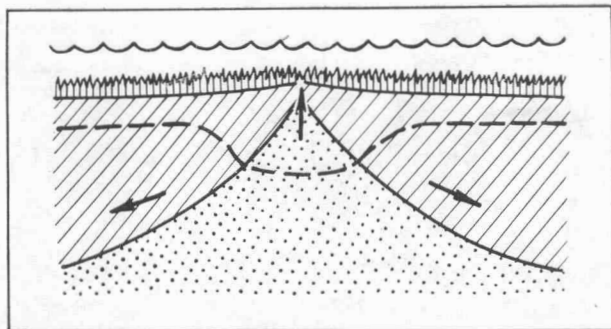
АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П.П.ШИРШОВА

ТЕКТОНИКА  
ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ  
(Источники энергии тектонических процессов  
и динамика плит)

Москва 1977

# ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

(ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ  
ПРОЦЕССОВ И ДИНАМИКА ПЛИТ)



## РАЗВИТИЕ КАМЧАТКИ В КАЙНОЗОЕ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ТЕОРИИ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

### Введение

Цель настоящей работы – рассмотреть применимость принципов тектоники литосферных плит к геологии Камчатки. Островным дугам, к которым относится и Камчатка, отводится, как известно, важная роль в этой концепции. Они понимаются как конвергентные границы плит, где происходит поглощение океанической литосферы и ее частичное переплавление, приводящее к возникновению андезитовых вулканических поясов и, в конечном счете, к образованию новой континентальной коры. В настоящее время работами значительного количества исследователей построена в первом приближении общая модель основных процессов, протекающих в островных дугах, и объяснены основные элементы их строения.

Камчатка представляет собой часть Курило-Камчатской островной дуги и имеет достаточно сложное геологическое строение. Многие элементы ее структуры типичны для большинства островных дуг и уже объяснены в рамках общей модели (например, фокальная зона, глубоководный желоб, линейные зоны гравитационных аномалий, активный вулканический пояс). В структуре Камчатки имеются также детали, не всегда имеющие прямые аналоги в других островных дугах и прямо не сопоставимые с общей моделью. К ним относится вулканический пояс Срединного хребта, Центральная Камчатская депрессия, невулканический Восточный хребет, Петропавловская поперечная зона и другие. Внимательное рассмотрение этих "нестандартных" структур показывает, однако, что и их можно понять в рамках существующей модели, в которой сложные индивидуальные черты строения Камчатки объясняются конкретными условиями движения плит.

### Модель строения островной дуги

Рассматривается наиболее простой тип островной дуги, в котором обе сталкивающиеся плиты имеют океаническую литосферу (рис. 1). Основным элементом дуги – наклонно пог-

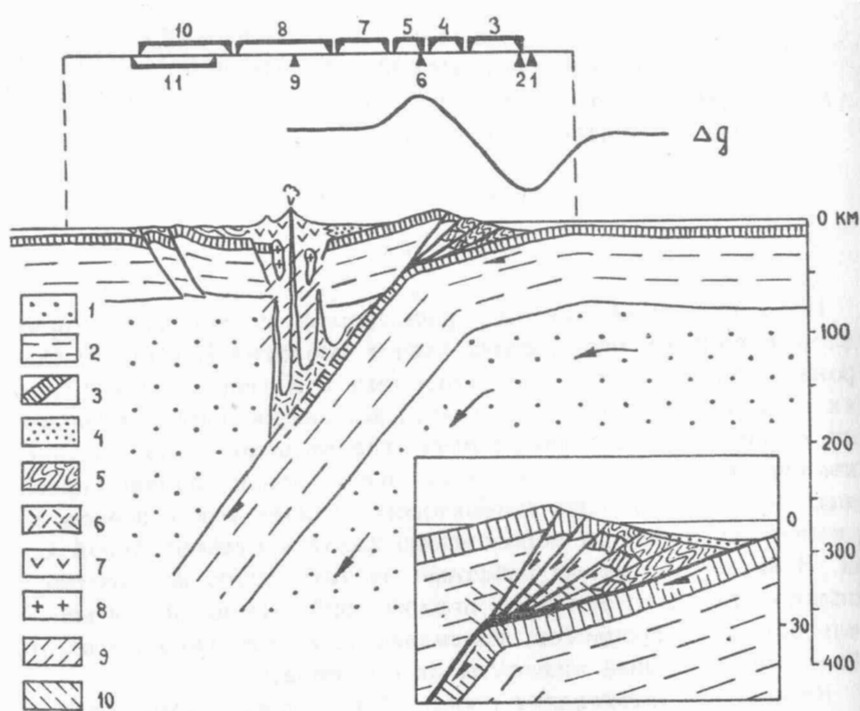


Рис. 1. Теоретическая схема строения островной дуги  
1 – астеносфера; 2 – литосфера; 3 – океаническая кора;  
4 – недислоцированные осадки; 5 – дислоцированные осадки; 6 – магматические очаги; 7 – вулканические накопления; 8 – интрузивные тела; 9 – области высокотемпературного метаморфизма; 10 – области низкотемпературного метаморфизма.

Цифрами обозначены тектонические линии и зоны: 1 – ось желоба; 2 – ось отрицательных гравитационных аномалий; 3 – фронтальный склон внешней дуги; 4 – вершинная зона внешней дуги; 5 – тыловой склон внешней дуги; 6 – ось зоны положительных гравитационных аномалий; 7 – внутридуговой прогиб; 8 – вулканический пояс; 9 – ось вулканического пояса; 10 – тыловой прогиб; 11 – зона антитетических дислокаций. На врезке более подробно показано строение внешней дуги

ружающаяся плита, с которой связана фокальная сейсмическая зона (Isaacs et al., 1968; Oliver et al., 1973). До глубины в первые десятки километров плита погружается под не-

большим углом, который затем резко увеличивается до  $40-60^\circ$ . Длина полного погружающегося отрезка в ходе развития островной дуги постепенно увеличивается (Сорохтин, 1974, 1976). Выступ перекрывающей литосферной плиты, расположенный над верхней пологой частью погружающейся плиты, испытывает сильное горизонтальное сжатие. Вследствие этого в таком выступе возникает система надвигов, наклонно падающих в сторону погружения океанической плиты и названных Д.Редером синтетическими (Roeder, 1973). Это же динамическое сжатие, по-видимому, приводит здесь к появлению голубосланцевого метаморфизма высокого давления (Ernst, 1973; Miyashiro, 1973; Дьюи, Берд, 1974; Ушаков, 1974) и к антиизостатическому поднятию участка земной коры с образованием над ним интенсивных положительных аномалий силы тяжести. На поверхности Земли в этом месте возникает гряда внешней островной дуги (Ушаков, 1974).

На глубинах более 100 км породы, слагающие погружающуюся плиту, попадают в такие термодинамические условия, при которых происходит их плавление. Выплавляющаяся магма гидростатически всплывает вверх, вызывая высокотемпературный метаморфизм и изливаясь на поверхность (Wyllie, 1973; Boettcher, 1973; Miyashiro, 1973; Федотов, 1974). Возникает аккумулятивное поднятие внутренней островной дуги. Между поднятиями внешней и внутренней дуг остается внутридуговая депрессия, заполняемая вулканогенно-осадочными отложениями. Длительное развитие островной дуги может привести к возникновению в ее тыловой части "антитетических" выбросов и надвигов, наклон которых противоположен наклону фокальной зоны (Сорохтин, 1973; Roeder, 1973). Если погружение плиты происходит косо, не строго перпендикулярно к простиранию дуги, то в тыловой части дуги могут возникать продольные сдвиги (Fitch, 1972; Леглер, 1976).

Рассмотрим теперь более подробно строение внешней дуги, которая в моделях разных исследователей трактуется несколько по-разному. В ее фронтальной части расположены синтетические надвиги, нижние из которых имеют более пологие углы наклона, нежели верхние, и блоки, располагающиеся между надвигами, имеют на профиле форму острых клиньев.

Поскольку движение нижних блоков вызвано трением между плитами, то они, поддвигаясь под верхние, как бы расклинивают их, увеличивая поперечное сечение всего пакета надвигов (см. врезку на рис. 1). Поэтому неизбежно должно происходить поднятие верхних блоков, с их запрокидыванием

4592  
4592

в сторону от желоба, а в тыловой части внешней дуги образуется моноклираль, погружающаяся в сторону внутренней дуги. Учитывая постоянное действие эрозии, можно ожидать, что наиболее глубинные горизонты перекрывающей плиты должны обнажаться близко к вершине внешней дуги, непосредственно над самым верхним из синтетических надвигов. Если обе сталкивающиеся плиты имели океаническое строение, то на вершине внешней дуги должны залегать крупные, относительно слабо деформированные блоки офиолитового комплекса, а в зонах надвигов могут быть выжаты тела серпентинитов. Отсюда следует, что офиолитовые комплексы в островных дугах — это не выжатые вверх осколки погружающейся плиты, как считают Дьюи и Берд (1974), а приподнятые участки перекрывающей плиты. На склоне внешней дуги, прилегающей к желобу, будут развиваться сбросы, обвалы и оползни, сопровождающие надвигообразование. На этом же склоне отлагаются вулканогенно-осадочные породы, образующиеся в результате активности расположенной рядом внутренней вулканической дуги. Эти осадки ниже по склону переотлагаются мутьевыми потоками, образуя флиш. При продолжающемся поддвигании плиты флишевые осадки деформируются в надвигах и сминаются в изоклинальные складки, а сверху перекрываются новыми толщами осадков, которые затем также деформируются.

Таким образом, пересекая активную островную дугу от ее фронтальной части к тыловой, можно выделить ряд сменяющих друг друга тектонических линий, зон и соответствующих им структурно-фациальных комплексов.

1. Ось желоба. Граница между плитами. Горизонтально залегающие терригенные отложения.

2. Фронтальный склон внешней дуги. Интенсивно дислоцированные вулканогенно-осадочные отложения, вниз по склону сменяемые турбидитами. Обвальные и подводнооползневые отложения. Надвиги, изоклинальные складки. Отрицательные гравитационные аномалии, линия минимумов которых проходит в близости от оси желоба.

3. Вершинная часть внешней дуги. Дислоцированный офиолитовый комплекс. Ультраосновные породы, габбро, базальты, вулканогенно-кремнистые породы, пелагические осадки. Чешуйчатые надвиги. Положительные гравитационные аномалии, линия максимумов которых близка к гребню дуги. На глубине она соответствует линии резкого излома погружающейся плиты и зоне наиболее интенсивного голубосланцевого метаморфизма (Сорохтин, 1974).

4. Тыловой склон внешней дуги. Моноклираль залегающий офиолитовый комплекс. Моноклираль погружается в сторону от желоба.

5. Внутридуговой прогиб. Впадина, заполняемая вулканогенноосадочными отложениями, с фронтальной стороны налегающими на поднятие внешней дуги, с тыловой — фациально переходящими в вулканогенные отложения внутренней дуги.

6. Внутренняя дуга. Андезитовый вулканизм, на глубине гранодиоритовый магматизм. Гидротермальная активность.

7. Зона вулканогенно-осадочных отложений тылового подножия вулканической гряды. Возможны антитетические взбросы и надвиги.

8. Продольный сдвиг. Положение неопределенно — может проходить как с тыловой, так и с фронтальной стороны от внешней дуги.

9. Тыловая граница фокальной зоны. На поверхности не выражается.

На профиле островной дуги можно выделить несколько важных точек (а на плане, соответственно, линий), определяющих, в общих чертах, ее строение. Они могут служить каркасом, позволяющим построить остальные элементы дуги. Такими линиями являются ось желоба, показывающая границу между плитами, линия максимумов положительных гравитационных аномалий, определяющая положение резкого излома погружающейся плиты и осевая линия вулканического пояса.

На рис. 2 показано положение этих каркасных линий на Камчатке. Оси желоба и вулканического пояса проходят параллельно друг другу на расстоянии 220 км. Ось положительных аномалий силы тяжести проходит не вполне параллельно им, на юге Камчатки она находится на расстоянии 30 км от вулканической оси, а на севере — в 40–60 км от нее. Она прерывается на участке длиной около 40 км в районе города Петропавловска.

Прекращение субдукции в островной дуге приводит к отмиранию дуги. При этом область положительных аномалий силы тяжести (тыловая часть внешней дуги и фронтальная часть внутридугового прогиба) изостатически опускается на величину около 1,5 км, а область отрицательных гравитационных аномалий (фронтальная часть внешней дуги) изостатически поднимается на несколько километров (Ушаков, 1974; Сорохтин, 1974). Время активного существования дуги может быть определено с точностью до нескольких миллионов лет по времени существования вулканического пояса, время прекра-



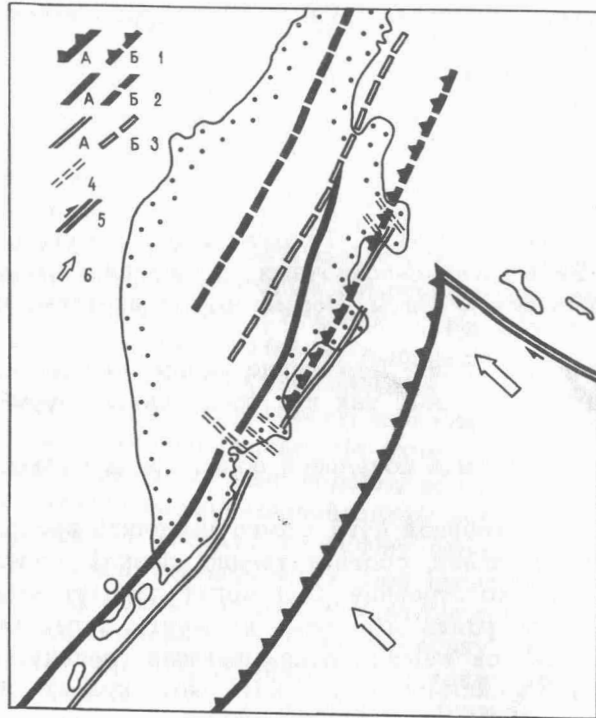


Рис. 2. Схема расположения каркасных линий Камчатки. 1 - оси желобов (А - современного, Б - олигоцен-миоценового); 2 - оси вулканических поясов (А - современного, Б - олигоценмиоценового); 3 - оси положительных гравитационных аномалий (А - современных, Б - олигоцен-миоценовых); 4 - поперечные зоны гравитационных аномалий; 5 - трансформные разломы; 6 - направление относительного движения Тихоокеанской плиты

шения движений может быть более точно определено по моменту прекращения складчатости в отложениях фронтального склона внешней дуги. На месте островной дуги остается линейная зона новой континентальной коры, либо привлекающая к краю континента, либо с обеих сторон граничащая с океаническими бассейнами.

Современная граница Тихоокеанской и Азиатской плит проходит по оси Курило-Камчатского желоба. Полос вращения Тихоокеанской плиты относительно Азиатской имеет координаты  $60^{\circ}$  с.ш. и  $114^{\circ}$  з.д., векторы относительного движения имеют азимуты  $СЗ\ 315^{\circ}$  на севере Камчатки и  $СЗ\ 312^{\circ}$  на юге Камчатки. Скорость относительного движения составляет около 8 см/год (Minster et al., 1974). Современная картина движений плит в северо-западной части Тихого океана установилась около 40 млн. лет назад. До этого времени векторы относительного движения Тихоокеанской и Азиатской плит были ориентированы не в северо-западном, как сейчас, а в северо-северо-западном - субмеридиональном направлении Uyeda, Miyashiro, 1974; Larson, Pitman, 1972; Larson, Chase, 1972).

Наиболее древними образованиями Камчатки, которые могут быть отнесены к структурам островной дуги, являются Центрально-Камчатская вулканическая зона и Восточно-Камчатский синклиниорий, начавшие свое развитие в олигоцене. Более древние структуры образуют фундамент этой дуги. Если в настоящее время на всей территории Камчатки имеется континентальная кора, то характер допалеогенового фундамента может быть определен по его фрагментам, ныне обнаруживающимся среди более молодых образований. По этому признаку Камчатка разделяется на два района, имеющие разные типы фундамента: юго-западный и северо-восточный. В юго-западном районе обнажаются Срединный и Ганальский метаморфические массивы, имеющие, наиболее вероятно, палеозойский возраст (Геология СССР, т. XXXI, 1964), сложенные глубоко метаморфизованными кислыми и основными породами, среди которых встречаются гранулиты (Герман, 1973). По данным ГЗС, поверхность метаморфического фундамента прослеживается на восток от Ганальского массива почти до восточного побережья (Утнасин и др., 1975). В пирокластике Авачинского вулкана обнаружены кристаллы метаморфических минералов: силлиманита, кордиерита и других. На острове Парамушир в четвертичных лавах установлены ксенолиты гранато-гнейсов и гранулитов (Родионова, Федорченко, 1971). Большинство исследователей считает, что фундаментом Юго-Западной Камчатки являются метаморфические массивы (Геология СССР, т. XXXI, Горячев, 1968).

На остальной части Камчатки фундамент имеет меловой возраст и обнажается в виде сходных между собой блоков, сложенных вулканогенными, вулканогенно-кремнистыми и реже терригенными породами, вмещающими массивы гипербазитов и габбро. По набору пород и условиям залегания эти меловые блоки, обнажающиеся повсюду от восточного побережья до западного, представляют собой типичные офиолитовые комплексы. Как показано работами последнего времени, офиолитовые комплексы являются фрагментами океанической коры и показывают, что складчатые комплексы, в которых они обнажаются, заложились на океаническом фундаменте (Пейве, 1969, Пейве и др., 1972).

Граница между областями распространения разных типов фундамента может быть проведена достаточно четко. Единственная неопределенность в проведении этой границы имеется в районе Ганальского метаморфического массива, к югу от которого обнажается блок вулканогенно-кремнистых меловых пород. По мнению О.М.Розена и М.С.Маркова (1973) породы Ганальского массива представляют собой метаморфизованную океаническую кору, однако это мнение оспаривается (Герман, 1973; Утнасин, и др., 1975). К северо-востоку от этой границы на Камчатке имеется лишь два небольших выхода метаморфических пород: в районе полуострова Озерного (Хавывенская возвышенность) и на острове Карагинском (Геология СССР, т. XXXI, Долматов и др., 1969). Породы метаморфизованы до стадии зеленых сланцев, исходный состав их не ясен. Можно считать, что линия, разделяющая разные типы фундамента, в палеоценовое время была границей континента и океана. Юго-западная Камчатка относилась к континентальной области, а северо-восточная – к Тихому океану.

Таким образом, палеогеновая островная дуга Камчатки заложилась частично на океанской коре, а частично – на границе континентальной и океанической коры, как бы "опираясь" на выступ континентального массива. Островная дуга возникла в начале олигоцена, т.е. около 40 млн. лет назад, что совпадает с моментом упомянутого выше изменения в геометрии движений плит в этом районе. Учитывая синхронность событий, можно предположить, что возникновение островных дуг северо-восточного простирания было вызвано этой перестройкой в движениях плит. Островная дуга состояла из двух участков – южного и северного (рис. 3а). Южный находился на месте современной Курильской дуги и протягивался вдоль Южной Камчатки до широты современного полуострова Ши-

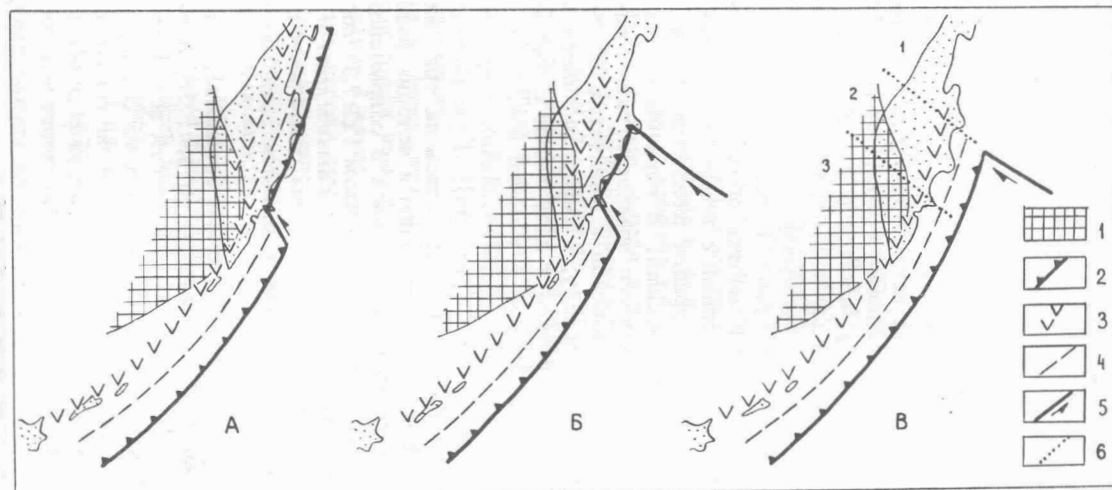


Рис. 3. Схема расположения островных дуг Камчатки в кайнозое (А – в олигоценное время, Б – в миоценовое время, В – в плиоцен-четвертичное время). 1 – область распространения докайнозойской континентальной коры; 2 – оси желобов; 3 – оси вулканических поясов; 4 – оси положительных гравитационных аномалий; 5 – трансформные разломы; 6 – границы секторов Камчатки.

Цифрами обозначены секторы: 1 – Северный; 2 – Центральный; 3 – Южный.

пунского. Северный участок, смещенный относительно южного на 150 км к западу, проходил вдоль Центральной и Северной Камчатки и уходил на территорию современной Корякской складчатой области. Участки соединялись между собой левосдвиговым трансформным разломом типа дуга-дуга (по терминологии Т.Уилсона, 1974).

К настоящему времени это расположение островных дуг претерпело две перестройки. Первая перестройка произошла в конце олигоцена и была связана с образованием Алеутской дуги и началом субдукции в ее восточной части и трансформного правосдвигового движения в западной (рис. 3б). С этого момента граница между Азиатской и Тихоокеанской плитами проходит по Алеутскому желобу, а отсеченный им отрезок Камчатской дуги, располагающийся к северу от современного залива Озерного, отмирает. В результате этой перестройки в центральной части Камчатки образовался выступ Тихоокеанской плиты, ограниченный с боков двумя трансформными разломами. Такая конфигурация плит существовала в течение раннего-среднего миоцена. В верхнем миоцене произошла вторая перестройка, выступ прекратил свое существование; граница между Тихоокеанской и Азиатской плитами скачкообразно отступила к востоку, в северной части на 60 и в южной на 100 км, и встала в одну линию с южным участком островной дуги, который в течение всего этого времени оставался на месте. Так, сформировалась современная единая Курило-Камчатская дуга (рис. 3в). В результате двух перестроек территория Камчатки разделилась на три сектора, отличающиеся друг от друга по строению и истории развития. Эти три сектора, отчетливо проявляющиеся в современной структуре Камчатки, выделены Э.Н.Эрлихом (1973) под названиями Южно-Камчатского, Центрально-Камчатского и Северо-Камчатско-Олюторского блока. Секторы разделяются неактивными в настоящее время трансформными разломами типа дуга-дуга.

Причина второй перестройки состояла, возможно, в том, что при расположении плит, показанном на рис. 3б, потери энергии на трение по фронтальной поверхности погружающейся плиты такие же, как при расположении плит 3в, и к ним еще прибавляются потери энергии на трение по трансформным разломам и по торцовым поверхностям погружающейся плиты. Переход из положения 3б в положение 3в энергетически возможен, поскольку при этом общие потери на трение значительно уменьшаются.

## Строение Северо-Камчатского сектора

Тектоника этого района Камчатки должна рассматриваться вместе с тектоникой Олюторской складчатой системы, что не входит в задачу настоящей работы. Поэтому приводится лишь очень беглое описание южной части сектора.

Вулканический пояс олигоцен-нижнемиоценового возраста проходит по оси перешейки Камчатского полуострова. Если предположить, что расстояние между каркасными линиями олигоценовой дуги было таким же, как в современной Курило-Камчатской дуге, то ось олигоценового желоба должна проходить по дну Командорской котловины вдоль подножия шельфа Карагинского залива. В этом районе выделяется погребенный палеожелоб по гравиметрическим данным (Павлов, Семанкин, 1970; Шапиро, 1976а). Структуры внешней дуги обнажаются в настоящее время на острове Карагинском. Здесь по оси острова проходит полоса выходов вулканогенно-кремнистых отложений мелового и палеоценового возраста, с преобладающим падением пластов на северо-запад (Долматов и др., 1969). К зоне выхода этих толщ приурочены массивы гипербазитов и габбро. Вулканогенно-кремнистые толщи по надвигу, осевая поверхность которого падает на северо-запад, надвинуты на терригенные и флишевые палеогеновые толщи, распространенные в восточной части острова. Палеогеновые отложения смяты в изоклинальные складки и пронизаны надвигами, погружающимися, как и осевые поверхности складок, на северо-запад.

Судя по тому, что наиболее молодые интенсивно дислоцированные толщи имеют олигоценный возраст, складчатость закончилась в конце олигоцена.

Внутридуговая депрессия олигоценовой дуги располагалась на месте современного пролива Литке. Миоценовые и плиоценовые отложения, выполняющие депрессию, залегающие в виде пологих моноклиналей, обнажаются на восточном побережье Камчатского перешейка, на полуострове Озерном, на западном берегу острова Карагинского. После отмирания островной дуги тыловая часть внешней дуги и фронтальная часть внутридуговой депрессии изостатически опустились, а фронтальная часть внешней дуги изостатически поднялась, образовав шельф Карагинского залива, полуостров Озерной и остров Карагинский.

# Строение Центрально-Камчатского сектора в олигоцен-миоценовое время

Чтобы рассматривать строение Камчатки в олигоцене-миоцене, необходимо "устранить" эффект плиоцен-четвертичных тектонических событий, т.е. "снять" Центральную Камчатскую депрессию, горстовое поднятие Восточного хребта, вулканические пояса плиоцен-четвертичного возраста, новейшие поднятия Восточных полуостровов, современный глубоководный желоб. Тектоническая схема олигоцен-миоценовой Камчатки приведена на рис. 4. Если в южном секторе расположение третичных каркасных линий было близко к современному, то в Центральном секторе непосредственно на геологической карте можно провести лишь одну каркасную линию – ось вулканического пояса. Исходя из того, что характер плитных движений в третичное время был сходен с современным, можно считать, что расстояния между каркасными линиями в третичной и современной дуге одинаковы. Тогда предполагаемая ось желоба проходит вдоль современного Восточного побережья Камчатки, а ось положительной гравитационной аномалии – по Центральной депрессии. Структуры внешней дуги обнажаются в настоящее время фрагментами, т.к. они в значительной степени перекрыты плиоцен-четвертичными вулканогенными и рыхлыми отложениями.

В доплиоценовой структуре Восточной Камчатки выделяют два главных элемента: Восточно-Камчатский антиклинорий и Восточно-Камчатский синклинорий (Геология СССР, т. 1964). Восточно-Камчатский антиклинорий сложен подводными вулканогенными, вулканогенно-кремнистыми и осадочными отложениями мелового возраста, причем в низах разреза преобладают вулканические породы (базальты, андезиты-базальты, меймечиты), в середине – вулканогенно-кремнистые и в верхах – осадочные. Все толщи залегают согласно в виде моноклинали, погружающейся на северо-запад и осложненной разрывами и пологими нелинейными складками. На востоке меловые породы по системе чешуйчатых надвигов надвинуты на палеогеновые отложения Восточно-Камчатского синклинория (Геология СССР, т. XXXI, Флоренский, 1972). Принято считать, что все меловые породы антиклинория интенсивно смяты в линейные складки и дислоцированы в надвигах (Геология СССР, т. XXXI, 1964, Тихонов, 1968), однако в действительности интенсивные дислокации связаны либо с упомянутой зоной надвигов на востоке антиклинория, либо с нало-

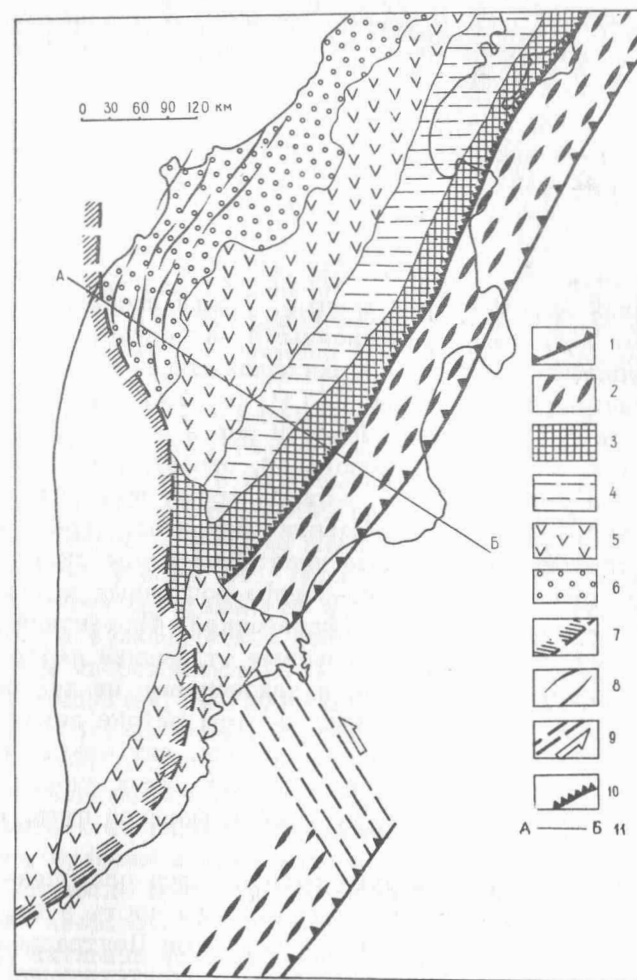


Рис. 4. Палеотектоническая схема олигоценового времени. 1 – оси желобов; 2 – дислоцированные осадки фронтального склона внешней дуги; 3 – офиолитовые комплексы вершинной зоны и тылового склона внешней дуги; 4 – внутридуговой прогиб; 5 – вулканический пояс; 6 – тыловой прогиб; 7 – граница континентального массива; 8 – оси складок в тыловом прогибе; 9 – трансформные разломы; 10 – надвиг офиолитового комплекса внешней дуги на осадки фронтального склона дуги; 11 – линия профиля А-Б на рис. 6.



женным неотектоническим продольным сдвигом Камчатки (Леглер, 1976), либо с зонами поперечных трансформных разломов. К восточной окраине антиклинория, где обнажаются наиболее нижние горизонты меловых толщ, приурочены массивы альпинотипных гипербазитов и габбро.

Олигоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные и флишевые отложения Восточно-Камчатского синклинория соответствуют фронтальному склону внешней дуги. Эти толщи смяты в изоклинальные складки северо-восточного простирания, опрокинутые на юго-восток и иногда напоминающие моноклинали вследствие плохой выраженности замков. Толщи пронизаны многочисленными надвигами, наклоненными на северо-запад, из которых крупнейшим считается расположенный на востоке зоны надвиг Гречишкина (Геология СССР, т. XXXI, 1974, Шапиро, 1976). Степень дислоцированности пород возрастает с запада на восток. В систему дислокаций, отражающих общее горизонтальное сжатия района, входят, кроме продольных складок и надвигов, поперечные сдвиги (вероятно, ограничивающие с боков отдельные надвиговые пластины) и две системы диагональных сдвигов — восточно-северо-восточных правых и северо-северо-западных левых (Флоренский, Флоренский, 1969). Судя по тому, что верхнемиоценовые отложения деформированы вдоль надвига Гречишкина, а плиоценовые не деформированы, складкообразующие движения в этом районе закончились в конце верхнего миоцена, т.е. 6–8 млн. лет назад. Таким образом, строение Восточно-Камчатских антиклинория и синклинория вполне соответствует модели внешней дуги, принятой в тектонике плит.

К западу от внешней дуги располагался олигоцен-миоценовый внутридуговой прогиб. Большая его часть в настоящее время скрыта под четвертичными осадками Центральной депрессии, однако третичные отложения, соответствующие окраинам внутридугового прогиба в виде небольших фрагментов обнажаются на склонах Восточного и Среднего хребтов. Наиболее крупный фрагмент прогиба обнажается в его северной части, в бассейне реки Еловки. Здесь можно наблюдать синклинальное строение восточного края прогиба, вулканогенно-осадочный характер заполняющих его морских осадков, их фациальное замещение вулканическими образованиями на западном борту прогиба.

К западу от внутридуговой депрессии расположена Центрально-Камчатская вулканическая зона. Все исследователи Камчатки единодушны в том, что в олигоцен-плиоценовое вре-

мя эта зона по характеру вулканизма полностью соответствовала нормально развивающейся вулканической островной дуге (Геология СССР, XXXI, 1964; Ротман, 1963; Апрельков, 1972; Эрлих, 1968). Особенности распределения вулканических пород по кислотности аналогичны тем, которые установлены для современной Курильской дуги (Эрлих, 1968). Широко распространены типичные структуры вулканических поясов: кальдеры, вулканотектонические депрессии, экстрезивные купола, зоны гидротермальных изменений. Поперечная петрохимическая зональность вулканической зоны полностью соответствует гипотезе, что она развивалась над фокальной зоной, отмершей к настоящему времени (Розенкранц, Ковалева, 1976).

Развитие Центрально-Камчатской вулканической зоны продолжалось непрерывно в течение всего плиоцен-четвертичного времени и закончилось в позднем плейстоцене-голоцене. Этот факт, казалось бы, противоречит предположению о перестройке плитных границ в верхнем миоцене, 6–8 млн. лет назад. Однако следует учесть, что, если тектонические движения, по видимому, могут прекращаться и возобновляться геологически мгновенно, то вулканическая деятельность должна обладать определенной инерционностью. В результате длительно продолжающейся субдукции, на глубинах 100–150 км возникает зона плавления откуда магма в виде столбообразных тел поднимается к земной поверхности. Прекращение субдукции не уничтожает образовавшиеся на глубине запасы магмы и не может прекратить ее гидростатическое всплывание вверх, следовательно, вулканизм неизбежно должен продолжаться некоторое время после прекращения субдукции. Назовем такой вулканизм "инерционным" в отличие от "нормального" вулканизма над активной фокальной зоной. Известно, что в нормально развивающемся вулканическом поясе одновременно изливаются магмы разного состава. Можно предположить, что разные типы магмы могут обладать разной инерционностью, связанной, например, с их разной глубиной или скоростью всплывания, и тогда затухание инерционного вулканического пояса должно сопровождаться изменениями в его петрохимии. Действительно, в позднемiocен-раннечетвертичное время характер вулканизма в Центральном секторе Камчатки резко меняется. Исчезают проявления кислого вулканизма (за исключением отдельных крупных центров, таких как Хангар и Ичинский), кальдеры, пирокластические выбросы, сокращается



гидротермальная активность. Вулканизм приобретает весьма однообразный характер, с резким преобладанием базальтов и андезитобазальтов, проявляющихся в форме щитовых вулканов и ареальных излияний (Эрлих, 1968). Длительность инерционной вулканической активности в Центральной вулканической зоне Камчатки составляет 7–9 млн. лет для основных и 5–7 млн. лет для кислых магм.

К западу от Центральной вулканической зоны расположен Западно-Камчатский прогиб, в фундаменте которого залегают верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования. Вероятно, в палеогене здесь находился участок океана, прилегающий к краю Охотского континентального массива. В олигоцене он был отсечен от остального океана зарождающейся островной дугой и превратился в краевое море. Здесь отлагались сначала терригенные (палеоцен-эоцен), а затем вулканогенно-осадочные отложения (олигоцен-плиоцен). Поскольку общая мощность осадков превосходит 12 км, осадконакопление, вероятно, сопровождалось прогибанием территории. В процессе осадконакопления в прогибе возникали конседиментационные складки и разрывы (Смирнов, 1971; Геология СССР, т. XXXI, 1964). Палеогеновые отложения смяты в крутые линейные складки, иногда с запрокидыванием на запад, складки в миоценовых и плиоценовых породах расположены унаследованно по отношению к палеогеновым, но более пологи. На большей части территории прогиба складки протягиваются в северо-восточном направлении, а южнее мыса Хайрюзова оси складок разворачиваются, принимая меридиональное и северо-западное простирание. Складки осложнены разломами: поперечными, среди которых преобладают сдвиги, и продольными, среди которых преобладают сбросы, взбросы и надвиги. Взбросы и надвиги наклонены на восток. Описанные дислокации образовались, возможно, вследствие горизонтального сжатия, направленного от палеоген-миоценовой островной дуги на запад. Образование таких зон сжатия в тылу длительно развивающейся островной дуги теоретически предполагается Д.Редером (Roder, 1973) и О.Г.Сорохтиным (1974). Движение масс происходило с востока на запад. Такое сжатие должно было привести к появлению поперечных левых сдвигов. Возможно, складки субмеридионального простирания на южном окончании складчатой зоны вызваны этим рассеянным в пространстве сдвигом. На территории Охотской платформы аналогичные дислокации в тылу островной дуги неизвестны. Можно предположить, что величина сжатия в тылу островной дуги оказалась

достаточной, чтобы смять рыхлые слоистые отложения и недостаточной, чтобы деформировать жесткий блок метаморфических пород.

Если считать, что олигоцен-миоценовый желоб проходил так, как показано на рис. 4, то трансформные разломы типа дуга-дуга должны были проходить по современной территории Камчатки, в районах полуостровов Камчатского Мыса и Шипунского. Полуостров Камчатского Мыса детально описан М.С.Марковым и другими (1969). Полуостров сложен интенсивно дислоцированными породами офиолитового комплекса мелового-палеогенового возраста, перекрытыми миоценовыми и плиоценовыми терригенными отложениями. В южной части полуострова, в области развития мел-палеогеновых отложений проходит серия крупных разломов северо-западного простирания. Зона дробления крупнейшего из них – Пикежского разлома – достигает 5 км в ширину. Указанные исследователи отмечают, что "образование почти всех дислокаций полуострова Камчатского мыса можно объяснить, если принять вывод о существовании правосторонней сдвиговой компоненты северо-западного простирания".

На участке восточного побережья Камчатки от полуострова Шипунского до Авачинской бухты также распространены дислокации северо-западного простирания. Этот район получил название "Петропавловская поперечная зона дислокаций". На Шипунском полуострове меловые вулканогенно-кремнистые отложения круто наклонены, местами поставлены на голову и имеют северо-западное простирание. Палеогеновые и миоценовые отложения смяты в складки, имеющие также северо-западное простирание (Геология СССР, т. XXXI, 1964). Сам полуостров представляет собой горст, вытянутый в том же направлении. А.В.Горячев (1966) выделил в этом районе четыре линейных блока, протягивающихся в северо-западном направлении: горсты Шипунский и Петропавловский и грабены Налычевский и Авачинский. Кинематика движений по северо-западным разломам этого района не изучена, хотя С.Е.Апрелков (1972) предполагает, что они являются крупными левыми сдвигами.

Таким образом, все элементы олигоцен-миоценовой структуры Камчатки находят объяснение в рамках модели островной дуги, принятой в тектонике плит. В ходе олигоцен-миоценового развития на большей части территории современной Камчатки сформировалась континентальная кора. Во внешней дуге она образовалась за счет осадконакопления на фронталь-

ном склоне и умножения мощности коры в надвигах, во внутренней дуге – за счет накопления эффузивных и интрузивных магматических продуктов, во внутридуговом и тыловом прогибах – за счет осадкообразования во впадинах и их последующей складчатости.

#### Структура Камчатки в плиоценчетвертичное время (рис. 5)

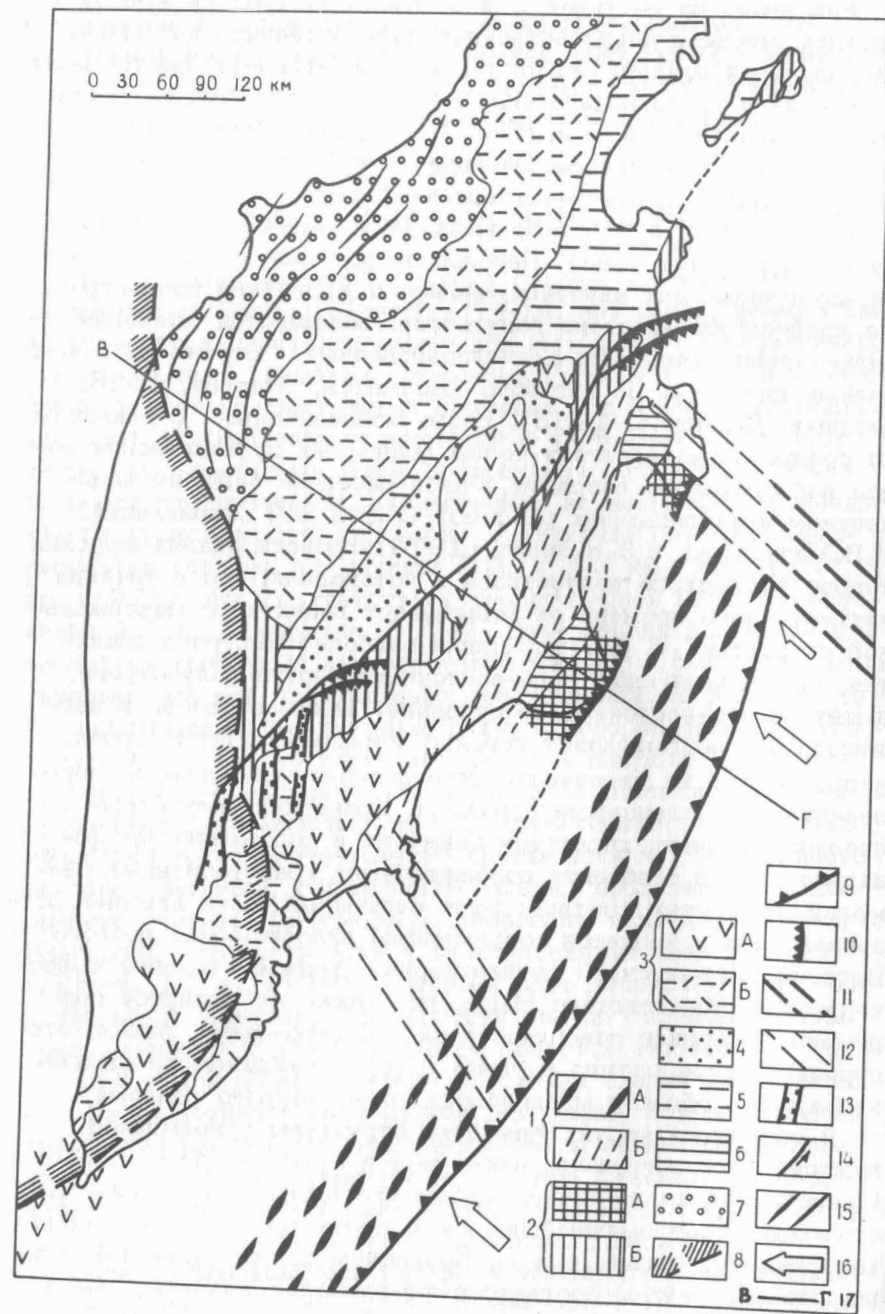
Перемещение желоба в сторону океана, происшедшее в Центральном секторе Камчатки 7 млн. лет назад, должно было привести к изостатическому подъему в зоне отрицательных гравитационных аномалий олигоцен–миоценовой дуги и к опусканию в зоне положительных аномалий. На месте предполагаемой зоны положительных аномалий в настоящее время находится плиоцен–четвертичная Центральная депрессия. Можно привести ряд признаков, указывающих на возможность именно такого происхождения депрессии. Амплитуда опускания депрессии составляет, по данным ГСЗ, 1,5–2 км (Утнасин и др., 1975), что соответствует теоретической величине опускания 1,5 км (Сорохтин, 1974). Центральная депрессия не наследует третичный внутридуговой прогиб, а смещается относительно его оси на несколько десятков километров к востоку, накладываясь на внешнюю дугу, отчего на западном крае депрессии из под четвертичных осадков выходят третичные вулканогенно–осадочные отложения, а на восточном – меловые вулканогенно–кремнистые толщи. Протяженность Центральной депрессии точно соответствует протяженности Центрального сектора Камчатки. Быстринский грабен, продолжающий, как принято считать, Центральную депрессию в пределы Южной Камчатки, морфологически и генетически не связан с ней (Леглер, 1974; 1976). Западный борт депрессии имеет синклинальный характер, а на востоке она по системе сбросов резко граничит с воздымающейся областью Восточного хребта. При таком асимметричном опускании впадин на ее западном борту возникла зона изгиба, возможно, сопровождаемая трещинами растяжения, наклоненными на запад. Вскрытием этими трещинами магматического очага в Центрально–Камчатской вулканической зоне можно объяснить линейную зону ареального вулканизма вдоль западного края депрессии.

Область фронтального склона внешней дуги, расположенная к востоку от Центральной депрессии, в плиоцен–четвертичное время была изостатически поднята, и складчатые флишевые отложения склона вышли из-под уровня моря.

Как видно из рисунков 2 и 5, после отступления желоба в верхнем миоцене новая островная дуга оказалась не вполне параллельной старой. Поэтому в настоящее время Центральная депрессия и ее граница с Восточным хребтом, идущая вдоль простирания олигоцен–миоценовой дуги, под острым углом пересекается с активным вулканическим поясом, вытянутым по простиранию плиоцен–четвертичной дуги.

Современный желоб и большая часть современной внешней дуги скрыты под водой. Небольшим фрагментом внешней дуги, доступным для изучения, является Кроноцкий полуостров. На крайнем юго–востоке полуострова обнажаются меловые вулканогенно–кремнистые дислоцированные отложения с массивами гипербазитов и габбро (Долматов, Садреев, 1966; Садреев, Долматов, 1965). Выше моноклиналино, с наклоном на северо–запад залегает толща подводных вулканических пород палеогенового возраста. Район рассечен большим количеством крутопадающих разломов ССВ и ЗСЗ направлений. И.В.Мелекесцев и Э.Н.Эрлих (1974) провели анализ морских террас Кроноцкого полуострова и установили, что в течение четвертичного времени он испытывает поднятие с максимальной скоростью 5 мм/год. Линия наиболее быстрого поднятия, проходящая вдоль юго–восточного берега полуострова, имеет северо–восточное простираение. Таким образом, в настоящее время происходит перекося поверхности полуострова, направленный на увеличение угла падения моноклинали, образованной палеогеновыми породами. Кроноцкий полуостров по своему строению, характеру движений и положению над фокальной зоной в области положительных гравитационных аномалий, полностью соответствует вершинной части внешней островной дуги и является современным аналогом миоценового Восточно–Камчатского антиклинория. Сходное строение имеет полуостров Камчатского Мыса, где также наблюдается современный перекося поверхности на северо–запад, однако его строение более сложно в связи с его положением на окончании дуги, в области миоценового трансформного разлома.

В остальных частях Камчатки структуры современной внешней дуги погружены ниже уровня моря. На полуострове Шипунском и на восточном побережье Южной Камчатки, также отмечается современный подъем с перекося на северо–запад, но более медленный, чем на Кроноцком полуострове. Возможно, что эти районы соответствуют наиболее тыловому участку внешней дуги, но следует учитывать, что на Южной Камчатке внешняя дуга должна иметь принципиально иное строе-



ние, т.к. здесь зона субдукции с самого начала заложилась на границе континента и океана.

Внутридуговой прогиб в Южном секторе Камчатки отсутствует, а в Центральном проходит по побережьям Кроноцкого и Камчатского заливов и по перешейкам полуостровов. На Кроноцком перешейке он известен как Тюшевский наложенный прогиб, выполненный отложениями верхнего миоцена-плиоцена и вовлеченный в современное поднятие, а на перешейке Камчатского Мыса он выражен депрессией озера Нерпичьего, заполняемой плиоценовыми и современными осадками.

Роль внутренней дуги выполняет Восточно-Камчатский вулканический пояс. Наиболее древние вулканогенные отложения этого пояса (Тумрокский комплекс) имеют возраст 2,5 млн. лет (Певзнер, 1972). Исходя из углов наклона погружающейся плиты и скорости поддвижения, получаем, что плита могла достигнуть области магмаобразования (100–150 км) через 2,5–3 млн. лет после начала субдукции, т.е. если субдукция началась 7 млн. лет назад, то магмаобразование началось 4–4,5 млн. лет назад. Отсюда получаем время продвижения магмы и поверхности 1,5–2 млн. лет, а скорость всплывания магматических тел в условиях отсутствия готовых каналов 5–10 см/год (без учета времени, необходимого на накопление достаточного для всплывания количества магмы в зоне ее образования). В целом инерцион-

Рис. 5. Тектоническая схема Камчатки. 1 – дислоцированные осадки фронтального склона внешней дуги (относящиеся А – к современной дуге, Б – к олигоцен-миоценовой дуге); 2 – офиолитовые комплексы вершинной зоны и тылового склона внешней дуги (относящиеся А – к современной дуге, Б – к олигоцен-миоценовой дуге); 3 – вулканические пояса (относящиеся А – к современной дуге, Б – к олигоцен-миоценовой дуге); 4 – плиоцен-четвертичный изостатический прогиб; 5 – внутридуговой прогиб олигоцен-миоценовой дуги (в северном секторе объединен с миоценовым изостатическим прогибом); 6 – внутридуговой прогиб современной дуги; 7 – тыловой прогиб олигоцен-миоценовой дуги; 8 – граница континентального массива; 9 – ось желоба; 10 – надвижки; 11 – трансформные разломы, активные в настоящее время; 12 – трансформные разломы, движения вдоль которых прекратились; 13 – грабены; 14 – сдвиги; 15 – оси складок в зоне тылового прогиба; 16 – направление относительного движения плит; 17 – линия профиля ВГ на рис. 6

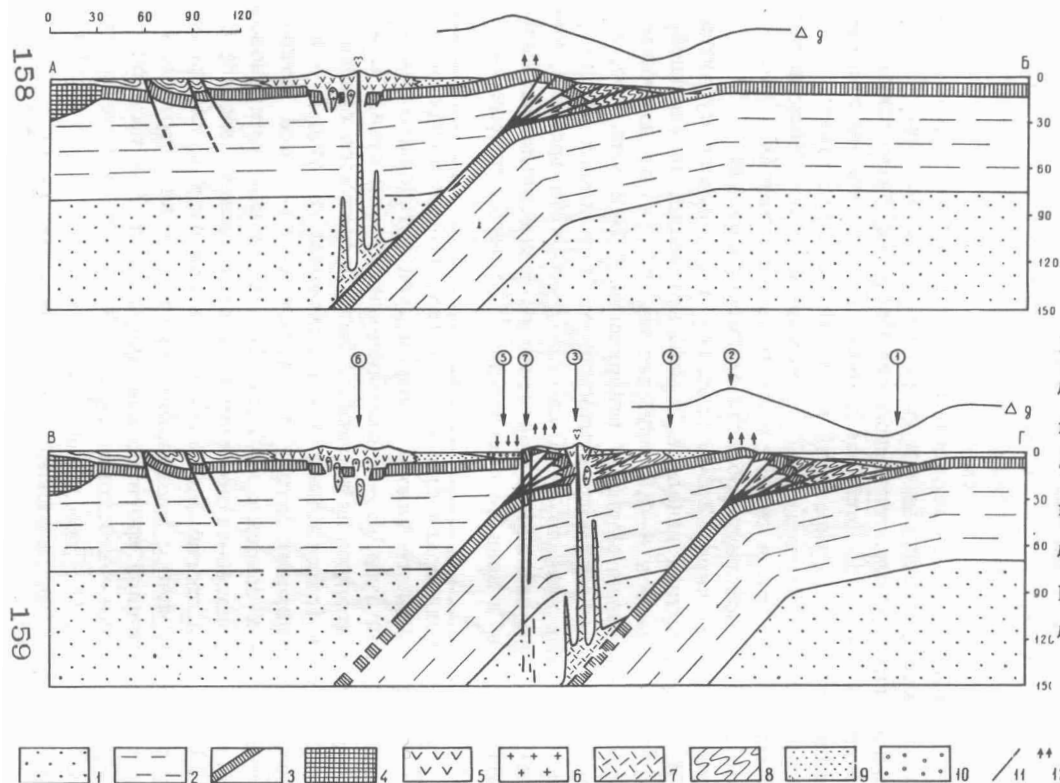


Рис. 6. Схематические профили через центральный сектор. Камчатки. АБ – профиль для олигоцен-миоценового времени, (положение профиля показано на рис. 4); ВГ – профиль для современного времени (положение профиля показано на рис. 5). 1 – астеносфера; 2 – литосфера; 3 – океаническая кора; 4 – континентальная кора; 5 – вулканические накопления; 6 – интрузивные тела; 7 – магматические очаги; 8 – дислоцированные осадочные отложения; 9 – недислоцированные осадочные отложения различного структурного положения; 10 – осадки, заполняющие изостатическую впадину; 11 – разломы; 12 – направление вертикальных движений.

Цифрами обозначены каркасные линии: 1 - ось современного желоба; 2 - ось современной положительной гравитационной аномалии; 3 - ось современного вулканического пояса; 4 - ось олигоцен-миоценовой положительной гравитационной аномалии; 6 - ось олигоцен-миоценового вулканического пояса; 7 - продольный сдвиг



ность начала вулканической активности по отношению к началу субдукции имеет величину около 5 млн. лет, близкую к инерционности затухания (7 млн. лет). На рис. 6 показано расположение основных структурных элементов центрального сектора Камчатки в олигоцен-миоцене и в современности.

В настоящее время доказана тесная связь Восточного вулканического пояса Камчатки с фокальной зоной. С.А.Федотов (1974) показал, что области питания вулканов лежат в фокальной зоне на глубинах от 100 до 200 км и соединяются с поверхностью вертикальными "магматическими колонками" высотой более 100 км. П.И.Токарев (1974) установил в фокальной зоне на глубине 150 км области резкого снижения сейсмической активности, на которую ложатся проекции действующих вулканов. А.И.Фарберов (1974) прямыми сейсмическими наблюдениями выявил столбообразную форму питающих каналов и проследил их до глубины 100 км.

Горизонтальная проекция векторов относительного движения плит на Камчатке направлена не перпендикулярно к желобу, а несколько под углом к нему. Поэтому нисходящее движение погружающейся плиты сопровождается ее продольным боковым движением, направленным на север. Это ведет к образованию в центральной части Камчатки крупного продольного левого сдвига, с движением по которому связан ряд новейших тектонических структур (Леглер, 1976).

#### Некоторые черты геофизического строения Камчатки

С точки зрения изложенной модели можно рассмотреть некоторые черты сейсмичности Камчатки. Глубина фокальной зоны в длительно функционирующей островной дуге обусловлена равновесием между скоростью погружения океанической литосферы и скоростью ее рассасывания в астеносфере (Oliver et al., 1973). Максимально известная глубина фокальной зоны составляет 700 км. Курило-Камчатская фокальная зона на большей части своей длины имеет глубину, близкую к предельной. Однако на границе Южного и Центрального секторов Камчатки ее глубина резко уменьшается до 350-400 км (Токарев, 1974). Это явление объясняется тем, что если на Южной Камчатке и Курилах глубина фокальной зоны определяется указанным выше равновесием, то в Центральном секторе Камчатки глубина фокальной зоны определяется длиной пути, который успела пройти погружающаяся плита с момента начала субдукции. Измерение на профиле дает общую длину

погружающегося участка плиты от желоба до глубины 350 км в 550 км. Разделив этот путь на скорость субдукции (8 см/год) получим, что для достижения глубины 350 км понадобится время 7 млн. лет, что точно соответствует ранее определенному времени начала субдукции. "Шов" в погружающейся плите, образованный состыковкой двух ее разновозрастных участков, по-видимому, не вполне залечен до настоящего времени. Пояса гравитационных аномалий, проходящие вдоль внешней дуги, прерываются в районе Петропавловской поперечной зоны. Здесь проходят перпендикулярные к дуге зоны аномалии силы тяжести с очень высокими градиентами, протягивающиеся вглубь Камчатки на 100 км (подобные поперечные зоны высоких градиентов поля силы тяжести наблюдаются также на полуострове Камчатского мыса). Неоднородностями в строении погружающейся плиты, возможно, объясняются проходящие в этом районе четвертичные разломы северо-западного простирания. Здесь же находятся единственные на Камчатке северо-западные цепочки вулканов - Авачинская и Жупановская. В этой же зоне прерывается Восточный вулканический пояс и в полосе шириной около 40 км между Авачинским и Вилучинским вулканами обнажаются до-четвертичные породы.

В Южном секторе Камчатки линия максимальных гравитационных аномалий проходит в 50 км от оси активного вулканического пояса, и почти вплотную к зоне миоценового вулканизма. В Центральном секторе расстояние между этими линиями увеличивается до 60-80 км. О.Г.Сорохтин (1974) показал, что в длительно развивающейся островной дуге длина полого погружающегося участка плиты постепенно увеличивается, и линия резкого излома погружающейся плиты, трассируемая на поверхности максимумом гравитационных аномалий, постепенно смещается от желоба. Это явление может объяснить наблюдаемую разницу в расстояниях между каркасными линиями, т.к. субдукция в Южном секторе длится в несколько раз дольше, чем в Центральном.

#### Командорские острова

Район Командорских и западных Алеутских островов резко отличается от типичных островных дуг. Здесь отсутствуют внешняя и внутренняя дуги, фокальная зона, современный вулканизм, типичные гравитационные аномалии. Исходя из этих

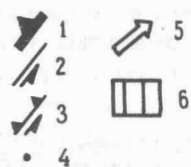
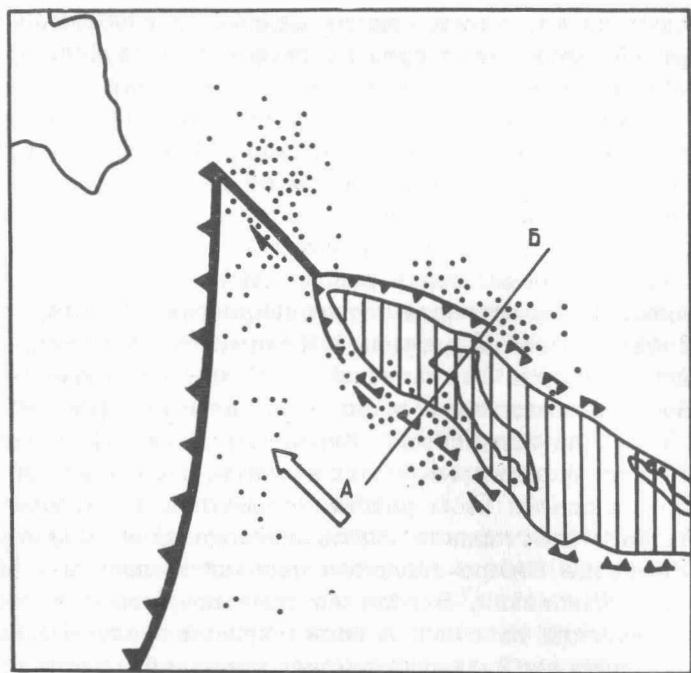


Рис. 7. Тектоническая схема района Командорских островов. 1 – ось желоба; 2 – трансформный разлом; 3 – взбросы, взбросо-сдвиги; 4 – эпицентры землетрясений (по Федотову и др., 1974); 5 – направление относительного движения плит; 6 – шельфовое поднятие Командорских островов

признаков, а также опираясь на глобальную геометрическую модель движений плит К.Ле Пишона, Дж. Гроу, и Т.Этуотер пришли к выводу, что западные Алеуты являются правым трансформным разломом типа дуга-дуга (Ле Пишон, 1974; Grow, Atwater, 1970). Современная, более точная геометрическая модель (Minster et al., 1974) сохраняет этот вывод, однако вектор движений в новой модели направлен не строго вдоль дуги, как в модели К.Ле Пишона, а под острым углом

(около  $20^\circ$ ) к ней. Таким образом, теоретически Командорские острова представляют собой зону правого сдвига, сопровождающегося сжатием.

Сейсмичность Командорских островов описана С.А.Федотовым и др. (1974). От полуострова Камчатского мыса через Камчатский пролив к Командорскому шельфу протягивается широкая зона эпицентров, с глубиной очагов не больше 100 км. В районе западного окончания Командорского шельфа эта зона раздваивается, огибая Командорский шельф с двух сторон по его подножию (рис. 7). Шельфовая зона Командорских островов вытянута в ЗСЗ направлении, образуя угол в  $20-30$  градусов с вектором относительного движения плит. Можно предположить, что шельфовое поднятие представляет собой частную структуру сжатия в зоне сдвига, а именно клинообразный блок, выжимаемый вверх по взбросам. Очаги землетрясений по подножию поднятия трассируют эти предполагаемые взбросы. Сами острова представляют собой абразионные останцы на поверхности поднятия, и их очертания определяются степенью сопротивляемости слагающих их пород. Центральная часть поднимающегося блока асейсмична, возможно, что она испытывает сводовое растяжение, чем объясняется наличие здесь сбросов и трещин растяжения (Шмидт, 1974).

#### Некоторые замечания к изложенной модели

Идея о скачкообразном отступании островных дуг к востоку и об образовании однотипных структурных комплексов, последовательно омолаживающихся к востоку, для Камчатки предложена и разработана Г.П.Авдейко (1974). Однако этот исследователь считает, что все структурные комплексы островной дуги, в том числе и офиолиты, возникают в ходе развития дуги одновременно и близко друг от друга. Это приводит к необходимости искать доказательства миоценового возраста меловых вулканогенно-кремнистых пород Восточно-Камчатского антиклинория. Кроме того, Г.П.Авдейко не рассмотрел вопроса об окончаниях дуг. Вследствие этих двух моментов его схема, по-видимому, во многом справедливая, подвергалась критике со стороны Э.Н.Эрлиха и др. (1974). Признание океанического происхождения офиолитов и рассмотрение вопроса о трансформных разломах снимает противоречия этой схемы.

Современная структура Камчатки с точки зрения тектоники плит показана на схеме и профилях (см. рис. 5,6). Основные черты истории развития показаны в таблице (рис. 8). В пред-

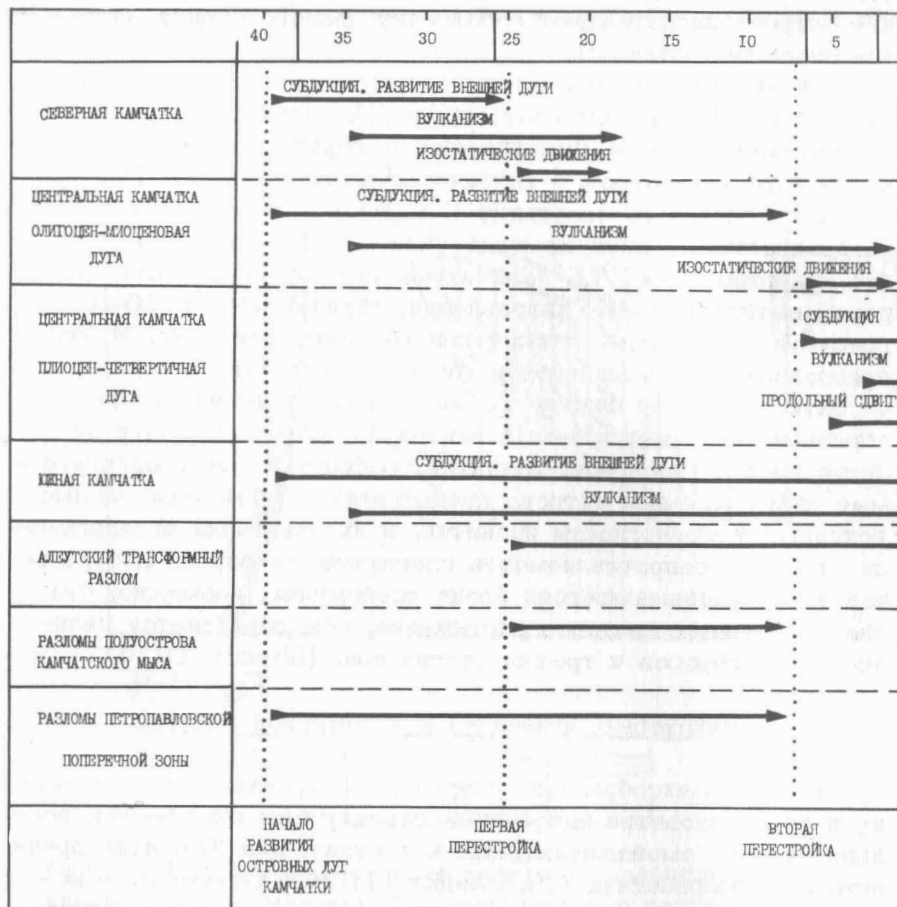


Рис. 8. Хронологическая таблица основных тектонических событий на Камчатке в кайнозойское время

лагаемой схеме существует еще значительное количество неясностей. Дискуссионно структурное положение и происхождение Ганальского метаморфического массива, неясно происхождение метаморфических пород Хавывенской возвышенности и острова Карагинского. Не ясны причины кулисообразного расщепления Восточного вулканического пояса. Не вполне ясна история развития Командорских островов, существует мнение, что на первом этапе своего развития они развивались как нормальная островная дуга (Grow, Atwater, 1970).

Однако все эти неясности принципиально не противоречат модели.

Высказываются идеи о наличии на Восточной Камчатке крупных структурных элементов, непрерывно развивающихся с верхнего мела и поныне. К ним относятся долгоживущие вулканогенные центры (Василевский и др., 1974) и поперечные транскамчатские разломы (Супруненко, Декин, 1968; Супруненко и др., 1973). О.И.Супруненко (1972) предполагает также, что существуют линейные структурные элементы (смысл которых не ясен), общие для Камчатки и Тихого океана и пересекающие желоб. Перечисленные идеи трудно совместимы с моделью, приведенной в настоящей работе, и доказательство их справедливости, возможно, приведет к необходимости ее уточнения.

## ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П. Палеотектонические условия образования вулканогенно-кремнистых формаций и их место в развитии островных дуг. В кн.: Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, "Наука", 1974.

Апрелков С.Е. Центральнo-Камчатский вулканический пояс и его связь с Курильской островной дугой. В сб.: "Тектоника дна морей, океанов и островных дуг", Южно-Сахалинск, 1972.

Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш. Вулканы, как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенного анализа и районирования). В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.

Геология СССР, т. XXXI, ч. 1, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Недра", 1964.

Герман Л.Л. Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки. ДАН СССР, т. 209, № 3, 1973.

Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны, М., "Наука", 1966.

Долматов Б.К., Садреев А.М. О возрасте ультраосновных интрузий Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка). В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР, вып. 18, Магадан. 1966.



Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка). ДАН СССР, т. 187, № 5, 1969.

Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. В сб.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.

Леглер В.А. Разломная тектоника четвертичных грабенов Восточного хребта Камчатки. В сб. Структурный анализ дислокаций. Хабаровск. 1974.

Леглер В.А. Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976.

Ле Пишон К.С. Спрединг океанического дна и дрейф континентов. В сб.: Новая глобальная тектоника, М., "Мир", 1974.

Марков М.С., Севелирстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. Геотектоника, № 5, 1969.

Мелекесцев И.В., Эрлих Э.Н. Денудационно-тектонические горы. В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Наука", 1974.

Павлов Ю.А., Семакин В.П., Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны. В сб.: Изостазия, М., "Наука", 1970.

Певзнер М.А. Палеомагматизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. М., "Наука", 1972.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. Советская геология, № 12, 1972.

Родионова Р.И., Федорченко В.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района. В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов и метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки). Геотектоника, № 3, 1973.

Розенкранц А.А., Ковалева В.В. Древняя зона Бенюфа Камчатского полуострова и ее роль в формировании Срединного вулканического пояса. В сб.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.

Ротман В.К. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта. В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Садреев А.М., Долматов Б.К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова. Изв. АН СССР, серия геол. № 7, 1965.

Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки. Геотектоника, № 3, 1971.

Сорохтин О.Г. Возможный механизм образования региональных надвигов и геосинклинальной складчатости. Изв. АН СССР, физика Земли, № 7, 1973.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., "Наука", 1974.

Сорохтин О.Г. Строение зоны поддвига литосферных плит. В сб.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976.

Супруненко О.И., Декин Г.П. Субширотные разломы Восточной Камчатки. ДАН СССР, т. 180, № 6, 1968.

Супруненко О.И. Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки. ДАН СССР, т. 192, № 3, 1970.

Супруненко О.И. О связи структурных элементов Восточной Камчатки и ложа Тихого океана. ДАН СССР, т. 206, № 1, 1972.

Супруненко О.И., Андиева Т.А., Сафронов П.Н. Кроноцко-Крутогоровская система субширотных разломов Камчатки. ДАН СССР, т. 209, № 6, 1973.

Тихонов В.И. Надвиги на Восточной Камчатке. Геотектоника, № 3, 1968.

Токарев П.И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и его связь с вулканизмом. В сб.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.

Уилсон Т. Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу. В сб.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.



Утнасин В.К., Балеста С.Т., Эрлих Э.Н., Аносов Г.И., Герман Л.Л., Шанцер А.Е. Глубинное строение структурных зон Камчатки. Советская геология, № 2, 1975.

Ушаков С.А. Строение, развитие Земли. Серия: Физика Земли, т. 1, М., 1974.

Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Н., "Наука", 1974.

Федотов С.А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.

Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965-1968 гг.). В сб.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, "Наука", 1974.

Флоренский И.В., Флоренский П.В. Об этапах горизонтальных движений на Восточной Камчатке. ДАН СССР, т. 184, № 1, 1969.

Флоренский И.В., Флоренский П.В. О роли древних вулканогенных пород в структуре Восточной Камчатки. ДАН СССР, т. 205, № 5, 1972.

Шапиро М.Н. О северо-восточном продолжении Восточно-Камчатского синклиория. Геотектоника, 1976а, № 1.

Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. "Наука", М., 1976б.

Шмидт О.А. Проблемы тектонического развития Командорских островов. Геотектоника, № 6, 1974.

Эрлих Э.Н. О зональности Курило-Камчатской вулканической провинции. В сб.: Геология зоны перехода от азиатского материка к Тихому Океану. М., "Наука", 1968.

Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. "Наука", Новосибирск, 1973.

Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В., Шанцер А.Е. Новейшая тектоника. В кн.: Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Наука", 1974.

Boettcher A.L. Volcanism and orogenic belts - the origin of andesites. Tectonophysics, v. 17, № 3, 1975.

Ernst W.G. Blueschist metamorphism and P - T regimes in active subduction zones. Tectonophysics, v. 17, № 3, 1973.

Fitch T.J. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and the Western Pacific J. Geophys. Res., v. 77, № 23, 1972.

Grow J.A., Atwater T. Mid-Tertiary tectonic transition in the Aleutian arc. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 81, № 12, 1970.

Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res., v. 73, № 18, 1968.

Larson R.L., Chase C.G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific ocean. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, № 12, 1972.

Larson R.L., Pitman III W.C. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 83, № 12, 1972.

Minster J.B., Jordan T.H., Molnar P., Haines E. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 36, № 3, 1974.

Miyashiro A. Paired and unpaired metamorphic belts. Tectonophysics, v. 17, № 3, 1973.

Oliver J., Isacks B., Barazangi M., Mitronovas W. Dynamics of the down-going lithosphere. Tectonophysics, v. 19, № 2, 1973.

Roeder D.H. Subduction and orogeny. J. Geophys. Res., v. 78, № 23, 1973.

Uyeda S., Miyashiro A. Plate tectonics and the Japanese islands: a synthesis. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 85, № 7, 1974.

Wyllie P.J. Experimental petrology and global tectonics - a preview. Tectonophysics, v. 17, № 3, 1973.