

-60

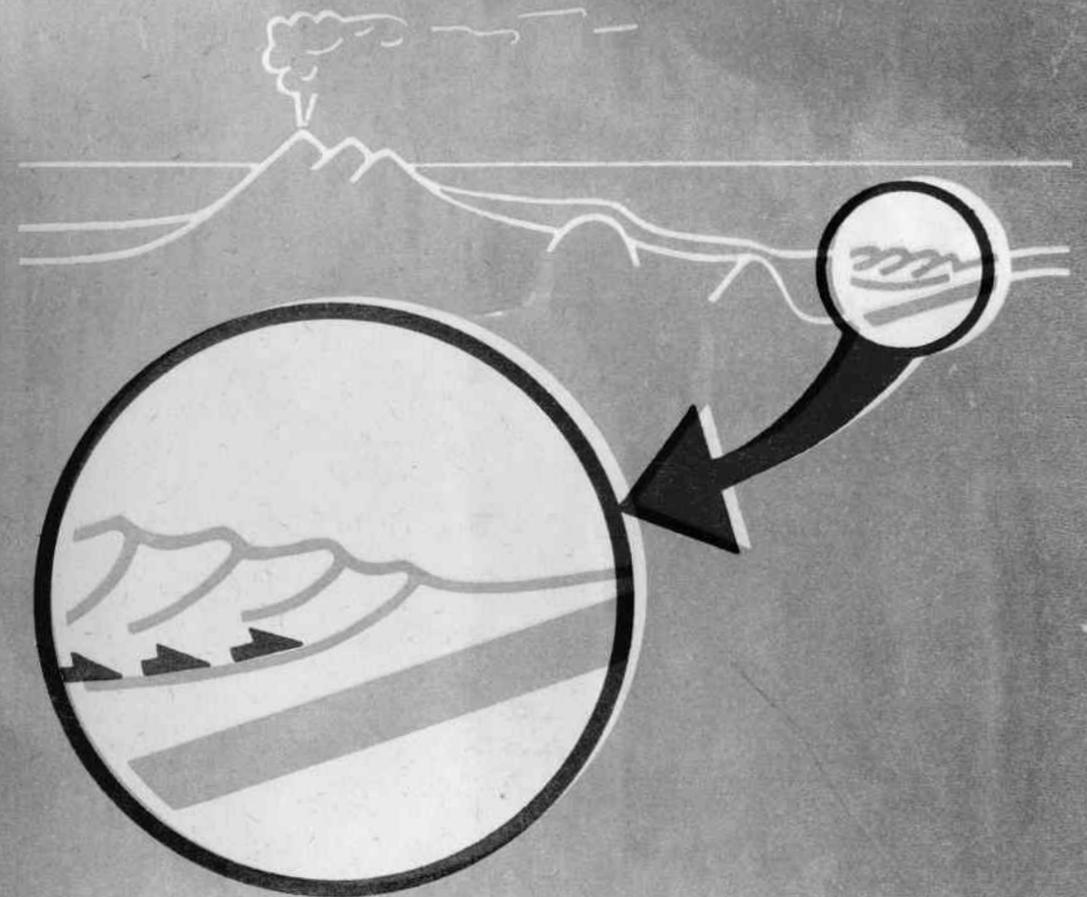
116282

2-82

огт

Г.С. ГНИБИДЕНКО

СТРУКТУРА ГЛУБОКОВОДНЫХ  
ЖЕЛОБОВ ТИХОГО ОКЕАНА  
(ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ)



Владивосток 1987

0

116282

2-й экз.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Г. С. ГНИБИДЕНКО

СТРУКТУРА ГЛУБОКОВОДНЫХ  
ЖЕЛОБОВ ТИХОГО ОКЕАНА  
(ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ)

116283

Владивосток 1987

116283

УДК 551.24(26)

Гнибиденко Г. С. Структура глубоководных желобов Тихого океана (по данным МОВ-ОГТ). Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 50 с.

Проанализирована структура верхней части земной коры глубоководных желобов Тихого океана на основе данных многоканального сейсмопрофилирования. Выявлена роль сейсмических помех и геологических факторов, затрудняющих интерпретацию сейсмических данных МОВ для глубоководных желобов.

Показано, что современные высококачественные данные МОВ-ОГТ позволяют детально расшифровать структуру внутреннего и внешнего склонов желобов и выполняющего их турбидитного комплекса. Установлено, что структура внутреннего и внешнего склонов всех, без исключения, глубоководных желобов Тихого океана сформировалась в результате нормального сбросообразования, осложненного на внутреннем склоне ряда желобов гравитационной тектоникой. Данные о геологическом развитии внутренних склонов желобов свидетельствуют о значительных (до 5-10 км) вертикальных движениях блоков земной коры. Исследованные детально зоны "трансформных" разломов в желобах Курильском и Тонга оказались нормальными поперечными сдвигами в системах дуга-желоб.

Представляет интерес для геологов, геофизиков, океанологов, геоморфологов, тектонистов.

Ил. 46. Библ. 74.

Ответственный редактор докт. геол.-минер. наук П. М. Сычев

Рецензент И. К. Пушин

Издано по решению Редакционно-издательского совета  
Дальневосточного отделения АН СССР

© ДВО АН СССР, 1987 г.

ОТДЕЛЕНИЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
Библиотека по естественным  
наукам АН СССР

## ВВЕДЕНИЕ

Глубоководные желоба, располагающиеся главным образом по периферии Тихого океана (рис. 1), служат ключевыми структурными элементами для понимания геодинамики окраин тихоокеанского талассократона и формирования систем островных дуг; поскольку именно структура и время формирования желобов является критическими для оценки возможности субдукции, обдукции или эдукции океанической коры и совокупности связанных с ними процессов: формирования островных дуг и аккреции континентальной коры, сейсмичности и вулканизма.

Данные о структуре глубоководных желобов, полученные с помощью сейсмических методов, представляют собой наиболее "объективную" информацию, однако геодинамические модели, выводимые из структурных данных, значительно различаются, главным образом из-за аксиоматических утверждений, положенных в основу интерпретационной процедуры над структурной моделью и связанных с установками той парадигмы, которой следует интерпретатор. Тем не менее среди геодинамических моделей легко различить две группы: в одной структура верхней части земной коры в желобах расценивается как тектоника сжатия, в другой - как тектоника растяжения.

Если группа геодинамических моделей сжатия в желобах может интерпретироваться в терминах тектоники плит (Uyeda, 1983; Hilde, 1983; Von Huene, 1984), то для группы моделей растяжения объяснить субдукцию в желобах можно лишь при таких структурных допущениях, которые не следуют из данных по структуре верхней части земной коры желобов. В связи с этим возникли эдукционные модели формирования глубоководных желобов, для которых растяжение в них объясняется подъемом мантийного материала (Dixon, Farrar, 1980; Чудинов, 1985).

Важно отметить, что почти все тектонические модели верхней части земной коры глубоководных желобов основываются главным образом на результатах геологической интерпретации непрерывного сейсмического профилирования (НСП). Альтернативность моделей во многом обусловлена качеством исходных сейсмических данных и особенно подходом к их интерпретации в связи со сложной структурой сейсмического волнового поля глубоководных желобов. Длительное время геологическая интерпретация проводилась на временных разрезах одноканальных систем НСП, зачастую без применения специальных методов обработки сейсмической информации. Все это вместе взятое не позволяло расшифровывать тонкую структуру земной коры в глубоководных желобах, особенно на внутреннем склоне, структура которого является ключевой для понимания их геодинамики.

Возможность применения в последние годы многоканальных систем НСП (МОВ-ОГТ - метод отраженных волн - общая глубинная точка) и использование современных методов обработки сейсмической информации значительно улучшили возможности разрешения структуры земной коры методами НСП, что позволило относительно детально изучить структуру верхней части земной коры склонов глубоководных желобов Тихого океана. Поэтому только данные многоканального НСП и особенно те, при обработке которых использована миграция, принимаются во внимание в этой работе для сравнительного анализа структуры земной коры глубоководных желобов Тихого океана.

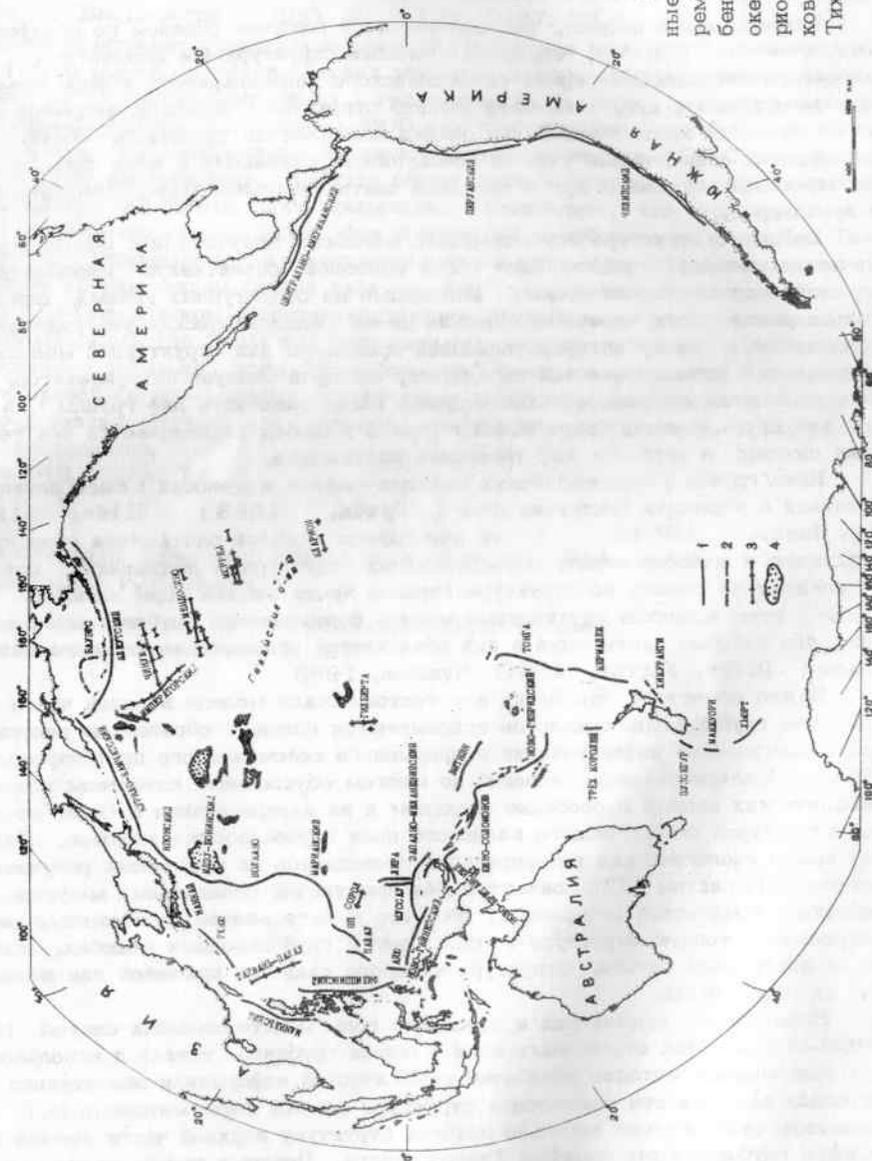


Рис.1. Глубоководные желоба (1 - современные, 2 - погребенные, 3 - внутренние океанические) и внутренние впадины (4) Тихого океана

### Принципы сравнительного анализа и модели структуры земной коры желобов

Под структурой земной коры будем понимать совокупность отношений между ее элементами, различаемыми современными геофизическими методами.

В соответствии с правилами сравнительного анализа (Клаус, 1960) сопоставляются наиболее существенные, однородные характеристики реальной структуры с синтезированной (или априорной) эталонной моделью. Сравнение сводится к исследованию изоморфизма структур. Если структуры изоморфны, то их следует относить к одному классу. В этом случае есть основание полагать, что они формировались в сходных геодинамических обстановках.

Для глубоководных желобов эталонной моделью структуры долгие годы служила модель (рис. 2), предложенная Д. Р. Сили с соавторами (Seely et al., 1974). В этой модели структура глубоководного желоба внут-

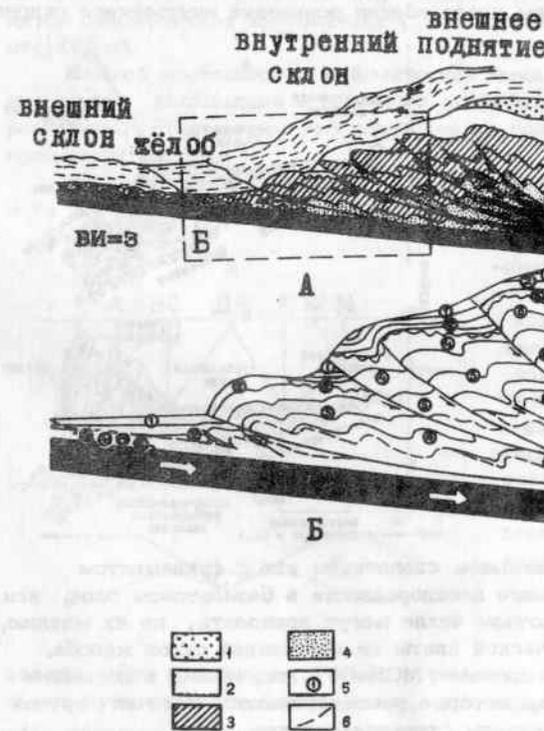


Рис. 2. Слайсовая модель желоба (Seely et al., 1974): А - схема фаций, Б - хроностратиграфия.

Трансгрессивные фации: 1 - шельфа, 2 - склона, 3 - желоба, 4 - абиссальной равнины, 5 - последовательность слоев: нумерация от молодых к древним толщам; 6 - граница между турбидитами желоба и пелагическими отложениями абиссальной равнины: выклинивание турбидитов на этой границе в надвигающейся плите представляет внешний край древнего желоба. ВИ=З - вертикальное искажение

ренний склон до внешнего (фронтального) поднятия (trench-slope break) представляет собой систему слайсов (чешуй), соотносящихся друг с другом по надвигам и формирующим ступенчатый рельеф склона за счет об-

ратного сбросообразования. В слайсирование вовлекается и часть фундамента — базальтового слоя океанической коры. В целом же внутренний склон представляет собой аккреционную призму, формирующуюся в условиях сжатия.

Внешний склон желоба в этой модели представлен субдицирующей океанической плитой, внутренняя структура которой состоит из чередующихся горстов и грабенов, обусловленных нормальным сбросообразованием в результате изгиба литосферной плиты у фронта субдукции. Турбидитная толща, если она есть в желобе, деформируется и вовлекается в слайсирование лишь у основания внутреннего склона.

Основываясь на данных о статической структуре верхней части земной коры глубоководных желобов Тихого океана, можно рассмотреть геодинамические модели их формирования, при этом структура этих моделей, очевидно, должна соответствовать структуре статических моделей, построенных на основании наблюдаемых данных.

Для тихоокеанских желобов модель структуры внутреннего и внешнего склонов желоба была предложена Д. У. Шоллом и М. С. Марлоу (Scholl, Marlow, 1974). В этой (рис. 3) и более поздней, модифицированной модели (Scholl et al., 1977) они показали, что вергентность в деформированной структуре аккреционной призмы направлена к желобу, что свидетельствует о сжатии в осадочном чехле вблизи основания внутреннего склона

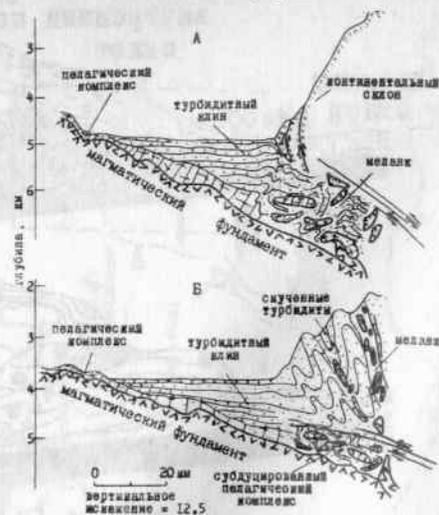


Рис. 3. Гипотетические модели скучивания и субдукции в тихоокеанских желобах (Scholl, Marlow, 1974). А — субдукция комплекса отложений желоба образует меланж терригенных и пелагических блоков вместе с отложениями океанической коры; Б — возможный механизм скучивания терригенных отложений и субдукции пелагической толщи

желоба с достаточно сильным базальным сцеплением его с фундаментом (Seely, 1977). Значительные неоднородности в базальтовом слое, или анизотропия в пелагическом осадочном чехле могут приводить, по их мнению, к обдукции верхней части океанической плиты на внутренний склон желоба.

В этой работе обсуждаются данные МОВ-ОГТ, полученные в последнее время для тихоокеанских желобов, которые рассматриваются с точки зрения их соответствия предложенным моделям строения склонов.

Глава 1 написана с помощью В. Н. Патрикеева. Доктор Ролан Вон Хьюн (Геологическая служба США) представил мигрированные разрезы по Алеутскому, Центрально-Американскому и Перу-Чилийскому желобу. Без многочисленных и ценных советов и помощи Н. П. Карогодиной работа вообще не смогла бы выйти в свет. Л. Д. Сваричевская и М. Г. Ломтева помогли оформить рукопись. Всем перечисленным друзьям и сотрудникам я благодарен за их терпение и помощь.

## Глава I. ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН (МОВ), ДЛЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

Для исследования структуры глубоководных желобов используется метод отраженных волн как в многоканальном, так и в одноканальном вариантах. Обычно для интерпретации используются данные этого метода в виде временных разрезов, т. е. изображений структуры среды в сейсмическом волновом поле. В отличие от глубинного разреза, с которым привык работать геолог, у временного по оси глубин располагается ось времен (или двойного времени пробега волны до границы). Поэтому у некоторых геологов и даже геофизиков сложилось представление, что с временными разрезами можно работать как и с глубинными, если перевести ось времен в ось глубин путем ввода скорости распространения волн. В связи с этим необходимо обсудить насколько правомерен такой подход или, иными словами, в каком соответствии находится сейсмическое изображение (сейсмический имидж) среды с ее истинной структурой.

Важной особенностью сейсмических имиджей является то, что отраженные волны, подходящие к приемным устройствам с разных направлений, не разделены. Рассмотрим это подробнее на примере изображения долины на временном разрезе.

При пересечении профилем долины вкrest ее простирания (рис. 4) в одни и те же точки приема могут приходить волны, отраженные от дна и склонов

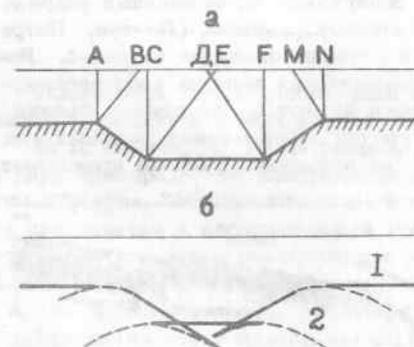


Рис. 4. Ход лучей (а) и временной разрез (б) поперечного сечения долины при непрерывном сейсмическом профилировании — НСП. 1 — годографы отраженных волн, 2 — годографы дифрагированных волн; А — N — пикеты

долины. Это происходит в связи с тем, что по законам геометрической сейсмики путь распространения волны, приходящей в точку приема (в случае совмещенного источника и приемника), совпадает с нормалью к границе. Для многих же точек приема можно провести две или три нормали — к дну долины и ее одному или двум склонам.

<sup>1</sup> Написана совместно с В. Н. Патрикеевым

Так на пикетах ВЕ (рис. 4, а) регистрируются волны, отраженные от левого склона долины, на пикетах ДМ – правого склона, СФ – дна долины, АВ и MN – дифрагированные волны от перегибов границы. Следовательно, в каждую точку интервала профиля СФ приходят волны, отраженные от склона и дна долины, а в интервале пикетов ДЕ – от обоих склонов и дна. На сейсмических имиджах времена вступления этих волн откладываются по оси времен, т. е. по вертикали и, следовательно, на одних и тех же пикетах могут регистрироваться как дно, так и склоны долины (рис. 4, б). Причем плоское горизонтальное дно долины располагается в плоскости главного сечения<sup>2</sup> (Калинин и др., 1983), а склоны ее могут находиться как в пределах, так и за пределами этой плоскости. Те волны, которые отражаются от склонов долины и располагаются в плоскости главного сечения, приводят к смещению наклонных границ на временных разрезах по падению склона, которое увеличивается с увеличением угла наклона и глубины их залегания. Этот эффект смещения наклонной границы называется сейсмическим сносом. Поскольку в разрезе имеются границы разного падения, то на временных разрезах они смещаются относительно друг друга. Для глубоководных желобов, где глубины достигают 10 км, границы в основном непротяженные, на временных разрезах нередко наблюдается настолько сильное смещение наклонных границ относительно горизонтальных, что, например, правый склон долины на сейсмическом имидже может оказаться слева от нее, а левый – справа.

Для криволинейных границ эффект сейсмического сноса приводит не только к смещению их в пространстве, но и к искажению формы. Например, при изображении холмистого рельефа на временных разрезах увеличиваются горизонтальные размеры холмов, а у долин уменьшается глубина вреза (Ломтев, Патрикеев, 1986).

В связи с этим в глубоководных желобах узкие (шириной 0,5–1 км) и достаточно глубокие долины могут быть не обнаружены на временных разрезах.

Изображение ступенчатых границ на временных разрезах (Ломтев, Патрикеев, 1986) зависит от ширины, наклона и глубины площадок ступеней. Явления дифракции сейсмических волн, т. е. рассеивание волн на неоднородностях среды (для ступенчатого рельефа таковыми являются, например, бровки ступеней) обуславливают изображение этих границ на временных разрезах как пологохолмистых (рис. 5). Таким образом, на временном разрезе происходит

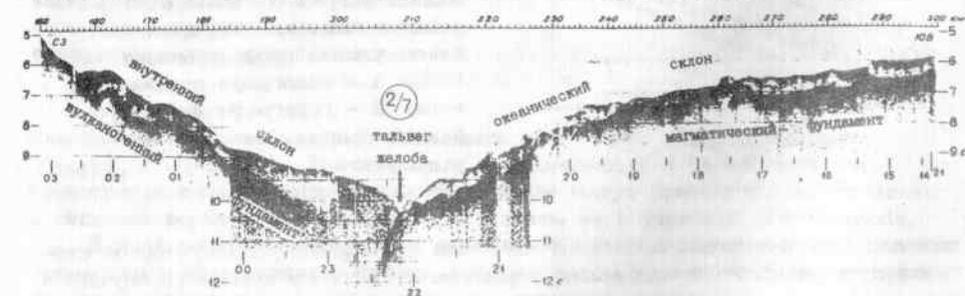
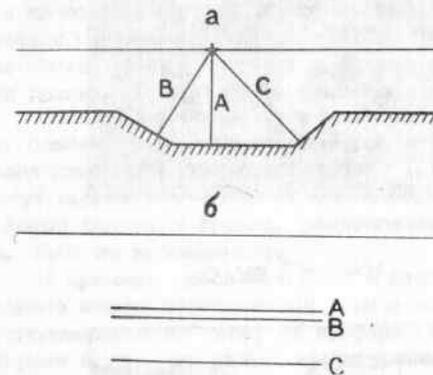


Рис. 5. Холмистый рельеф на разрезе НСП через центральную часть Курильского желоба (местоположение см. Тектоника..., 1980)

<sup>2</sup> Плоскость главного сечения – это вертикальная плоскость, проходящая через линию профиля

как бы низкочастотная фильтрация рельефа ступенчатых границ, т. е. расстояние между двумя соседними поднятиями (длина волны) увеличивается с увеличением глубины их залегания на сейсмическом имидже. Кроме того, при наличии протяженных разнонаклонных площадок ступеней на разрезах происходит их относительное смещение. Поэтому изображение глубокозалегавших ступенчатых границ зачастую настолько искажается, что в нем с трудом угадывается реальная структура.

Если профиль наблюдений проходит вдоль долины, то во всех точках приема будут прослеживаться волны как от ее дна, так и от ее склонов, расположенных за пределами плоскости главного сечения (рис. 6, а). На временном разрезе (рис. 6, б) эти волны дадут соответствующие им три границы. Следовательно, на временных разрезах кроме дна долины, расположенного под линией профиля, отображаются и ее склоны, расположенные в стороне от про-



филя. Волны, зарегистрированные от склонов долины, называются боковыми. В зависимости от направления профиля наблюдений по отношению к простиранию долины, волны, связанные с ее склонами, на временном разрезе могут давать наклонные и даже пересекающиеся границы.

Рис. 6. Ход лучей (а) и временной разрез (б) при расположении профиля вдоль долины; А, В, С – отражающие границы

Искажается также изображение границы, перекрытой толщей с расчлененным рельефом или включающей скоростные неоднородности.

В. Л. Ломтев, В. Н. Патрикеев, (1986) рассматривают эти искажения на двух примерах: на изображении горизонтальной границы под расчлененным дном и уступа, образованного пологим надвигом. Из этих примеров следует, что при наличии в перекрывающей границу толще резких скоростных неоднородностей или при резко расчлененном рельефе этой толщи, искажения на временном разрезе настолько велики, что она может вообще не коррелироваться, т. е. не прослеживаться.

Исходя из всего этого, можно заключить, что сейсмическое изображение сложнопостроенной среды в виде временного разреза существенно отличается от истинного строения среды. Тогда возникает вопрос: какую же информацию о таких средах можно извлечь непосредственно из временного разреза без предварительной его обработки? Оказывается, множество геологических вопросов, с основным качественным характером, можно решить непосредственно по данным временных разрезов. Например, вопросы, касающиеся характера строения осадочного чехла и взаимоотношения отдельных толщ – слоистые или дислоцированные осадки, кровельное или подошвенное налегание или прилегание; во многих случаях можно выделить границы размыва, угловых несогласий и т. д. По разрезам можно сделать также некоторые количественные оценки, но к ним следует относиться крайне осторожно. Оценить можно мощность осадочного чехла и отдельных толщ, положение и рельеф

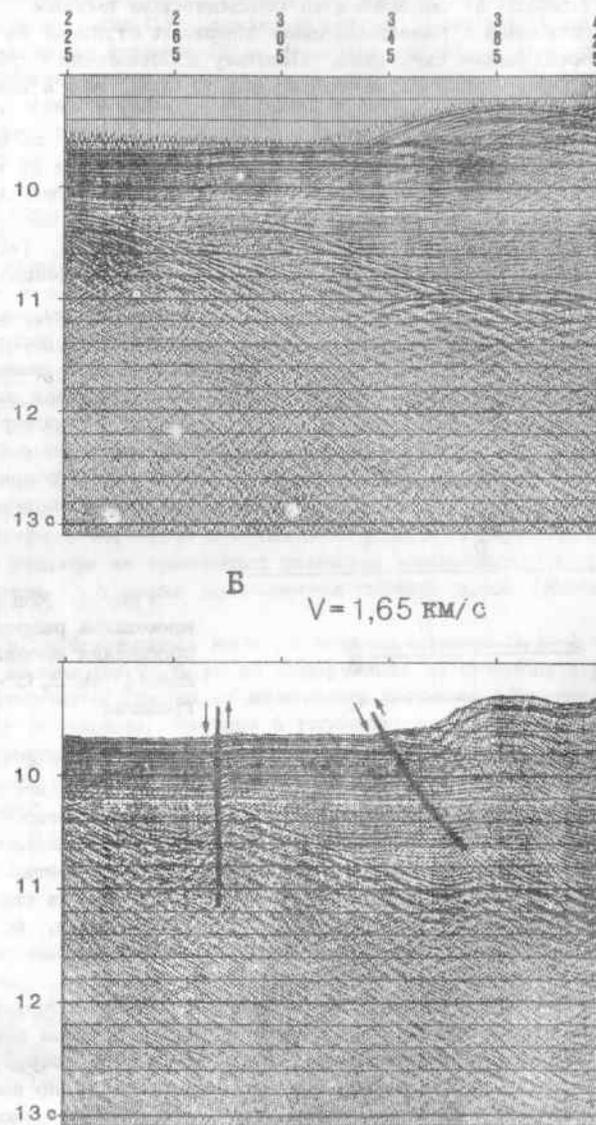


Рис. 7. Немигрированный (А) и мигрированный (В) сейсмические разрезы вблизи осевой части Алеутского желоба к югу от западной оконечности о-ва (Атка (McCarthy, Scholl, 1985)). Миграция (разрез В) выполнена по методу Столта с постоянной скоростью 1,67 км/с. Активный, нормальный сброс в районе пункта взрыва 280. Надвиг (пункт взрыва 345), падающий в сторону внутреннего склона желоба под углом  $33^\circ$ , также хорошо выражен

границ или участков границ, радиус кривизны которых существенно больше глубины их залегания. Таким образом, на временных разрезах достаточно правильно описывается форма структурных элементов (геологических тел), размеры которых существенно больше глубины их залегания.

Рассмотрим возможности методов обработки сейсмической информации для расшифровки строения сложнопостроенных геологических сред.

Пожалуй, самыми эффективными являются методы миграционной обработки сейсмической информации (Уотерс, 1981). В настоящее время обычно применяются методы миграции, базирующиеся на двумерной модели, т. е. предполагается, что точки отражения располагаются в пределах плоскости главного сечения. Они направлены на устранение эффектов сейсмического сноса и дифракции и восстановление истинного пространственного расположения отражающих границ. Миграционное преобразование, это не что иное как перемещение зарегистрированных границ к их истинному положению, основывающееся на операции т.н. обратного проецирования. Из рис. 7 видно, что на разрезах с миграцией устраняются явления дифракции, на что указывает наличие четкой бровки ступеней в отличие от пологохолмистого рельефа ступенчатой границы на временном разрезе.

Следует отметить, что в двумерном варианте миграционных преобразований боковые отражения рассматриваются как отражения, расположенные в пределах плоскости главного сечения. В связи с этим на мигрированных разрезах могут появляться ложные геологические объекты (границы), т. е. положение и форма реальных границ, расположенных в плоскости сечения, либо искажаются, либо не наблюдаются.

К примеру, расположенная в стороне от профиля гора на мигрированном разрезе может отображаться в виде антиклинального поднятия фундамента, расположенные же сбоку от профиля склоны долины дадут на мигрированном разрезе ложные границы, конфигурация которых определяется расстоянием от линии профиля до этих склонов. На мигрированном разрезе для отрицательной депрессии (рис. 8) будут зафиксированы лишь две границы, связанные с дифрагированными волнами от ее бровок. По законам геометрической сейсмики склоны депрессии прослеживаться здесь не будут. Рельеф этих границ определяется конфигурацией депрессии в плане и ее удалением от линии профиля.

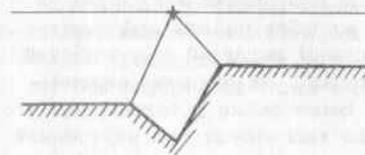


Рис. 8. Ход лучей при расположении профиля НСП вдоль разновысотных склонов долины

Для исключения влияния боковых отражений необходимо применять методы миграции, основанные на трехмерной модели. Исходными данными для этих методов могут быть лишь материалы площадной сейсмозаписки или методики широкого профиля. В этом случае также определяется направление подхода лучей к приемным устройствам, а время прихода волн откладывается в направлении точек отражения, расположенных, в отличие от двумерного варианта, как в плоскости главного сечения, так и за ее пределами.

Качество мигрированных разрезов в большой степени зависит от точности знания скоростей распространения волн в среде. Особенно важное значение

имеет информация о скорости при обработке сейсмических материалов в глубоководных желобах, для которых характерна высокая расчлененность рельефа дна и поддонных границ, наличие различной формы скоростных неоднородностей. Кроме того, для расшифровки природы отдельных границ и желобов в целом необходимо уже иметь информацию о детальном строении осадочного чехла и кровли фундамента, например о степени деформированности чехла и характере блоковых подвижек в фундаменте. Но размеры блоков и тем более складок в чехле на один — три порядка меньше глубины их залегания. Следовательно, небольшие погрешности в скорости, положении источника и приемника упругих волн в пространстве, неточный учет рельефа дна и т. д. могут привести к существенному искажению формы и относительного положения отдельных отражающих площадок на мигрированных разрезах, а это в свою очередь — к ложным геологическим выводам.

По-видимому, для глубоководных желобов необходимо применять ступенчатую миграцию. Суть ее состоит в следующем. Сначала получают мигрированный разрез для дна, т. е. детальный его рельеф, затем, используя эти данные и значения скоростей в верхней толще, получают мигрированный разрез для подошвы этой толщи. теперь уже, используя скорости в воде, верхней толще и нижележащей толще, а также детальный рельеф дна и подошвы верхней толщи, получают мигрированный разрез до подошвы нижележащей толщи и т. д.

Немалую роль в уточнении сейсмических данных при расшифровке сложного характера строения отдельных толщ осадочного чехла и фундамента может иметь моделирование волновых полей.

Несмотря на значительный прогресс в обработке сейсмической информации многое в строении глубоководных желобов еще остается не ясным. Причиной этого — очень сложное строение объекта исследований.

В настоящее время решение многих вопросов следует связывать с проведением площадных сейсмических исследований в отдельных узловых районах и применением современных методов обработки сейсмической информации, в том числе трехмерной миграции.

В понимании структуры глубоководных желобов сейсмические методы сыграли ведущую роль. Изучение их методом НСП в одноканальном варианте началось 20 лет назад, когда одноканальное профилирование позволило установить самые общие черты структуры желобов. В результате этих работ было выявлено, что внутренний и внешний склоны желобов сложно деформированы. На внутреннем склоне были выявлены системы поднятий и прогибаний и интенсивно деформированные аккреционные призмы; на внешнем склоне — сложная расчлененность грабенами и горстами. Было также установлено, что кровля второго слоя прослеживается на несколько километров под внутренний склон желоба.

Получение данных многоканального сейсмического профилирования с применением современных средств приема и обработки сейсмической информации начался второй этап исследования желобов. На этом этапе удалось проследить кровлю второго океанического слоя до 50 км и более под внутренний склон желобов и выявить детали более тонкой структуры склонов, что послужило основанием для ревизии статической и геодинамической моделей глубоководных желобов Тихого океана.

## Глава 2 СТРУКТУРА ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ

Большинство глубоководных желобов Тихого океана изучено одноканальным НСП по относительно регулярной сети профилей. Однако сейсмические исследования методом МОВ-ОГТ в желобах выполнены лишь по нескольким пересечениям. Только данные этих исследований и будут приведены ниже, поскольку они, особенно если была проведена миграция при их обработке, дают в настоящее время наиболее полное представление о структуре как внешнего, так и внутреннего склонов желобов.

### Алеутский желоб

По данному желобу имеются разрезы МОВ-ОГТ через восточную (рис. 9) и центральную (рис. 10) части, выполненные довольно мощной (около 1,5 км) толщей турбидитов (Scholl et al., 1982).

Внутренний склон желоба сложен деформированными эоцен-миоценовыми, вулканогенно-осадочными геосинклинальными формациями (Scoll et al., 1982), к которым в желобе прилегает (или контактирует по разломам) миоцен-четвертичная толща недеформированных турбидитов (рис. 9). На седиментационную структуру, выраженную непротяженными интенсивными отражениями, наложена система разрывных деформаций. Так, сейсмический имидж (рис. 9) структуры внутреннего склона желоба, интерпретированный Р. Хьюном, Д. Миллером и М. Фишером, рассматривается ими как система слайсов, сформировавшаяся в условиях сжатия.

Интерпретация автором этого же сейсмического имиджа (рис. 9) позволяет выявить разломы (рис. 11), свидетельствующие о том, что структура нижней части внутреннего склона желоба представляет собой систему слайсов, сформировавшуюся в результате гравитационного перемещения в сторону желоба палеоген-неогеновой толщи Алеутского геосинклинального поднятия.

Для внешнего склона желоба характерны нормальные сбросы. Наклон кровли фундамента океанической плиты под островную дугу около  $4-7^{\circ}$ , он отчетливо прослеживается по данным МОВ-ОГТ на расстояние около 20-30 км под внутренний склон желоба (рис. 9).

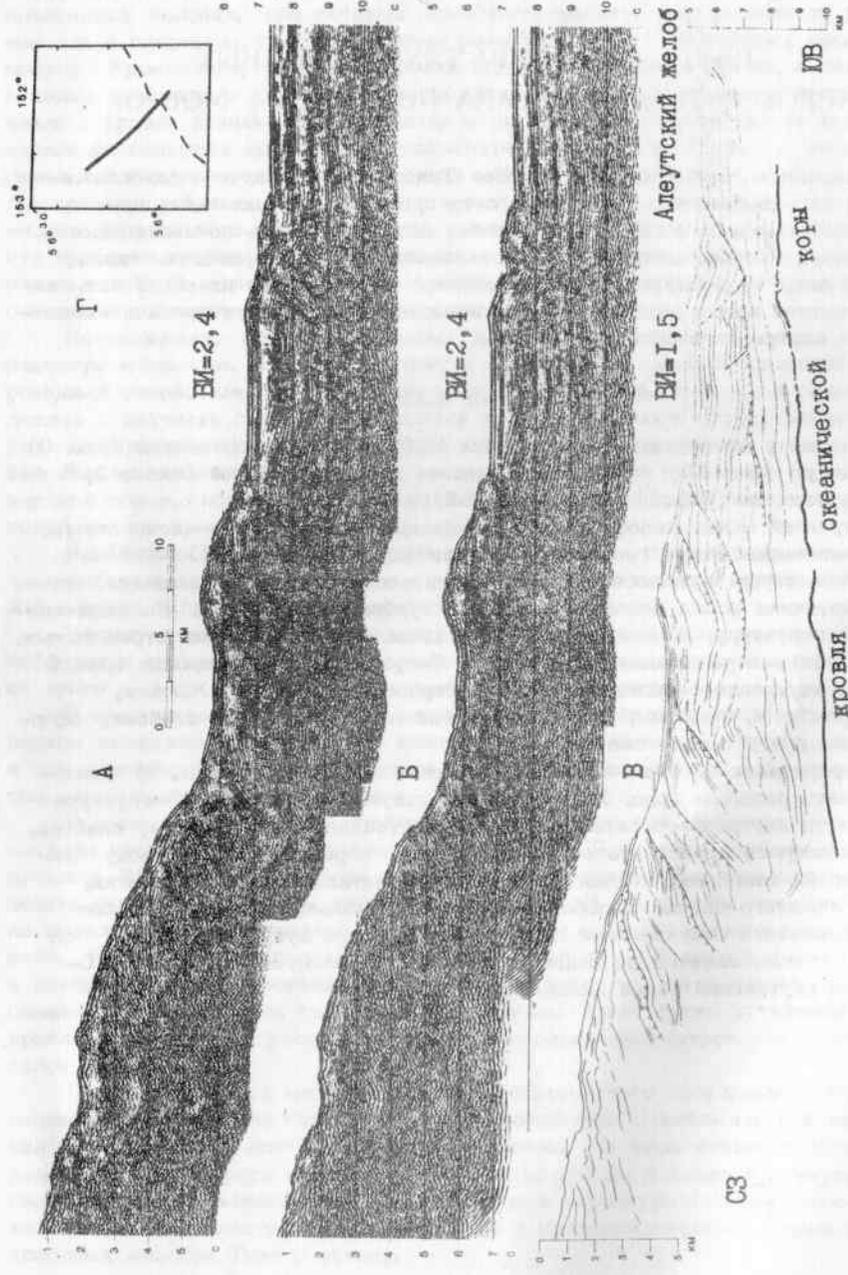


Рис.9. Немигрированный (а), мигрированный (б) сейсмические разрезы (24 канала) и их интерпретация (в) по Р.Вон Хьюну, Д.Миллеру и М.Фишеру (неопубликованные данные) через восточную часть Алеутского желоба

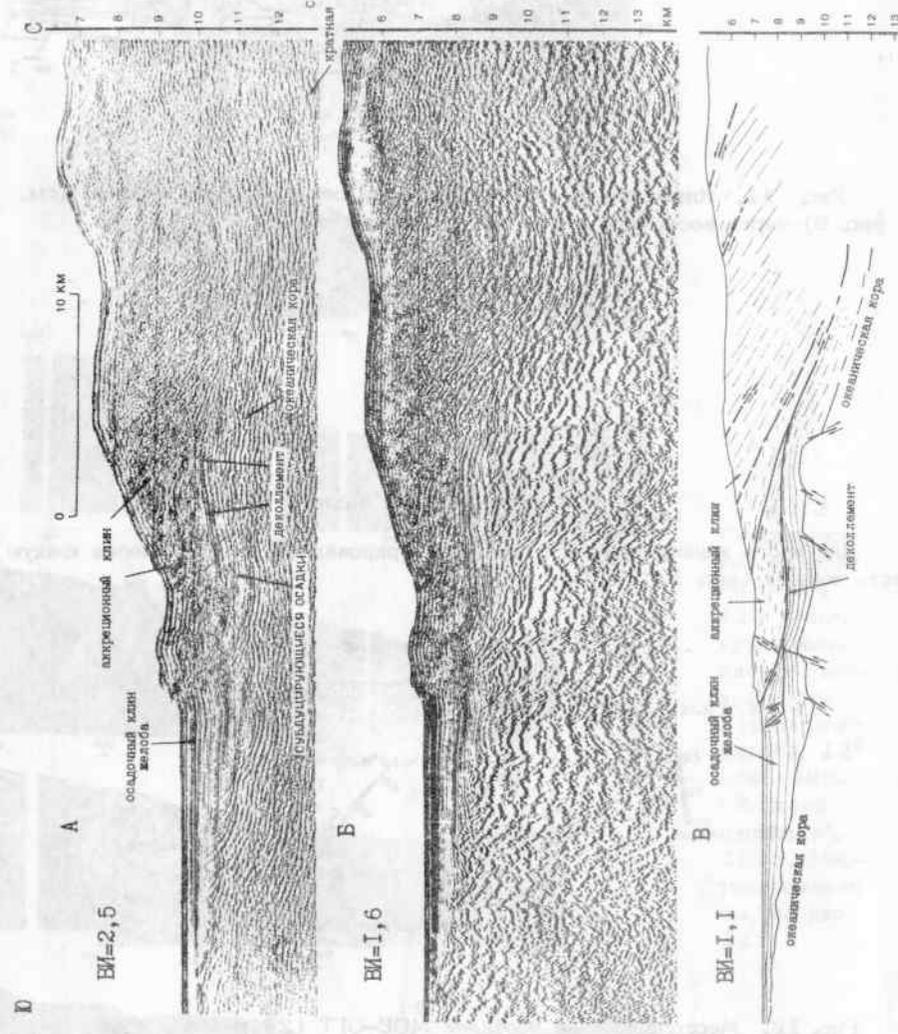


Рис.10. Мигрированный (А) разрез в нижней части внутреннего склона Алеутского желоба к югу от о-ва Алята ( McCarthy, Scholl, 1985), В - глубинный разрез по тому же профилю, В - интерпретация глубинного разреза без искажения масштаба

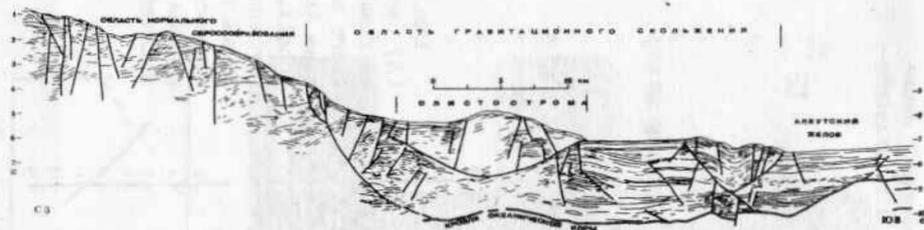


Рис. 11. Интерпретация мигрированного сейсмического разреза (см. рис. 9) через восточную часть Алеутского жёлоба

### Курило-Камчатский жёлоб

Для этого жёлоба имеются лишь немигрированные разрезы через южную часть жёлоба (рис. 12 и 13).

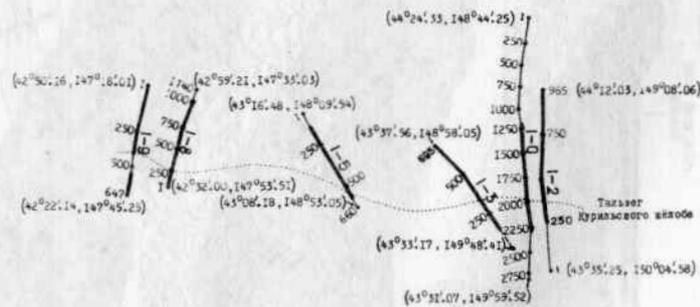


Рис. 12. Местоположение профилей МОВ-ОГТ (24 канала, суммирование) в южной части Курильского жёлоба, 12-й рейс НИС "Морской геофизик", 1979 г. Утолщенные линии - участки профилей, приведенные на рис. 13

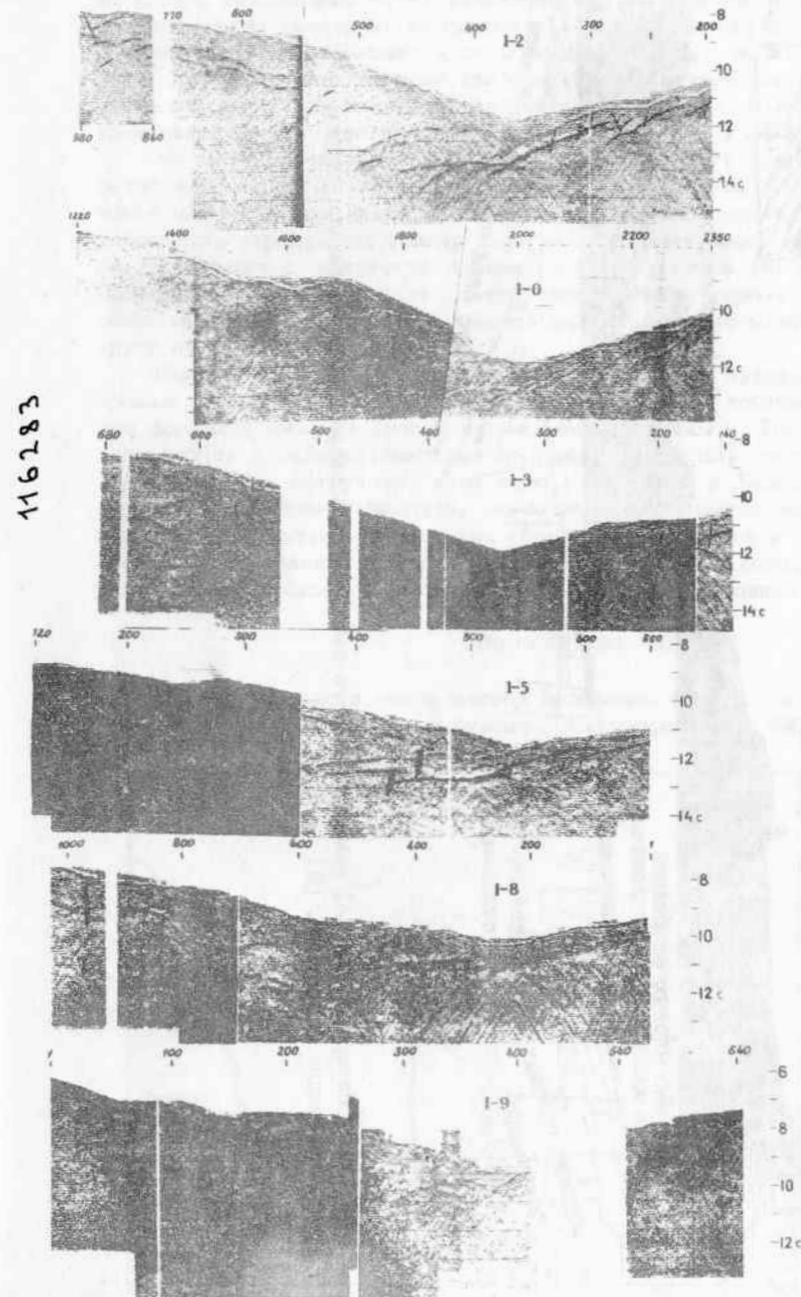


Рис. 13. Сейсмические разрезы МОВ-ОГТ (24 канала, суммирование) в южной части Курильского жёлоба, 12-й рейс НИС "Морской геофизик", 1979. Местоположение см. на рис. 12

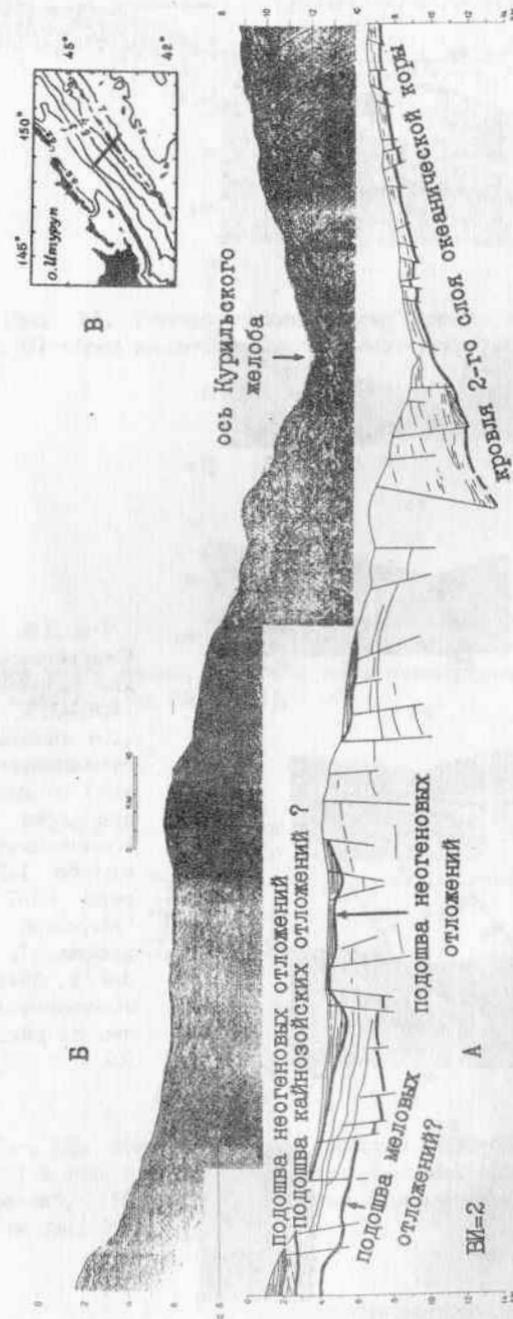


Рис.14. Интерпретация (А) немигрированного сейсмического разреза (Б), 24 канала, профиль 1-2, местоположение см. на рис. (В)

Приведем интерпретацию структуры желоба по работе В. Л. Ломтева и В. Н. Патрикеева (1986). Аккреционная призма слагает внутренний склон желоба, залегая на кровле акустического фундамента внешнего склона и отчасти на кровле выклинивающегося океанического осадочного чехла. Восточный край призмы (фронт аккреции) находится в 1-3 км к западу от тальвега желоба. Мощность призмы изменяется от 0 на фронте аккреции до 1-2 км на фронте регионального тектонического покрова (бровка внутреннего склона желоба), уменьшаясь под ним в направлении островной дуги до 50-100 м. Ширина аккреционной призмы достигает в Курильском желобе 10-12 км.

На внешнем склоне желоба кровля акустического фундамента перекрыта осадочным чехлом мощностью от 300-500 до 100 м. Относительно резкие изменения мощности чехла по латерали, короткая (первые сотни метров) протяженность отражающих границ и дифрагированные волны на временных разрезах указывают на некоторую дислоцированность чехла (рис. 14). Выделяются многочисленные надвиги с амплитудой смещения в первые сотни метров. Разломы падают в основном под краевой вал. Заложение между разломами варьирует от 0, 1-0, 2 до 2-5 км.

Следует отметить, что аккреционная призма в Курильском желобе до бровки террасы на глубине около 6,5 км сложена комплексом геосинклинальных формаций мезозоя (или даже верхнего палеозоя: Тектоника..., 1980) и перекрыта в седиментационных ловушках (прогибах) олигоцен-неогеновыми турбидитами, а погружение этой зоны, относимой к Хидака-Фронтальному горст-антиклинорному выступу, по-видимому, началось во второй половине палеогена по системе нормальных сбросов и ускорилось в конце неогена - квартере, вовлекая в прогибание край океанической плиты, прослеживающийся под внутренний склон на разрезах МОВ-ОГТ на расстояние до 20 км.

#### Японский желоб

В северной части этого желоба выполнено (рис. 15 и 16) многоканальное сейсмопрофилирование и бурение. По профилям JNOC-1, JNOC-2

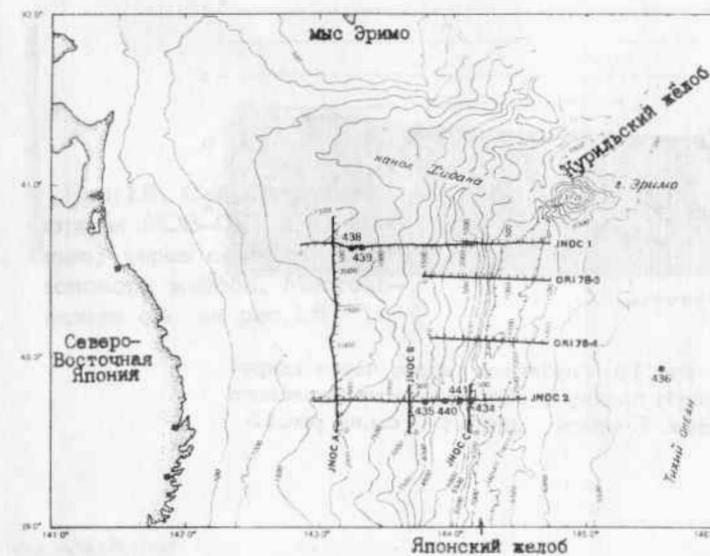


Рис.15. Местоположение профилей МОВ-ОГТ (48 каналов) в северной части Японского желоба: JNOC - профили Японской национальной нефтяной корпорации; ORI - профили Института исследования океана, Токийского университета. Черные точки с номерами - скважины глубоководного бурения Von Huene (1980)

и С сейсмическая информация была подвергнута детальной обработке, включающей и миграцию по участкам профилей на район аккреционной призмы (Matsuzawa et al., 1980; рис. 17 и 18).

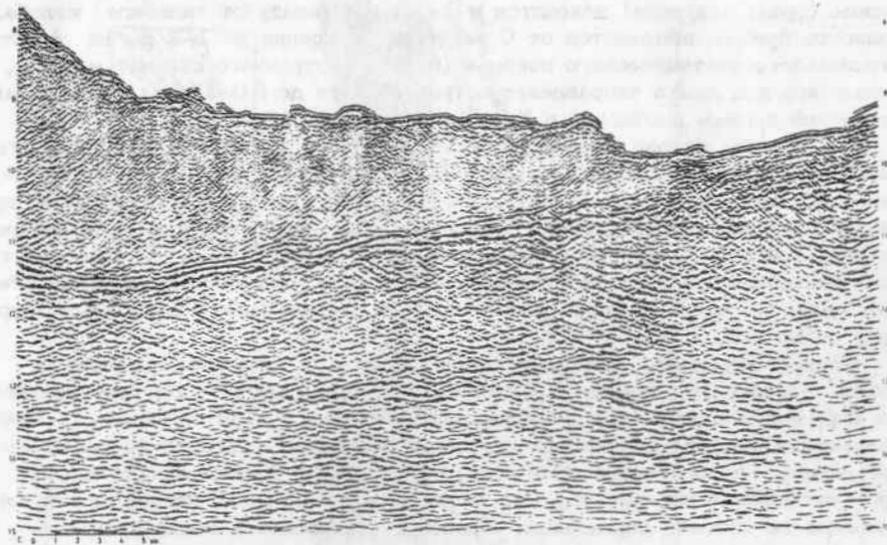


Рис. 17. Мигрированный сейсмический разрез (48 каналов) через аккреционную призму в северной части Японского желоба. Профиль JNOC-1 см. на рис. 15

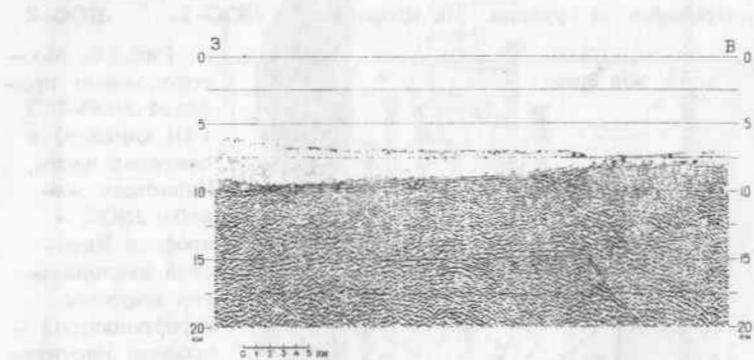
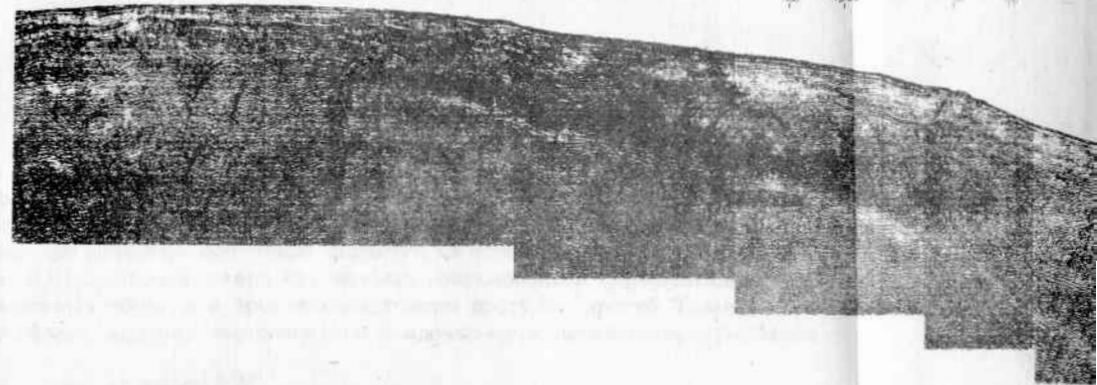
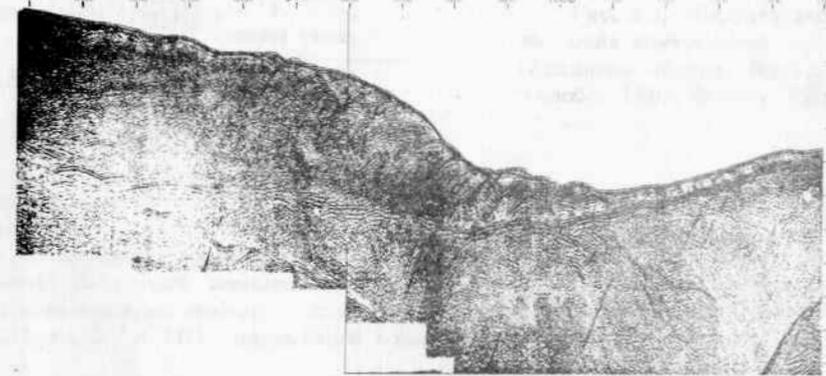


Рис.18. Глубинный разрез через аккреционную призму в северной части Японского желоба. Профиль JNOC-1 см.на рис.15

JNOC 1  
0 500 1000 1500



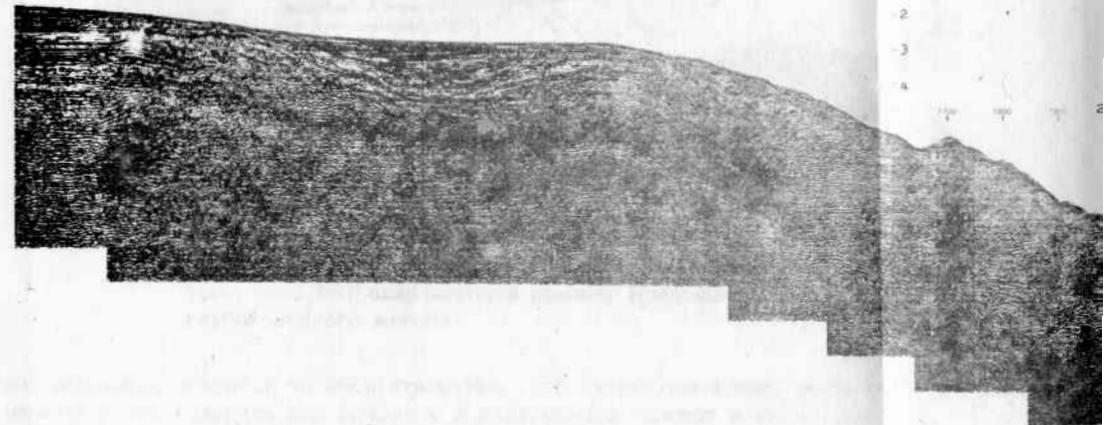
ORI 78-3  
0 500 1000



ORI 78-4  
0 500 1000

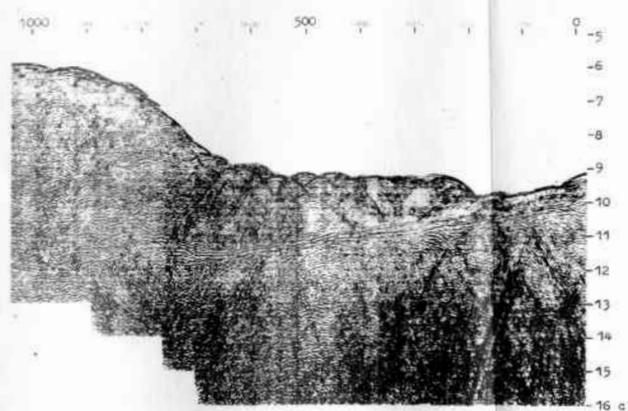
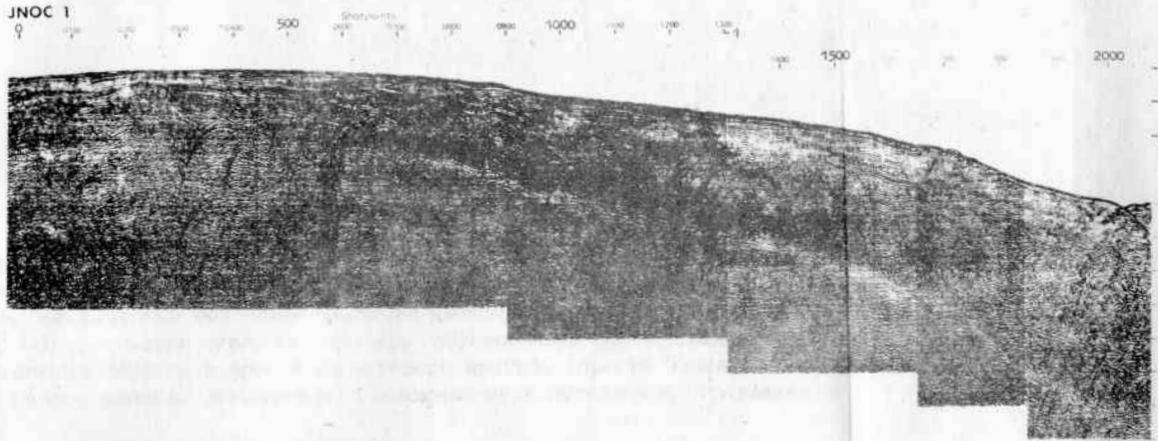


JNOC 2  
0 500 1000 1500

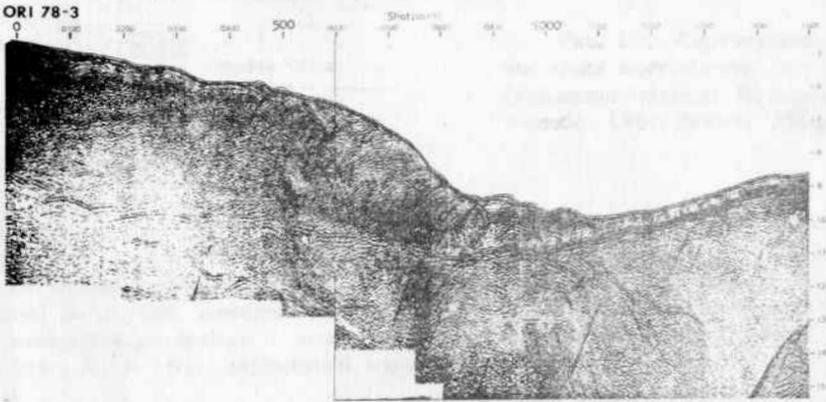


деформация плиты с ее субдукционным изгибом.

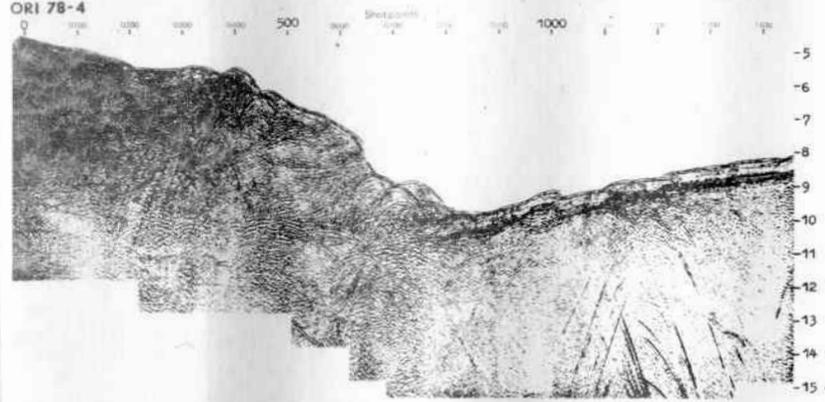
JNOC 1



ORI 78-3



ORI 78-4



JNOC 2

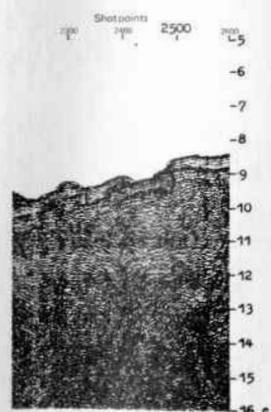
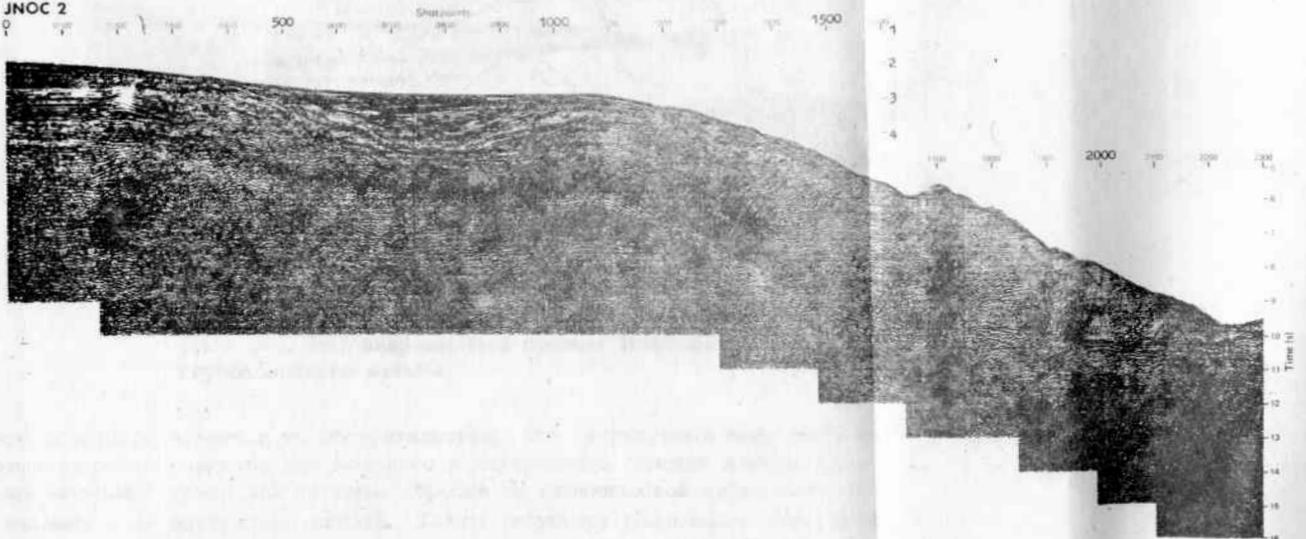


Рис.16. Сейсмические разрезы МОВ-ОГТ (48 каналов) через северную часть Японского желоба. Местоположение см. на рис.15

и С сей  
чающей  
(Matsu)



I  
циол  
см.

Было показано (Von Huene et al., 1980; Nasu et al., 1980), что геодинамическое развитие этого желоба связано со значительными (до 6 км) вертикальными движениями поднятия Ойясио на внутренней стороне желоба. Это поднятие сложено деформированными геосинклинальными формациями мела. До позднего олигоцена поднятие Ойясио находилось над уровнем моря (рис. 19), а позже стало опускаться, обуславливая формирование системы нормальных сбросов и фронтально-дугового прогиба (прогиб Тохоку) на внутреннем склоне желоба, выполненного осадочно-вулканогенными, граувакковыми



Рис. 19. Структурная эволюция внутреннего склона (поднятия Ойясио) Японского желоба (Von Huene, 1984)

отложениями, отчасти с градационной слоистостью. Сектор этого осадочного комплекса: верхний олигоцен – плейстоцен (Arthur et al., 1980).

С верхнего миоцена этот проградирующий (рис. 19) на восток (в сторону океана) осадочный комплекс перекрыл поднятие Ойясио и началось формирование аккреционной призмы с относительно нормальной седиментационной структурой (рис. 17 и 18), нарушенной нормальным сбросообразованием (рис. 20).

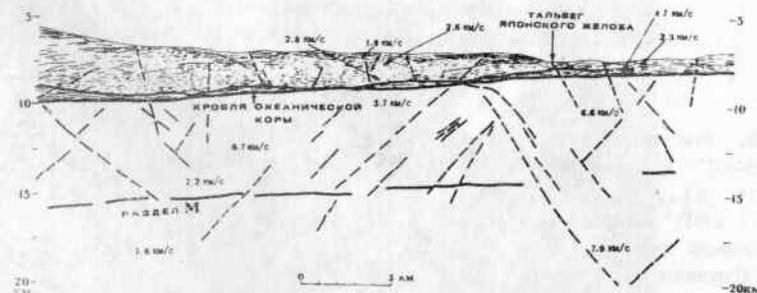
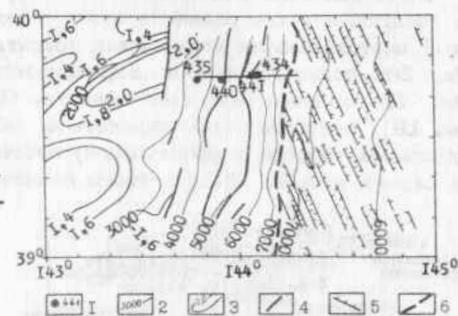


Рис. 20. Интерпретация глубинного разреза (см. рис. 18) аккреционной призмы Японского глубоководного желоба

Примечательным является то обстоятельство, что структурный план разрывных нарушений резко различен для внешнего и внутреннего склонов желоба (рис. 21): северо-западный тренд для системы сбросов на океанической плите и субмеридиональный – на внутреннем склоне. Такую структуру разрывных нарушений можно интерпретировать как наложение более молодых деформаций внутреннего склона на деформации океанической плиты, а следовательно и отсутствие связи деформаций плиты с ее субдукционным изгибом.

Рис. 21. Структурная схема Японского глубоководного желоба в районе глубоководного бурения (Honza, 1981): 1 - скважины глубоководного бурения, 2 - изобаты, м; 3 - мощность верхнекайнозойских отложений в верхней части склона, с; 4 - разломы; 5 - разломы, обусловленные горст-грабеновой структурой океанической плиты; 6 - тальвег глубоководного желоба

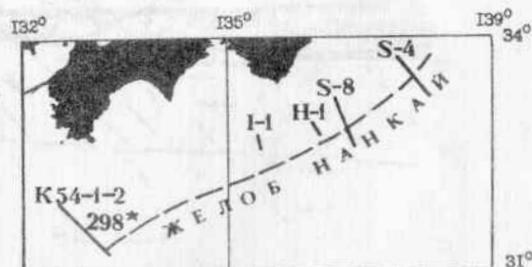


Поскольку такая структура желоба не могла быть объяснена в рамках обычной субдукции со скоростью около 10 см/год, то была предложена (Von Huene et al., 1980; Murauchi, Ludwig, 1980; Honza, 1981) модель непрерывной эрозии, приводящей не к аккреции, а к разрушению аккреционной призмы и даже восточного края поднятия Ояиси.

#### Желоб Нанкай

Этот желоб слабо выражен в рельефе и почти полностью выполнен турбидитным комплексом (Glomar..., 1983). В связи с глубоководным бурением здесь выполнено многоканальное сейсмопрофилирование (рис. 22) с последующей обработкой, включая миграцию (Aoki et al., 1982; Aoki et al., 1983).

Рис. 22. Местоположение профилей МОВ-ОГТ в желобе Нанкай (Aoki et al., 1982, см. рис. 23-28). Звездочка - местоположение скважины глубоководного бурения и ее номер



Для этого желоба также постулируется субдукция плиты Сикокку со скоростью от 1 до 4 см/год (Moore, Karig, 1976; Seno, 1977). Однако структура как внутреннего, так и внешнего склона характеризуется своеобразным стилем, плохо согласующимся с субдукцией. Показано (Aoki et al., 1983; рис. 23-28), что в аккреционной призме деформируется лишь верхняя турбидитная толща, седиментационная структура которой трансформирована в складчатую, а разрывные деформации представлены надвигами, тогда как пелагический осадочный комплекс остается недеформированным, и кровля его служит деколlementом. При этом происходит утолщение блока аккреционной призмы.

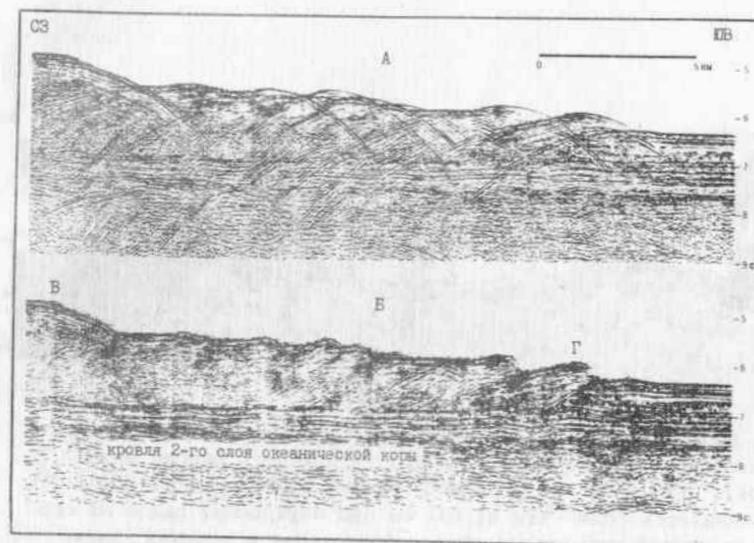


Рис. 23. Немигрированный (А) и мигрированный (Б) разрезы МОВ-ОГТ (48 каналов) участка В-Г профиля К54-1-2 (местоположение см. на рис. 22) на внутреннем склоне желоба Нанкай (Aoki et al., 1982). Разрешение структуры значительно улучшается в результате миграции



Рис. 24. Мигрированный разрез МОВ-ОГТ (48 каналов) по профилю I-1, местоположение см. на рис. 22) подножия внутреннего склона желоба Нанкай (Aoki et al., 1982), иллюстрирующий гравитационное скольжение по кровле недеформированных осадочных отложений океанической плиты. Стрелка указывает на положение плоскости надвига



Рис. 25. Мигрированный разрез МОВ-ОГТ (48 каналов) по профилю КБ4-1-2 (местоположение см. на рис. 22) внутреннего склона желоба Нанкай (Aoki et al., 1982). Кровля океанического фундамента прослеживается более чем на 60 км под внутренний склон от его подножия. Характерно нормальное сбросообразование в верхней части склона и гравитационная тектоника у его подножия. Сильный рефлексор на 0,5 с ниже дна в средней части склона, вероятно, связан с газогидратами. А-В – участок профиля приведенный на рис. 23

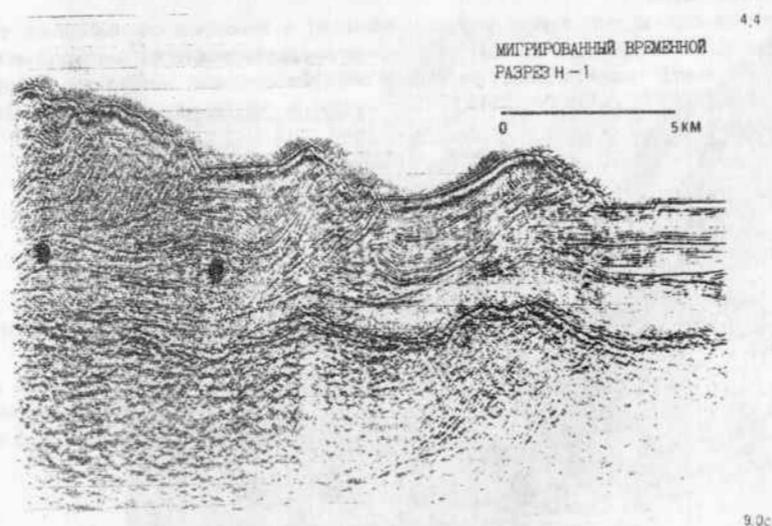


Рис. 26. Мигрированный разрез МОВ-ОГТ (48 каналов) по профилю Н-1 (местоположение см. на рис. 22) подножия внутреннего склона желоба Нанкай (Aoki et al., 1982), иллюстрирующий гравитационную тектонику со взбросами и надвигами. Стрелки ограничивают блок пелагических отложений, вероятно, отделившийся от фундамента в результате слайсирования

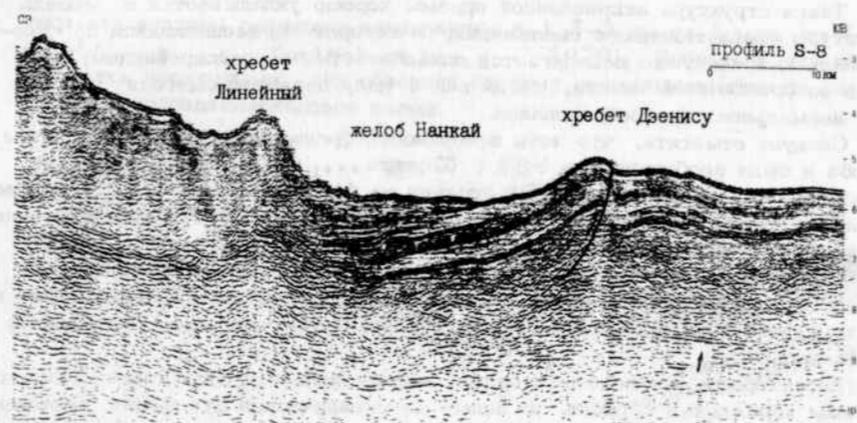


Рис. 27. Мигрированный разрез МОВ-ОГТ (48 каналов) по профилю S-8 (местоположение см. на рис. 22) через желоб Нанкай (Aoki et al., 1982), иллюстрирующий взброс на внешнем склоне желоба (хребет Дзенису). Структура осадочного чехла океанической плиты под внутренним склоном деформирована, вероятно, в результате магматического процесса и нормального сбросообразования, а осадочный клин желоба прилегает к внутреннему склону. Стрелкой показано вероятное положение раздела М, выше которого скорость около 6 км/с

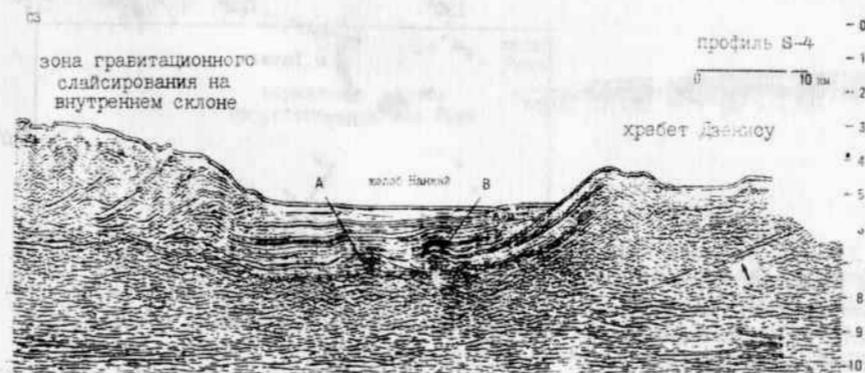


Рис. 28. Мигрированный разрез МОВ-ОГТ (48 каналов) по профилю S-4 (местоположение см. на рис. 22) через желоб Нанкай (Aoki et al., 1982), иллюстрирующий надвигообразование на внутреннем склоне захватывающее и турбидитный клин желоба. Деформация турбидитной толщи в желобе отчасти обусловлены и инъективной тектоникой, связанной с поднятиями А и В. Стрелкой указана поверхность надвига в комплексе изверженных пород хребта Дзенису

Такая структура аккреционной призм хорошо укладывается в модель структуры гравитационного скольжения, в которой перемещающийся по склону осадочный комплекс подвергается складчатости со слайсированием, особенно во фронтальной части, тогда как в тылу перемещающегося покрова идет нормальное сбросообразование.

Следует отметить, что хотя поверхность фронтального надвига в этом желобе и была пробурена скв. 583 (Glomar ..., 1983), никаких литологических изменений на этой границе не было отмечено, что, вероятно, связано с низкой компетентностью вскрытых четвертичных турбидитов и сравнительно небольшой амплитудой перемещения по надвигу (рис. 23).

Турбидиты, выполняющие желоб, недеформированы, если не считать слабых пликативных деформаций над выступами акустического фундамента в самом желобе (рис. 28), и которые, очевидно, обусловлены инъективными процессами.

Характерным для внешнего склона желоба является отсутствие развитой системы нормальных сбросов. В целом же океанический фундамент довольно полого (около  $2^\circ$ ) (Yoshii et al., 1973) погружается под континентальный склон, прослеживаясь на профилях МОВ-ОГТ на расстояние до 60 км.

#### Желоб Рюкю

Для этого, достаточно хорошо изученного желоба (Ryukyu ..., 1976; Geology ..., 1985), скорость субдукции оценивается в 6 см/год (Seno, 1977). По данным одноканального НСП желоб представляет собой нормальный грабен, заполненный в отдельных участках турбидитной толщей мощностью около 1 км.

О структуре внутреннего и внешнего склонов желоба можно судить по данным МОВ-ОГТ (Preliminary ..., 1983), полученным для его северо-восточной части (рис. 29, 30 и 31).

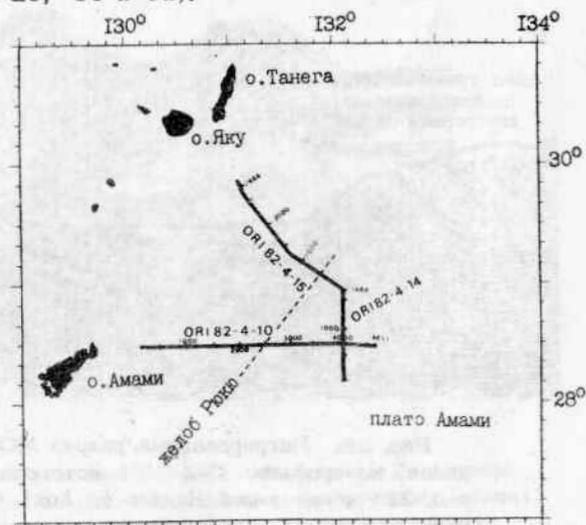


Рис. 29. Местоположение профилей МОВ-ОГТ в желобе Рюкю, выполненных Институтом океанических исследований Токийского университета (Preliminary ..., 1983)

Для внутреннего склона желоба характерна система нормальных сбросов и грабенов, некомпенсированных осадконакоплением. Здесь на дотретичном фундаменте залегает верхнемиоцен-плиоценовая формация Шимаджири, выполняющая фронтальнодуговые впадины. Вертикальные движения по ограничиваю-

щим эти впадины разломам оцениваются в 1,5-2 км за 1 млн. лет (Konishi, 1965; Konishi et al., 1970). Вероятно, эти движения являются постумными, они обновили систему нормальных сбросов, заложенных в допозднемиоценовое время.

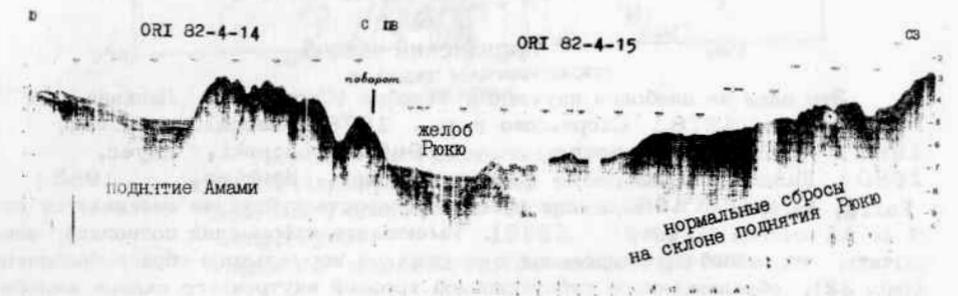


Рис. 30. Немигрированный разрез МОВ-ОГТ (24 канала по профилю ORI 82-4-15 и 82-4-14 местоположение см. на рис. 29) через желоб Рюкю (Preliminary ..., 1983), иллюстрирующий нормальную сбросовую тектонику на внутреннем и внешнем склонах желоба. Нормальные сбросы нарушают также и турбидитный комплекс в желобе



Рис. 31. Немигрированный разрез МОВ-ОГТ (24 канала по профилю 82-4-10, местоположение см. на рис. 29) через желоб Рюкю (Preliminary ..., 1983), иллюстрирующий прилегание верхней части осадочного чехла океанической плиты к подножию внутреннего склона. Как внутренний, так и внешний склон нарушен нормальными сбросами

Верхняя, акустическая прозрачная и нижняя, стратифицированная толщи, составляющие чехол внешнего склона (сехрон: верхний эоцен - квартер) трансгрессивно прилегает (рис. 31) к подножию внутреннего склона (аккреционной призм). Из этого следует, что прогибание края океанической плиты и связанное с этим формирование желоба обусловлено вертикальными движениями по нормальным сбросам в четвертичное время.

Фундамент плиты, сложенный океаническими базальтами с пластовой скоростью в верхней части разреза около 5,5 км/с ( Preliminary ... , 1983; Geology ... , 1985), прослеживается под внутренний склон (рис. 30). Характерна для кровли фундамента система нормальных грабенов.

### Марианский желоб

Это один из наиболее изученных желобов (Скорнякова, Липкина, 1975; Рудник и др., 1978; Скорнякова и др., 1978; Bessalova et al., 1980; LaTraille, Hussong, 1980; Mrozowski, Hayes, 1980; Hussong, Uyeda, 1981; Bloomer, Hawkins, 1983; Karig, Ranken, 1983), для которого скорость субдукции оценивается от 4 до 11 см/год ( Seno, 1977). Имеющаяся информация позволила заключить, что желоб сформировался в результате нормального сбросообразования (рис. 32), обусловленного субдукционной эрозией внутреннего склона желоба и океанической плиты.



Рис. 32. Схема тектоники по профилю около 18° с.ш. через Марианский желоб, Марианское геантиклинальное поднятие и Марианский тыловой прогиб (Hussong, Uyeda, 1981). Цифры со стрелками – местоположение скважин глубоководного бурения

Внутренний склон этого желоба от перегиба склона ( trench-slope breake) на глубине около 4 км практически не имеет осадочного чехла и представляет собой систему параллельных желобу горстов и некомпенсированных осадками грабенов, и сложен доэоценовым офиолитовым комплексом (Скорнякова, Липкина, 1975; Рудник и др., 1978; Bessalova et al., 1980), сформировавшимся на ранней стадии развития островодужной системы ( Bloomer, Hawkins, 1983).

Многоканальные НСП (рис. 33, 34) свидетельствуют о широком развитии нормальных сбросов во всей фронтальнодуговой области внешнего склона. Выполненное МОГТ, однако, не дало возможности проследить океанический фундамент под внутренним склоном желоба.



Рис. 33. Местоположение профилей МОВ-ОГТ в Марианском желобе, выполненных Ламонтской геологической обсерваторией (Hussong, Uyeda, 1981). Точки с цифрами – скважины глубоководного бурения

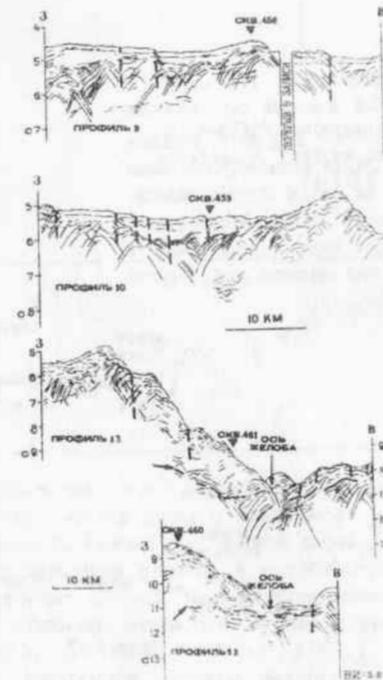


Рис. 34. Немигрированные разрезы по данным МОВ-ОГТ (24 канала) по профилям 9, 10, 12, 13 на внутреннем и внешнем склонах Марианского желоба (Mrozowski, Hayes, 1980; Hussong, Uyeda, 1981). Местоположение см. на рис. 33. Разрезы иллюстрируют нормальное сбросообразование, как на внутреннем, так и на внешнем склонах желоба. Стрелками показано положение кровли слоя 2 океанической коры под внутренним склоном желоба, сложенном офиолитовым комплексом

Внешний склон желоба также сложен офиолитовым комплексом с развитой системой некомпенсированных осадками грабенов и горстов, параллельных желобу. Офиолитовый комплекс перекрыт верхнемеловым (кампац) – неогеновым пелагическим чехлом, тогда как палеоген не установлен (Hussong, Uyeda, 1981).

### Желоб Тонга-Кермадек

Данный желоб представляет собой протяженную линейную, грабенподобную структуру, сформировавшуюся в результате нормального сбросообразования (рис. 35, 36). Многоканальное НСП свидетельствует о том (рис. 37),

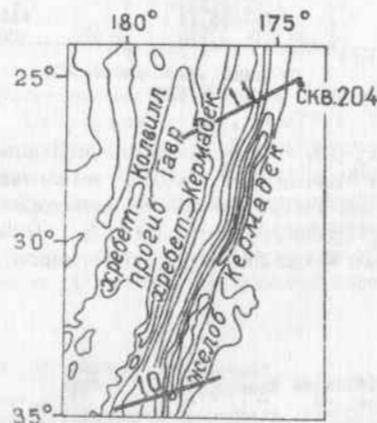
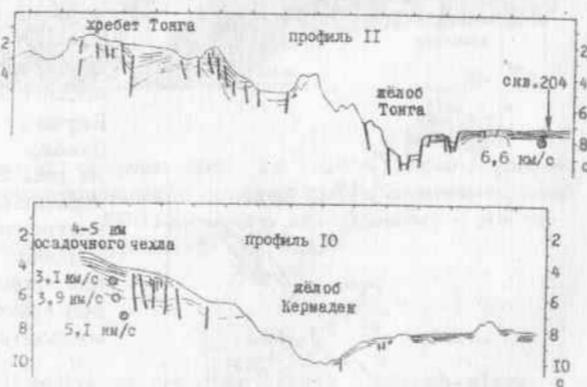


Рис. 35. Местоположение профилей МОВ-ОГТ, выполненных "Мобил Ойл Корпорейшен" в желобе Тонга-Кермадек (Katz, 1974)

Рис. 36. Интерпретация профилей МОВ-ОГТ 10 (желоб Кермадек) и 11 (желоб Тонга; Katz 1974), иллюстрирующих нормально-сбросовую структуру обоих желобов. Местоположение см. на рис. 35



что океаническая плита (кровля слоя 2 с  $V_r = 5,7-6,0$  км) прослеживается под внутренний склон на расстояние более 20 км. Выше этой границы (в "аккрационной" призме) на склоне желоба располагается доверхнеэоценовый и более древний офиолитовый комплекс с видимой мощностью более 8 км, тогда как на внешнем склоне желоба офиолитовый комплекс океанической плиты перекрыт кайнозойско-меловым осадочно-вулканогенным чехлом.

Если опираться на данные по относительно детально изученным полигонам (Gnibidenko et al., 1985; Geology ..., 1985), про-

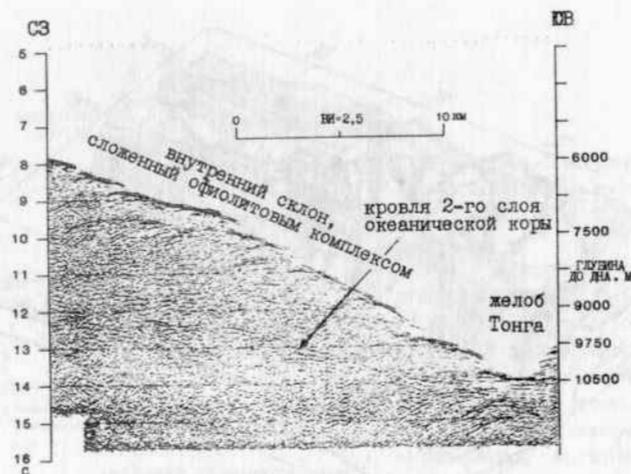


Рис. 37. Немигрированный разрез МОВ-ОГТ (24 канала) по широте  $23^{\circ} 15'$  ю внутреннего склона желоба Тонга (Greene et al., 1983) иллюстрирующий прослеживание кровли 2-го слоя океанической коры на расстояние более 20 км под внутренний склон. Высокоскоростная офиолитовая толща, слагающая внутренний склон обуславливает кажущийся подъем этой границы

дольная система разломов согласна с простиранием желоба на границе двух блоков земной коры с различной мощностью: океанического и субконтинентального. Мощность земной коры в океаническом блоке - около 5 км (Южнотихоокеанская плита), а в субконтинентальном (поднятие Тонга-Кермадек) - достигает 36 км. Под глубоководным желобом, располагающимся на границе этих блоков, мощность земной коры составляет около 14 км (Raitt et al., 1955; Talwani et al., 1961).

Поперечная система разломов наложена главным образом на поднятие Тонга-Кермадек, однако некоторые из разломов прослеживаются через желоб (рис. 38) в пределы Южнотихоокеанской плиты.

Следует особенно отметить то обстоятельство, что обе системы разломов сформировались в условиях нормального сбросообразования, захватившего как поднятие Тонга-Кермадек, так и прилегающий к нему край Южнотихоокеанской плиты. Нормальным сбросообразованием обусловлено и формирование желоба Тонга-Кермадек.

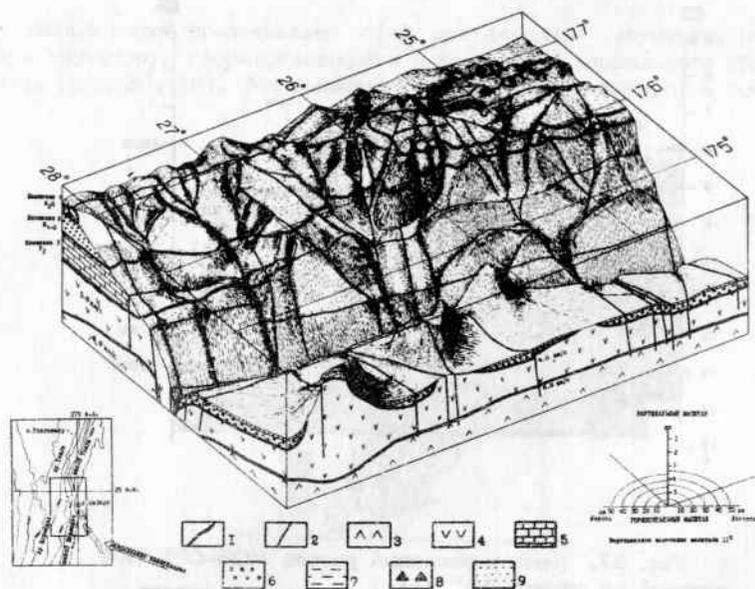


Рис. 38. Структурная схема полигона Тонга-Кермадек-Озборн: 1 - границы между толщами; 2 - разломы на основании данных НСП и батиметрии; 3 - третий слой океанической коры (габброиды) с  $V_p = 6,0$  км/с; 4 - основные вулканиты офиолитового комплекса с  $V_p = 5,0$  км/с; 5 - толща 3: известняки верхнего эоцена-нижнего олигоцена; 6 - толща 2: песчаники, алевролиты, туфогенные аргиллиты, туфы и рифогенные известняки миоцена-нижнего плиоцена; 7 - толща 1: рифогенные известняки верхнего плиоцена-квартера; 8 - толща верхнемеловых и более древних туфогенных песчаников, конгломератов, туфов и вулканогенно-осадочных пород; 9 - олигоцен-голоценовые пелагические глины с прослоями пепла

Интерпретация полученных данных на район сочленения желобов Тонга и Кермадек с поднятиями Тонга-Кермадек и Озборн-Луисвилл дает возможность заключить, что поднятие Тонга-Кермадек неоднократно (в эоцене, плиоцене и в четвертичное время) испытывало мощное воздымание и последующее опускание (рис. 39). Амплитуда этих вертикальных движений достигала 5-7 км (Gnibidenko et al., 1985).

Если привлекать субдукцию как ведущий фактор формирования поднятия Тонга-Кермадек, то следует допустить, что, по крайней мере, в период воздымания поднятия, субдукция прекращалась, а затем снова возобновлялась.

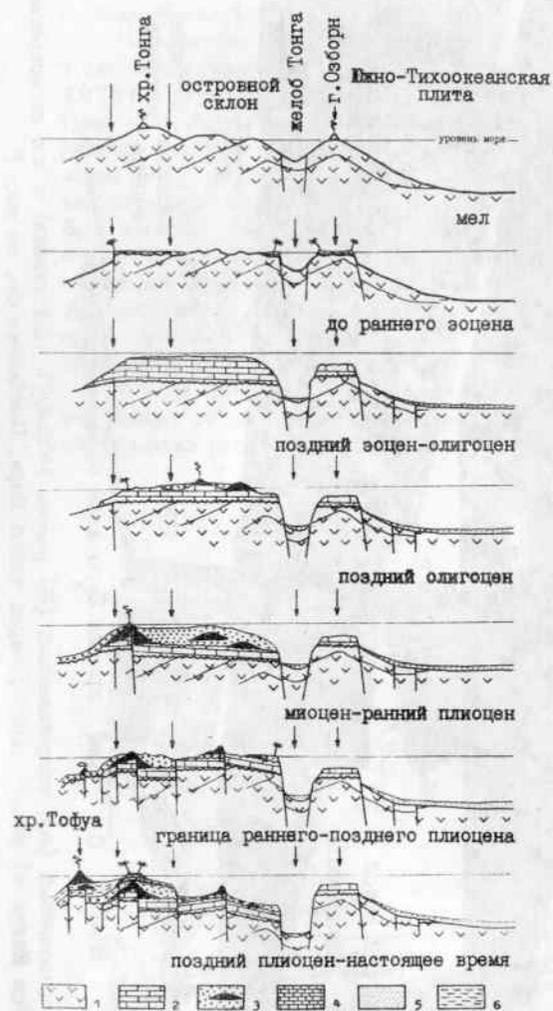


Рис. 39. Геологическое развитие района желоба Тонга-Кермадек (Gnibidenko et al., 1985). Пересечение приблизительно по центру полигона на рис. 38. 1 - доверхнеэоценовый, меловой офиолитовый фундамент, 2 - толща 3: верхнеэоцен-олигоценовые известняки, 3 толща, 2: миоцен-нижнеплиоценовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с туфами и андезитовыми вулканитами (черное), 4 - толща 1: верхнеплиоцен-четвертичные рифовые известняки, 5 - олигоцен-четвертичные пелагические глины с прослоями пепла, 6 - плиоцен-четвертичные турбидиты

Однако правомерно и альтернативное допущение, что периодические воздымания и опускания этого поднятия связаны с этапами трансформации вещества верхней мантии, приводящей к ее разуплотнению и уплотнению и соответственно воздыманию и опусканию участка земной коры.

#### Желоб Перу Чилийский

Структура этого желоба достаточно хорошо изучена (Scholl et al., 1970; Hayes, 1974; Hussong et al., 1976; Schweller, Kilm, 1978; Searle et al., 1981; Von Huene et al., 1985). Поднятием Наска желоб разделяется на перуанскую и чилийскую части. На юге чилийского желоба мощность недеформированных турбидитов превышает 0,5-1 км, тогда как на севере его чилийской части и в перуанском желобе мощность их незначительна. Было показано (Prince et al., 1974), что часть турбидитов в Перуанском желобе вовлечена в новейшие поднятия внешнего склона, захватив и осевую часть желоба, а его современный тальвег в результате опускания подножия внутреннего склона сместился к континенту, что

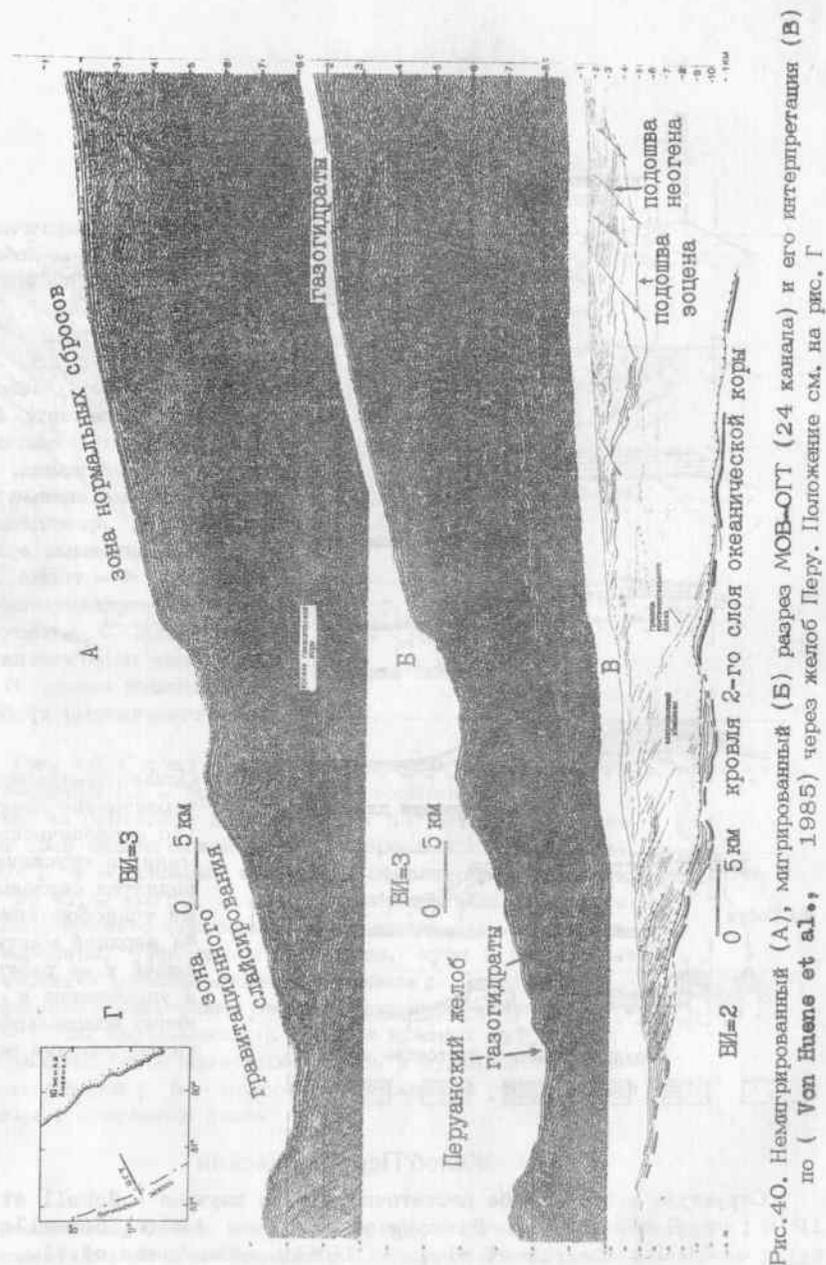


Рис. 40. Немигрированный (А), мигрированный (Б) разрез МОВ-ОГТ (24 канала) и его интерпретация (В) по ( Von Huene et al., 1985) через желоб Перу. Положение см. на рис. Г

обусловлено ( Handschumacher, 1976) субдукцией плиты Наска под южноамериканский континент со скоростью около 6 см/год.

Нормальное сбросообразование в структуре перу-чилийского желоба было установлено еще ранними работами ( Scholl et al., 1968; Lister, 1971). Многоканальное НСП, выполненное на профиле в районе 9° ю. ш. (рис. 40), дало возможность отчетливо выявить систему разломов на внутреннем склоне желоба. По этим данным, нормальные сбросы устанавливаются в пределах верхней части внутреннего склона, а аккреционная призма, в состав которой, вероятно, входят третичные терригенные отложения ( $V_p \approx 2-3,5$  км/с; Hassong et al., 1976) переместилась к подножию склона в результате гравитационной тектоники и перекрывает подходящее близко к поверхности склона палеозойско-мезозойское основание ( $V_p \approx 5,6$  км/с; Hassong et al., 1976). Кровля второго слоя океанической плиты падает под углом 2-6° под внутренний склон и прослеживается по данным МОВ-ОГТ на расстояние более 50 км.

Система линейных горстов и грабен (рис. 41) на внешнем склоне желоба, также обусловлена нормальным сбросообразованием, свидетельствующим об условиях растяжения и на внешнем склоне этого желоба.

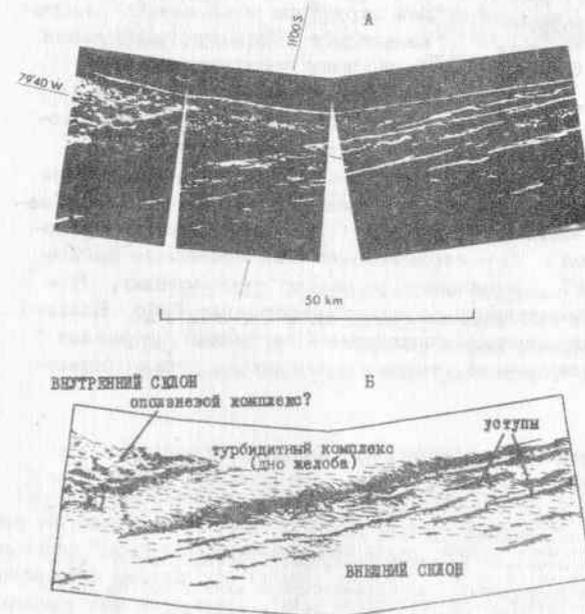


Рис. 41. Сонограмма района желоба Перу (Searle et al., 1981), захватывающая район профиля МОВ-ОГТ рис. 40 (А) и ее интерпретация (Б)

#### Желоб Центрально-Американский

К настоящему времени это, по-видимому, один из самых изученных желобов (Schor, 1974; Shipley et al., 1980; Watkins et al., 1981; Aubouin et al., 1982a, 1982a; Cruise Summary ... , 1982). Полагают, что плита Кокос субдуцируется в районе желоба со скоростью от 5 до 10 см/год.

Обширный комплекс геолого-геофизических исследований, выполненный в

районе этого желоба, привел к нетривиальным результатам. Группа сотрудников (Aubouin et al., 1982; рис. 42), выполнившая комплекс работ в юго-восточной части желоба (район между 12 и 13° с. ш.), пришла к выводу, что процесс субдукции идет здесь без аккреции и в условиях нормального сбросообразования, тогда как исследовавшие район на северо-западе желоба (около 16° с. ш.; Shipley et al., 1980), там, где желоб имеет турбидитное выполнение мощностью около 1 км, заключили, что нормальная

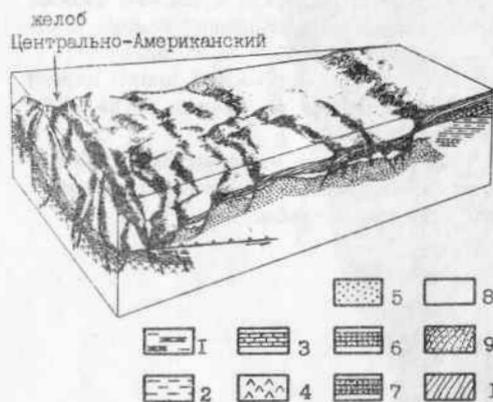


Рис. 42. Блок-диаграмма для юго-восточной части Центрально-Американского глубоководного желоба, зоны сочленения тихоокеанской плиты Кокос и Карибской плиты, иллюстрирующей нормальносбросовую тектонику внутреннего склона желоба. Рельеф по данным многолучевого эхолотирования НИС "Жан Шарко", глубинная структура — по данным многоканального сейсмопрофилирования Техасского университета по Aubouin et al., 1982a с изменениями автора. Плита Кокос: 1 — осадки желоба, 2 —

плиоцен-плейстоценовые пелагические отложения, 3 — миоценовые пелагические отложения, 4 — кровля 2-го (базальтового) слоя океанической коры. Гватемальский (внутренний) склон желоба, фундамент: 5 — офиолитовый юрско-меловой комплекс Никоя; чехол: 6 — верхнемеловые-палеоценовые аргиллиты, известняки и песчаники, 7 — эоценовые песчаники и известняки, 8 — вероятно, палеоцен-эоценовые песчаники и аргиллиты (формация Габо Бланко), 9 — верхнеолигоценовые-нижнемиоценовые мелководные песчаники (формация Мал Паис), 10 — верхнемиоценовые-четвертичные песчаники и пески (формация Монтезума)

субдукция имеет место и сопровождается аккрецией, сбросообразованием и гравитационной тектоникой. В обоих случаях кровля океанической плиты (слой 2) почти субгоризонтально, или со слабым наклоном (около 2-3°) прослеживается под внутренний склон на расстояние до 50 км (рис. 43).

Вулканогенный, триас-нижнемеловой геосинклиальный фундамент в северо-западной части желоба и офиолитовый, юрско-меловой комплекс на юго-востоке, залегают на внутреннем склоне вблизи его нижней бровки, а на аккреционную призму приходится полоса шириной около 10 км у подножия склона (Watkins et al., 1981; Aubouin et al., 1982). Аккреционная призма сложена, главным образом, кайнозойскими турбидитами склона и, очевидно, представляет собой гравитационно-оползневой комплекс (рис. 43).

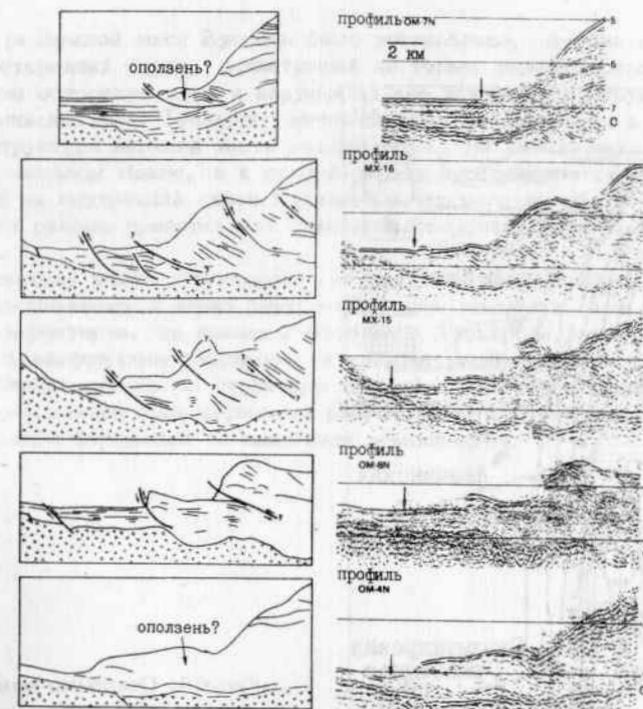


Рис. 43. Мигрированные разрезы МОВ-ОГТ (24 канала) и их интерпретация (В) по (Shipley et al., 1980) через северо-западную часть Центрально-Американского желоба

#### Трансформные разломы в желобах

Особое значение в структуре желобов имеют трансформные разломы, движения по которым являются сдвиговыми. В рамках тектоники плит постулируется, что "... трансформные разломы, заканчивающиеся на линии поглощения, не образуют пассивного следа, потому что в этом случае формы рельефа, возникшие при движении, либо остаются на активном разломе, либо исчезают в мантии..." (Ле Пишон, и др., 1977, с. 30). Однако уже на основе анализа структуры аномального магнитного поля Курило-Камчатского желоба (Тектоника..., 1980) была выделена система разломных зон, прослеживающихся через желоб.

Относительно детально были исследованы разломные зоны Буссоль (Тектоника..., 1980), Тускарора (Gnibidenko et al., 1981), Онекотан в Курило-Камчатском желобе (рис. 44) и северо-западное окончание разломной зоны Элтания в желобе Тонга-Кермадек (Gnibidenko et al., 1985).



Рис.44. Основные элементы структуры в зоне Курило-Камчатского глубоководного желоба: 1 - горст-антиклинорные поднятия (а) и грабен-синклинорные прогибы (б), 2 - наложенные бассейны и впадины, компенсированные и полукompенсированные терригенными и вулканогенно-терригенными неоген-четвертичными отложениями с мощностью от 0,5 км и более, 3 - пелагический седиментационный комплекс (седиментационный язык Мейджи) мощностью до 1,5 км, 4 - выходы фундамента на дно в пределах Тихоокеанской плиты, 5 - основные разломы, 6 - тальвег глубоководного желоба, 7 - полигоны детальных исследований разлома Тускарора

Для разломной зоны Буссоль было установлено, что она представляет собой правосторонний сдвиг, захвативший не только внешний склон, но пересекающий всю островную дугу и нарушающий ее внутреннюю структуру.

Разломная зона Гускарора отчетливо распознается как в топографии дна, так и в структуре верхней части земной коры. На океанической плите она совпадает с каналом Накве, а к северо-западу прослеживается через глубоководный желоб на внутренний склон Курило-Камчатского желоба и через островную дугу. Этот разлом представляет собой левосторонний сдвиг со смещением около 15 км.

Поскольку такая структурная ситуация для трансформных разломов, когда они прослеживаются через внутренний склон желоба и даже через островную дугу, не характерна, то разломы Буссоль и Тускарора невозможно отнести к типичным трансформным разломам, а следует рассматривать как поперечные сдвиги. Следовательно в структуре тихоокеанских глубоководных желобов наряду с нормальными трансформными разломами существуют сквозные поперечные разрывные нарушения со сдвиговой компонентой.

### Глава 3. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ЖЕЛОБОВ И ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА

#### Вводные замечания

Глубоководные желоба – ключевые элементы в структуре земной коры для понимания геодинамической эволюции активных континентальных окраин. Модели их геологической эволюции строятся на структурных представлениях о желобах, данные для которых получены главным образом сейсмическими методами, в основном посредством МОВ.

В первой главе показано, что при интерпретации данных МОВ, особенно для глубоководных желобов, нужно учитывать ряд источников сейсмических помех с целью сведения к минимуму их влияния. На современном этапе развития геолого-геофизических исследований в желобах следует иметь в виду, что результаты, получаемые путем одноканального НСП уже не удовлетворяют из-за невозможности получить данные о внутренней структуре нижних частей склонов желобов и оптимально иметь данные многоканального МОВ, которые дают возможность получить более разрешенную структуру и на более значительную глубину. Такие сейсмические имиджи, полученные МОВ-ОГТ в совокупности с бурением, позволяют различать такие детали структуры, которые не поддавались разрешению при обычном НСП и, таким образом, дают возможность улучшить расшифровку глубинной структуры желобов, хотя и сегодня, как заметил Р. Е. Шерифф (1982) "... это скорее искусство – выделение на разрезах характерных комбинаций отражений и их интерпретация с помощью изрядной доли воображения. Однако это искусство, не терпящее вольностей, не выходящее за рамки, определяемые фундаментальными положениями ..." (с. 34).

#### Модели структуры желобов по данным МОВ-ОГТ

Модели структуры желобов, построенные с использованием данных многоканального НСП, сильно изменили представления о структуре их внешнего и особенно внутреннего склона (аккреционной призмы), слайсовая модель которого, предложенная Д. Р. Сили, П. Р. Вэйлом и Д. Д. Уолтоном (Seely et al., 1974) была широко распространена долгие годы.

Приведенные во второй главе данные по структуре внутреннего склона тихоокеанских желобов, полученные по результатам МОВ-ОГТ, дают основание заключить, что слайсовая структура нижней части внутреннего склона желобов достаточно хорошо выражена в желобах Алеутском, Нанкай, Перу-Чилийском и отчасти Курильском, Японском и Центрально-Американском и практически не выявляется в желобах Рюккю, Идзу-Марианском и Тонга-Кермадек. В целом для желобов как для внешнего, так и для внутреннего склонов разрывные деформации составляют нормально-сбросовые структуры. Для всех, без исключения, тихоокеанских глубоководных желобов в их структуре распо-

знаются системы главным образом нормальных сбросов, амплитуда вертикальных движений по которым оценивается в 5–7 км и, вероятно, достигает 10 км, а слайсовая структура характерна только для нижней части внутренних склонов и наложена на первичную стратификацию осадочно-вулканогенного чехла.

Данные о геологическом развитии внутренних склонов желобов (см. указанные источники ко второй главе) дают основание для вывода, что мезозойский (и отчасти палеозойский) деформированные и метаморфизованные геосинклинальные комплексы составляют большую часть внутреннего склона тихоокеанских желобов, т. е. тот блок земной коры, который в субдукционных моделях формируется за счет аккреции. На собственно аккреционную призму остается гравитационно-оползневой комплекс подножия внутреннего склона желобов, сложенный обычно неогеновыми турбидитами, со слайсовой (нальгивсой) структурой коры.

Сложные палеогеографические перестройки для районов внутренних склонов установлены для ряда желобов: Курило-Камчатского (рис. 45), Японского

(рис. 19), Тонга (рис. 39) и Центрально-Американского (рис. 42).

Палеогеографические данные указывают на значительную амплитуду вертикальных движений блоков земной коры, а также на совокупность авгеосинклинальных процессов в районах внутренних склонов желобов, приводящих к утолщению земной коры и к аккреции. Именно к той аккреции, когда континентальная кора формируется за счет трансформации океанической коры в результате геосинклинального процесса (Gnibidenko, Shashkin, 1970).

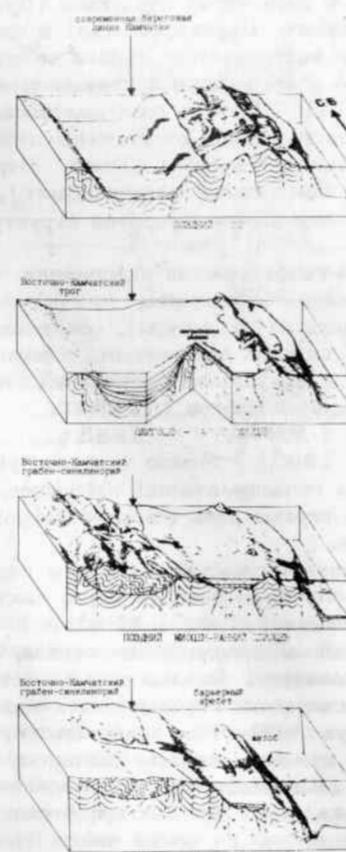


Рис. 45. Структурная эволюция внутреннего склона Курило-Камчатского глубоководного желоба в районе п-ова Камчатка (Gnibidenko, Svarichevskaya, 1984)

Слайсовый комплекс на внутреннем склоне желобов имеет характерные признаки деформаций, обусловленные гравитационной тектоникой (Kehle, 1970): по восстанию в тыловой части осадочно-вулканогенного чехла на внутреннем склоне желобов формируются нормальные сбросы и грабени отрыва, а по падению во фронтальной части толщи у подножия склона — надвиги, образующие чешуйчатую структуру. МОВ-ОГТ позволил достаточно отчетливо выделять и зону деколлемента (рис.10), по которой происходит движение осадочной толщи внутреннего склона к тальвегу желоба, трение в которой, вероятно, значительно снижается за счет избыточного давления флюида (Von Huene, Lee, 1982). Поэтому надвиговый покров может продвинуться на значительное расстояние как, например, на внутреннем склоне Малой Антилской гряды, где слайсовый комплекс прослежен в сторону Атлантического океана на расстоянии 74 км (Westbrook et al., 1982).

Таким образом, нормальная горст-грабеновая структура глубоководных желобов значительно усложняет модели субдукционной геодинамики. Такое обстоятельство и трудности создания непротиворечивой модели тыловодужного спрединга обусловили развитие представлений о двух типах субдукции (Uyeda, 1983), протекающих в условиях слабого (марианский тип) и сильного (чилийский тип) сжатия, а также к идее тектонической эрозии не только океанической плиты (Hilde, 1983), но и аккреционной призм вместе с осадочным чехлом (Scholl et al., 1977). Эти геодинамические модели в какой-то степени могут объяснить почти полное отсутствие слайсовой аккреционной призм в некоторых тихоокеанских желобах (Рюкю, Марианском, Тонга-Кермадек, юго-восточной части Центрально-Американского), но отнюдь не могут быть хорошо согласованы с нормально-сбросовой структурой в их пределах.

Приведенная в предыдущей главе геолого-геофизическая информация для верхней части земной коры желобов дает основание заключить, что нормальное сбросообразование (горст-грабеновая модель их структуры), осложненное гравитационно-оползневой тектоникой, можно считать доказанным. Сформировались ли современные глубоководные желоба в результате растяжения земной коры и главным образом вертикальных движений ее блоков (Tanner, 1973; Hoshino, 1978), субдукции (Uyeda, 1983; Von Huene, 1984) или эдукции (Чудинов, 1985)? Можно только с уверенностью считать, что это области активных геодинамических процессов, которые вместе с тыловодужными бассейнами играют роль впадин-барьеров на пути терригенных седиментационных потоков.

В рамках теории тектоники плит формирование сложной структуры внутреннего склона глубоководных желобов объясняется, по крайней мере, несколькими альтернативными геодинамическими моделями (Scholl et al., 1980): субдукционной аккрецией, субдукционным поглощением осадков, субдукционной эрозией и субдукционным перемещиванием. Однако следует отметить, что структура внутренних склонов тихоокеанских глубоководных желобов, если она достаточно разрешена с помощью МОВ-ОГТ, свидетельствует о том, что гравитационный тектогенез также является важным фактором, обуславливающим формирование аккреционных комплексов. Вероятная последовательность тектонических событий в Тихоокеанских желобах представлена на рис.46 и 47. Модель построена на основе данных по южной части Курильского желоба. Модель структуры аккреционного клина при гравитационности тектогенеза в сравнении со слайсовой моделью Д.Р.Сили, П.Р.Вэйла и Д.Д. Уэлтона (1974) представлена на рис.48.

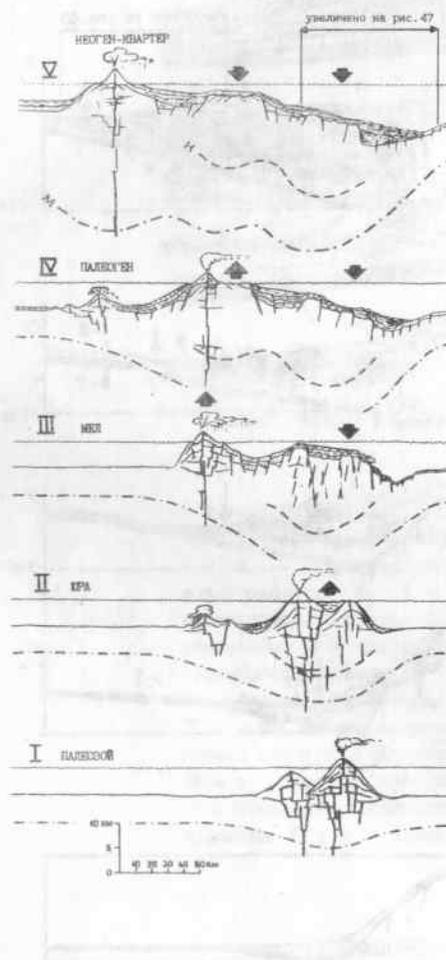


Рис. 46. Модель структурной эволюции островной дуги и связанного с ней глубоководного желоба. Стадии: 1 — эмбриональная: отдельные вулканические постройки образуют неявно выраженные цепи на океанической коре (горы Гейш, Оджин, Картографов, Магеллановы, Токелау-Феникс, а также вблизи разломных зон Императорской, Чинук, Мендосино, Мюррей, Центрального разлома (Филиппинское море); 2 — становления: зрелые вулканические постройки (в том числе и гайоты, составляющие цепи гор и образующие хребты: Императорско-Гавайский, Маркус, Неккер, Кюсю-Палау, Маршалла-Гилберта, Лайн, Туамоту, Общества и Кука); 3 — формирования: мощный и офиолитовый комплекс слагает фронтальную часть островодужного поднятия, а в тылу формируется очередная базальтовая вулканическая цепь. Опускание и нормально-сбросовая тектоника во фронтальной части дуги приводит к образованию желоба (западная часть Амурского желоба, Марианский желоб, желоба Ново-Британский, Соломонов и Ново-Гибридийский, желоб Тонга-Кермадек); 4 — зрелости: прогрессирующее развитие островодужного комплекса и формирование достаточно мощного чехла в пределах островодужного поднятия, что обуславливает сравнительно широкое развитие гравитационной тек-

тоники и формирование аккреционной призм (центральные части Алеутского и Курильского желобов, желоба Идзу, Филиппинский); 5 — финальная: развиваются мощные деструктивные (тафрогенные) процессы и интенсивная гравитационная тектоника во фронтальной части островодужного комплекса, формирующие аккреционную призму и андезитовый вулканизм в тыловой части островной дуги (восточная часть Алеутского желоба, Камчатский желоб, желоба Японский и Рюкю, Перу-Чилийский и Центрально-Американский); 6 — консервативная: остановка процесса формирования островодужного комплекса на любой стадии и сохранение его в виде поднятия, перекрытого чехлом осадочных отложений (поднятия Ширшова, Бауэрс, Шатского, Хесса, Мид-Пасифик, Зурилик, Капингамаранги, Магеллана, Манихики). Стрелки — направление преимущественного движения блоков, М и К — разломы Мохоровичича и Конрада соответственно

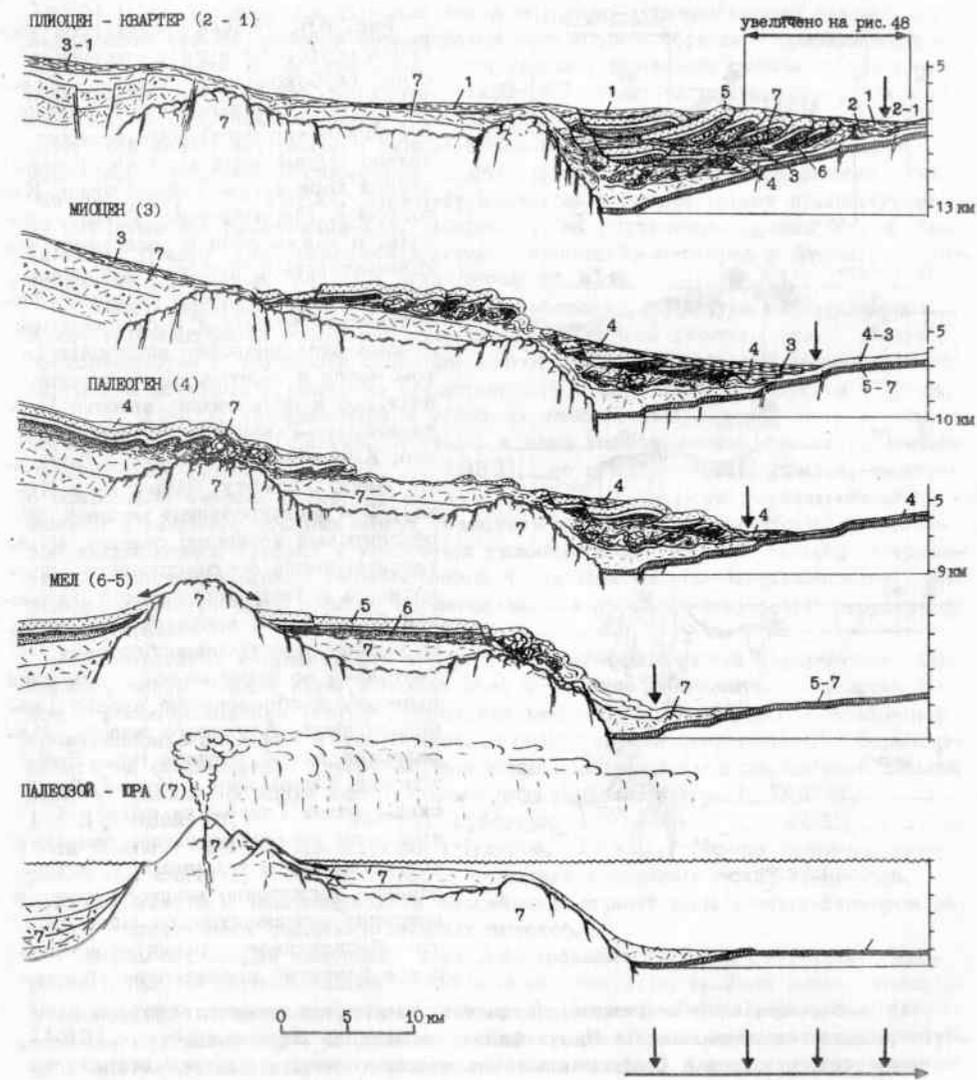


Рис. 47. Последовательность формирования аккреционного комплекса в глубоководном желобе в результате гравитационной тектоники и миграция тальвега желоба. 1-7 - стратиграфическая последовательность геологических формаций от квартера (1) до палеозоя (7) включительно.

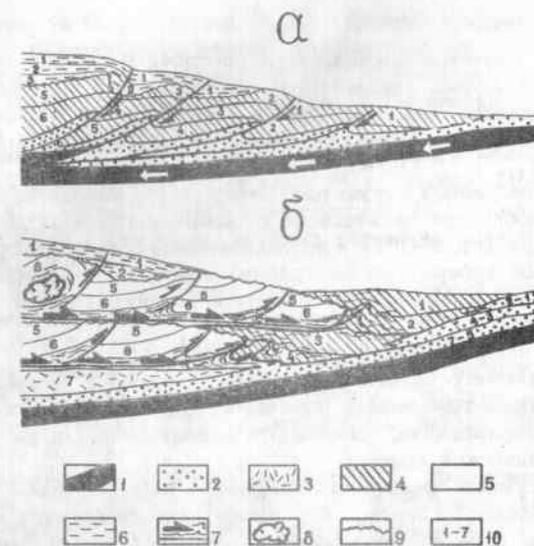


Рис. 48. Модели структуры аккреционной призм по (Seely et al., 1974) - а (упрощено) и предлагаемая в этой работе - б. 1 - базальтовый слой океанической коры, 2 - фации абиссальной равнины, 3 - фации обвальне-оползневые, пирокластические, 4 - фации турбидитные, 5 - фации шельфовые, 6 - фации склоновые, 7 - зона деколлементы, стрелка - направление движения блоков, 8 - олистолит, 9 - эрозионная поверхность, 10 - возрастная последовательность от молодых (1) к древним (7) отложениям

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Глубоководные желоба Тихого океана рассматриваются как структурные элементы, свидетельствующие об активных геодинамических процессах в тихоокеанских зонах перехода от коры океанического типа к континентальной, моделями которых являются субдукции и высокоамплитудные вертикальные движения блоков коры, обусловленные сжатием литосферных плит или их растяжением.

До конца 70-х годов геодинамические модели глубоководных желобов периферии Тихого океана создавались лишь на основе данных об их морфоструктуре, структуре магнитного, гравитационного и теплового полей, а также данных одноканального НСП, которые, однако, не давали возможности достаточно уверенно расшифровать структуру земной коры внутреннего склона,

тектоника которого является ключевой для построения геодинамических моделей, хотя модель слайсовой (надвиговой) тектоники для внутренних склонов желобов, согласующаяся, как полагали, с субдукционной моделью геодинамики земной коры в желобах, была предложена еще в начале семидесятых годов (Seely et al., 1974).

Детальные исследования структуры земной коры тихоокеанских глубоководных желобов в последнее десятилетие с применением многоканального сейсмопрофилирования (МОВ-ОГТ) и использованием современных методов обработки сейсмической информации (миграция) позволили расшифровать тектонику внутренних склонов желобов и ревизовать геодинамические модели для глубоководных желобов.

Проведенными исследованиями установлено:

1) структура внешнего склона тихоокеанских желобов обычно представляет собой систему горст-грабеновых элементов, сформировавшихся в условиях нормального сбросообразования, связанного с напряжениями растяжения в верхней части океанической плиты;

2) основной системой разрывных нарушений на внутреннем склоне желобов являются нормальные сбросы, что также свидетельствует об обстановке растяжения в земной коре континентальных (островодужных) склонов желобов;

3) в некоторых желобах (Алеутском, Курильском, Японском, Нанкай, Перу-Чилийском и Центрально-Американском) нормально сбросовые деформации осложняются на их внутренних склонах гравитационной тектоникой, выраженной в виде слайсовой (надвиговой) структуры во фронтальной части (аккреционной призме) и грабенов растяжения и нормальных сбросов в верхней, тыловой, части склона. Возможности МОВ-ОГТ позволили в ряде случаев отчетливо выявить деколlement в основании гравитационного покрова.

Поскольку структура фронтальной части гравитационных покровов желобов конвергентна слайсовой структуре аккреционной призмы, она обычно рассматривалась в многочисленных работах по тектонике желобов как доказательство наличия субдукции и сжатия и соответственно слайсирования верхней части земной коры, или как фронтальная часть надвига при движении континентальной литосферной плиты в сторону океана. Однако выявленная по данным МОВ-ОГТ нормально-сбросовая структура желобов и гравитационная тектоника на их внутренних склонах свидетельствуют о том, что их формирование происходит в условиях растяжения верхней части земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

Калинин А. В., Калинин В. В., Пивоваров Б. Л. Сейсмоакустические исследования на акваториях. М.: Недра, 1983. 204 с.

Клаус Г. Введение в формальную логику. М.: ИЛ, 1960. 507 с.

Ле Пшон К., Франшо Ш., Боннин К. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 283 с.

Ломтев В. Л., Патрикеев В. Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском глубоководных желобах. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986.

Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л., Скорнякова Н. С., Матвеевков В. В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978, № 2. С. 39-47.

Скорнякова Н. С., Липкина М. И. Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба // Океанология. 1975. Т. 15, вып. 6.

Скорнякова Н. С., Горбунова З. Н., Кругликова С. Б. и др. Осадки и осадочные породы Марианского желоба // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 5, С. 18-32.

Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба / Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г., Воробьев В. М. и др. М.: Наука. 1980. 179 с.

Вотерс К. Отражательная сейсмология. М.: Мир, 1981. 452 с.

Чудинов Ю. В. Геология активных окраин и глобальная тектоника. М.: Недра, 1985. 248 с.

Шерифф Р. Е. Ограничения разрешающей способности сейсморазведки МОВ и детальность получаемой геологической информации // Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1. М.: Мир, 1982. С. 11-35.

Aoki Y., Tamano T., Kato S. Detailed Structure of the Nankai Trough from Migrated Seismic Sections // Studies in Continental Margin Geology / Watkins J.S., Drake C.L. Tulsa. 1982. P. 309-322. (AAPG Memoir; N 34).

Aoki Y., Ikawa T., Ohta Y., Tamano T. Compressional Wave Velocity Analyses for Suboceanic Basement Reflector in the Japan Trench and Nankai Trough based on Multichannel seismic Reflection Profiles // Geodynamic of the Western Pacific-Indonesian Region / Hilde T.W., Uyeda S. Wash. 1983. P. 355-370. (AGU Geodynamics Ser.; V. 11).

Arthur M.A., Von Huene R., Adelseck C.G. Sedimentary Evolution of the Japan Fore-Arc Region off Northern Honshu, Legs 56 and 57, Deep Sea Drilling Project // Init.Repts.DSDP. Pt.1. Wash., 1980. V. 56, N 57. P. 521-568.

Aubouin J., Von Huene R. et al. Init.Repts DSDP Wash., 1982a. V. 67, 799 p.

Aubouin J., Von Huene R., Bultuck M. et al. Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project. Subduction without accretion: Middle America Trench off Guatemala // Nature. 1982b. V. 297, N 5866. P. 458-460.

Beccaluva L., Macciotta G., Savelli C et al. Geochemistry and K/Ar Ages of Volcanics Dredged in Philippine Sea (Mariana, Yap, and Palau Trenches and Paresse Vela Basin) // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands / Hayes D.E. Wash., 1980. P.247-268. (AGU Geophys. Monogr.; 23).

Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and Ultramafic Rocks from the Mariana Trench: An Island Arc Ophiolite // The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Pt. 2 / Hayes D.E. Wash., 1983. P. 294-317. (AGU Geophys. Monogr.; 27).

Cruise Summary: Leg 84 - Middle America Trench // JOIDES Journ. 1982. V. 8, N 2. P. 4-14.

Dixon J.M., Farrar K. Ridge subduction, obduction and the Neogen tectonics of Southwestern North America // Tectonophysics. 1980. V. 67, N 1/2. P 81-99.

Geology of the Northern Philippine Sea // Shiki T. Tokyo: Tokai Univer. Press. 1985. 288 p.

Glomar Challenger Operations. Cruise Summaries: Leg 87, Japan Margins JOIDES Journ. 1983. V. 9, N 1. P. 4-9.

Gnibidenko H.S., Shashkin K.S. Basic principles of geosynclinal theory Tectonophysics. 1970. V. 9, P. 5-13.

- Gribidenko H.S., Svarichevskaya L.V. The Submarine Canyons of Kamchatka // *Mar. Geol.* 1984. V. 54, P. 277-307.
- Gribidenko H.S., Svarichevsky A.S., Sedelnikova S.F., Zhigulev V.V. The Structure of Tuscarora Fracture Zone, Northwestern Pacific Geol. Marine Letters. 1981. V. 1. P. 221-224.
- Gribidenko H.S., Anosov G.I., Argentov V.V., Pushohin I.K. Tectonics of the Tonga-Kermadec Trench and Ozbourn Seamount Junction Area. *Tectonophysics*. 1985. V. 112 P. 357-383.
- Greene G.H., Wong F.L. and the Scientific staff of the 1982 COOP/SOPAC cruise. Hydrocarbon Resource Studies in the Southwest Pacific, 1982 // *Geol. Survey Open-File Report* 83-293. 1983. 24 p.
- Handschumacher D.W. Post-Eocene Plate Tectonics of the Eastern Pacific // *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margins* / Satton G.H., Manghnani M.N., Moberly R., McAfee U. Wash., 1976. P. 177-202 (AGU Geophys. Monogr.; 19).
- Hayes D.E. Continental Margin of Western South America // *The Geology of Continental Margins* / Burk C.A., Drake Ch.L. N.Y.: Springer-Verlag. 1974. P. 581-590.
- Hilde T.W.C. Sediment Subduction versus Accretion Around the Pacific // *Tectonophysics*. 1983. V. 99. P. 381-397.
- Honza E. Subduction and Accretion in the Japan Trench // *Oceanologia Acta*. 1981. P. 251-258.
- Hoshino M. Origin of Trenches // *La mer*. 1978. T. 16, N 3. P. 111-123.
- Hussong D.M., Uyeda S. Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of the results of Deep Sea Drilling project, Leg 60 // Hussong D.M., Uyeda S. et al. *Init. Repts. DSDP*. Wash., 1981. V. 60. P. 909-929.
- Hussong D.M., Edwards P.B., Johnson S.H. et al. Crustal Structure of the Peru-Chile Trench: 8-12° Latitude // *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margins* / Manghnani M.N., Moberly R., McAfee E.U. Wash., 1976. P. 71-85. (AGU Geophys. Monogr.; 19).
- Karig D.E., Ranken B. Marine Geology of the Forearc Region, Southern Mariana Island Arc // *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. Pt. 2 / Hayes D.E. Wash., 1983. P. 266-280. (AGU Geophys. Monogr.; 27).
- Katz H.R. Margins of the Southwest Pacific // *The Geology of Continental Margins* / Burk C.A., Drake C.L. N.Y.: Springer-Verlag. 1974. P. 549-565.
- Kehle R.O. Analysis of gravity sliding and orogenic translation // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. V. 81, N 6. P. 1641-1663.
- Konishi K. Geotectonic framework of the Ryukyu Islands (Nanseishoto) // *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1965. V. 71, N 840. P. 437-457.
- Konishi K., Schlanger S.O., Omura A. Neotectonic rates in the Central Ryukyu Islands derived from <sup>230</sup>Th coral ages // *Marine Geology*. 1970. V. 9, N 4. P. 225-240.
- LaTraille S.L., Hussong D.M. Crustal Structure Across the Mariana Island Arc // *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands* / Hayes D.E., Wash., 1980. P. 209-221 (AGU Geophys. Monogr.; 23).
- Lister C.R. Tectonic movement in the Chile Trench // *Science*. 1971. V. 173, N 3998. P. 719-722.
- Matsuzawa A., Tamano T., Aoki Y., Ikawa T. Structure of the Japan Trench subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records // *Mar. Geol.* 1980. V. 35. P. 171-182.
- McCarthy J., Scholl D.W. Mechanisms of subduction accretion along the central Aleutian Trench // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1985. V. 96. P. 691-701.
- Mrozowski C.L., Hayes D.E. A Seismic Reflection Study of Faulting in the Mariana Fore Arc // *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands* / Hayes D.E., Wash., 1980. P. 223-234 (AGU Geophysical Monograph; 23).
- Murauchi S., Ludwig W.J. Crustal Structure of the Japan Trench: the Effect of Subduction of Ocean Crust // *Init. Repts. DSDP*. Wash., 1980. V. 56, N 57, Pt. 1. P. 463-469.
- Moore J.C., Karig D.E. Sedimentology, Structural Geology and Tectonics of the Shikoku subductions Zone, Southwestern Japan // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. V. 87, N 9. P. 1259-1268.
- Nasu N., Von Huene R., Ishiwada Y. et al. Interpretation of Multichannel Seismic Reflection Data, Legs 56 and 57, Japan Trench Transect, Deep Sea Drilling Project // *Init. Repts. DSDP*. Wash., 1980. V. 56,
- Prince F.A., Resig J., Kulm L.D., Moore T.C., Jr. Uplifted turbidite basins on the seaward wall of the Peru Trench // *Geology*. 1974. V. 2, N 12. P. 607-611.
- Preliminary Report of the Hakuho Maru Cruise KH-82-4. July 23 - August 21, 1982. Geophysical and Geological Investigation of Seafloor Around Ogasawara (Bonin) Islands, Amami Plateau and Southwestern Part of the Sea of Japan / Kobayashi K.K. Ocean Research Inst. 1983. 267 p.
- Raitt R.W., Fisher R.L., Mason R.G. Tonga Trench // *Geol. Soc. Am. Spec.* 1955. P. 237-254.
- Ryukyu Island (Nansei-Shoto) Arc. GH 75-1 and GH 75-5 Cruises. January - February and July - August 1975 / Honza E. Tokyo: Geol. Survey of Japan, Cruise Rep. 1976. N 6. 81 p.
- Shipley T.H., McMillen K.J., Watkins J.S. et al. Continental margin and Lower slope structure of the middle America Trench near Acapulco (Mexico) // *Mar. Geol.* 1980. V. 35, N 1-3. P. 65-82.
- Scholl D.W., Marlow M.S. Global Tectonics and the Sediments of Modern and Ancient Trenches; Some Different Interpretations // *Plate Tectonics - Assessments and Reassessments* / Kahle Ch.F., Tulsa 1974. P. 255-272.
- Scholl D.W., Von Huene R., Ridlon J.B. Spreading of the ocean floor: underformed sediments in the Peru-Chile trench // *Science*. 1968. V 159, N 3817. P. 869-874.
- Scholl D.W., Christensen M.N., Von Huene R., Marlow M.S. Peru-Chile Trench Sediments and Sea-Floor Spreading // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. V. 81, P. 1339-1360.
- Scholl D.W., Marlow M.S., Cooper A.K. Sediment subduction and offscraping at Pacific margins // *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* / Talwani M., Pitman W.C. Wash.: AGU, 1977. P. 199-210.
- Scholl D.W., Von Huene R., Vallier T.L., Howell D.G. Sedimenta-

ry Masses and Concepts About Tectonic Processes at Underthrust Ocean Margins // *Geology*. 1980. V. 8, N 12, P. 564-568.

Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Arc, Forearc, and Trench Sedimentation and Tectonics; Amlia Corridor of the Aleutian Ridge // *Studies in Continental Margin Geology* / Watkins J.S., Drake C.L. AAPG Memoir 34. Tulsa: USA, 1982. P. 413-439.

Searly R.C., Francis T.J.G., Hilde T.W.C. et al. "Gloria" Side-Scan Sonar in the East Pacific // *EOS*. 1981. V. 62, N 12. P. 121-122.

Seely D.R. The significance of landward vergence and oblique structural trends on trench inner slopes // *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* / Talwani M., Pitman W.C. Wash.: AGU, 1977. P. 287-298.

Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G. Trench slope model // *The Geology of continental Margins* / Burk C.A., Drake C.L. N.Y.: Springer-Verlag, 1974. P. 249-260.

Seno T. The Instantaneous Rotation Vector of the Philippine Sea Plate Relative to the Eurasian Plate // *Tectonophysics*. 1977. V. 42, N 2/4. P. 209-226.

Shor G.G. Continental Margin of Middle America // *The Geology of Continental Margins* / Burk C.A., Drake C.L. N.Y.: Springer-Verlag, 1974. P. 599-602.

Schweller W., Kulm L.D. Extensional rupture of oceanic crust in the Chile Trench // *Mar. Geol.* 1978. V. 28, N 3-4. P. 271-291.

Talwani M., Worzel L., Ewing M. Gravity Anomalies and Crustal Section across the Tonga Trench // *J. Geophys. Res.* 1961. V. 66, N 4. P. 1265-1278.

Tanner W.F. Deep-sea Trenches and the compression assumption // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1973. V. 57, N 11. Pt. 1. P. 2195-2206.

Uyeda S. Comparative Subductology // *Episodes*. 1983. N 2. P. 19-24.

Von Huene R. Tectonic Processes Along the Front Modern Convergent Margins - Research of the Post Decade. // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1984. V. 12. P. 359-381.

Von Huene R., Lee H. The Possible Significance of Pore Fluid Pressures in Subduction Zones // *Studies in Continental Margin Geology* / Watkins J.S., Drake C.L. Tulsa: AAPG, 1982. P. 781-791 (Memoir: N 34).

Von Huene R., Kulm L.D., Miller J. Structure of the Frontal Part of the Andean Convergent Margin // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90, N B7. P. 5429-5442.

Von Huene R., Langesth M., Nasu N., Okada H. Summary, Japan Trench Transect // *Scientific Party, Init. Repts DSDP. Wash.*, 1980. V. 56, 57. Pt. 1, P. 473-488.

Watkins J.C., Moore J.C. et al. Init. Repts. DSDP. Wash., 1981. V. 66. 864 p.

Westbrook G.K., Smith M.J., Peacock J.H., Poulter M.J. Extensive underthrusting of underformed sediment beneath the accretionary complex of the Lesser Antilles subduction zone // *Nature*, 1982. V. 300, N 5893. P. 625-628.

Yoshii T., Ludwig W.J., Den N et al. Structure of Southwest Japan Margin off Shikoku // *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78, N 14. P. 2517-2525.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Принципы сравнительного анализа и модели структуры земной коры желобов . . . . .	5
Глава 1. ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ, ПОЛУЧЕННЫХ МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН (МОВ), ДЛЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ . . . . .	7
Глава 2. СТРУКТУРА ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ МОВ-ОГТ . . . . .	13
Алеутский желоб . . . . .	13
Курило-Камчатский желоб . . . . .	16
Японский желоб . . . . .	19
Желоб Нанкай . . . . .	22
Желоб Рюкю . . . . .	26
Марианский желоб . . . . .	28
Желоб Тонга-Кермадек . . . . .	30
Желоб Перу-Чилийский . . . . .	33
Желоб Центрально-Американский . . . . .	35
Трансформные разломы в желобах . . . . .	37
Глава 3. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРЫ ЖЕЛОБОВ И ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТНИКА . . . . .	40
Вводные замечания . . . . .	40
Модели структуры желобов по данным МОВ-ОГТ . . . . .	40
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	45
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	46

Г.С.Гнибиденко

СТРУКТУРА ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОВОВ ТИХОГО ОКЕАНА  
( по данным МОВ - ОГТ )

---

Подписано в печать 19.08.1987 г. ДМ 00033 Заказ 2341  
Усл. печ. лист 2,5 Усл. изд. лист 4,0. Формат 70x108/16  
Бумага писчая. Печать офсетная. Тираж 500 экз. Цена 60 коп.

---

Институт морской геологии и геофизики  
Дальневосточное отделение АН СССР  
693002 Южно-Сахалинск, ул.Науки